

GAGP

GÖTTINGER
ARBEITEN ZUR
GEOLOGIE UND
PALÄONTOLOGIE

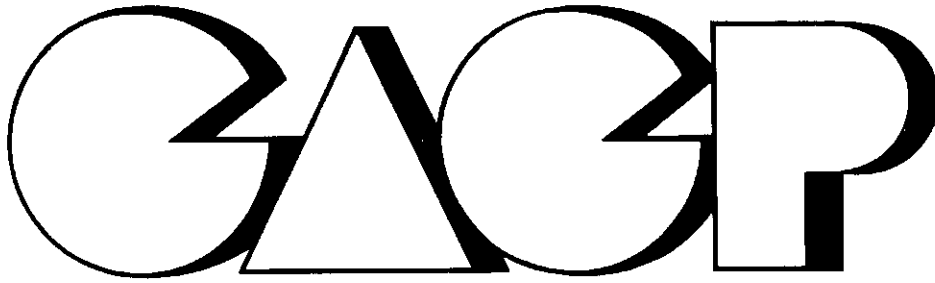
Nr. 70

Bernd R. Schöne

Der *otomari*-Event und seine Auswirkungen
auf die Fazies des Rhenoharzynischen Schelfs
(Devon, Rheinisches Schiefergebirge)

1997

GEOLOGISCHE INSTITUTE, UNIVERSITÄT GÖTTINGEN



GÖTTINGER
ARBEITEN ZUR
GEOLOGIE UND
PALÄONTOLOGIE

Nr. 70

Bernd R. Schöne

Der *otomari*-Event und seine Auswirkungen
auf die Fazies des Rhenoharzynischen Schelfs
(Devon, Rheinisches Schiefergebirge)

1997

Im Selbstverlag der Geologischen Institute
der Georg-August-Universität Göttingen

Göttinger Arb. Geol. Paläont.	70	140 S., 34 Abb., 1 Tab.	Göttingen, 12.05.1997
-------------------------------	----	-------------------------	-----------------------

Bernd R. Schöne

**Der otomari-Event und seine Auswirkungen
auf die Fazies des Rhenoharzynischen Schelfs
(Devon, Rheinisches Schiefergebirge)**

Als Dissertation eingereicht am 15.05.1997
bei den Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultäten
der Georg-August-Universität



erscheinen in unregelmäßiger Folge
im Selbstverlag der Geologischen Institute
der Georg-August-Universität Göttingen:
**Institut und Museum für Geologie und Paläontologie
Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre**



are issued irregularly
by the Geological Institutes
(until 1985: Geol.-Paläont. Inst.)
of Göttingen University:
**Institute and Museum of Geology and Palaeontology
Institute of Geology and Dynamics of the Lithosphere**

Redaktion

Dr. Helga Uffenorde
Institut und Museum für Geologie und Paläontologie
Goldschmidt-Straße 3
D-37077 Göttingen

I S S N 0534-0403

© Geologische Institute, Universität Göttingen
Offsetdruck KINZEL, Göttingen

SCHÖNE, B.R. (1997): Der *otomari*-Event und seine Auswirkungen auf die Fazies des Rhenohercynischen Schelfs (Devon, Rheinisches Schiefergebirge). [The *otomari* event and its consequences for the Rhenohercynian shelf facies (Devonian, Rheinisches Schiefergebirge)]. - Göttinger Arb. Geol. Paläont., 70: 140 S., 34 Abb., 1 Tab.; Göttingen.

The influence of events on neritic and pelagic sediments has never been examined in direct comparison. The *otomari* event in the Rheinisches Schiefergebirge offers the opportunity to deduce possible trigger mechanisms for a global bio-event. This black shale event led to several extinctions in pelagic organisms, but comparable extinctions could not be observed in the neritic realm of the Rhenohercynian zone. The benthic shelf-communities migrated onshore to shallower shelf regions and gave rise to an extensive recovery of the offshore shelf regions after oxygen content reached normal levels.

Eifelian, Givetian, Germany, facies, ecology, diversity, stratigraphy, black shales, alkalinity, brachiopods, dacyroconarids, conodonts.

Bernd R. Schöne, Am Goldgraben 22, D - 37073 Göttingen.

SUMMARY

The sudden onset of global black shale deposition (*otomari* event) in the Upper Eifelian is caused by rapid transgression which may ultimately be attributed to plate motions and climatic warming. Both the decreased terrestrial sediment supply and the continuing subsidence lead to a rapid deepening of the shelf areas. Therefore many outer-shelf areas are heavily influenced by the oxygen-depleted zone (basinal facies). Probably, the black shale facies lasted for at least one million years (*otomari* interval). In contrast to the conodonts and dacyroconarids no major extinction among the bottom-dwellers can be observed on the Rhenohercynian shelf. The benthic assemblages simply migrate to shallower shelf regions. But, independent of the sea-level rise, the oxygen-minimum zone most probably expands further. As a result the biofacial telescoping of benthic shelf assemblages strengthens. The communities are crowded on smaller areas as could be shown by a comparison of the communities across the shelf (CZEKANOWSKI index, diversity indices). Broad areas of the previous shelf become dysoxic or even anoxic and therefore hostile for many taxa that are adapted to well-oxygenated facies. The oxygen-restricted environment is inhabited predominantly by small, thin-shelled, rarely calcified taxa like *Holynetes* and *Phillipotia* which appear to be very well adapted to low-oxygen levels. Further, it is stated here that black and dark gray shale faunas are possibly stunted. The specimens did not reach sizes normally developed in well-oxygenated environments. The reduced growth rate is conducted from the study of the growth-lines of some brachiopod taxa. The author tends to relate the above mentioned characteristics of taxa developed in such environments with a lowered rate of metabolism and growth rate under oxygen deficiency. Still, further investigation is needed to confirm these assumptions.

The cessation of black shale formation is connected to the reestablishment of sediment influx and carbonate build-ups, the decline of the oxygen-minimum zone and the falling sea-level. The marine benthic communities recapture the re-oxygenized shelf areas around the Eifelian/Givetian stage boundary (end of *otomari* interval).

The world's ocean-circulation patterns change dramatically and give rise to worldwide faunal migrations. The termination of the Malvinokaffric faunal province can possibly be related to these environmental changes. *Mucrospirifer*, e. g., starts to dominate the Rhenohercynian mid-shelf communities. The evolutionary line of this taxon is reported from North America, especially. In the European pre-*otomari* strata it is just known from a few specimens. Unaffected by the major faunal turnover, the *otomari* event is detectable in the Rhenohercynian shelf region only by decreasing diversity indices: SHANNON-WEAVER index, PIELOU index.

About 200 sedimentary horizons from 19 localities in the Rheinisches Schiefergebirge show the spatial (onshore-offshore profile) and temporal (upper *kockelianus* to lower *hemiansatus* zone) distribution of the fauna. In addition, the faunal composition, the diversity (SHANNON-WEAVER index) and evenness (PIELOU index) of the fossil assemblages in these layers were investigated. Different litho- and biofacial criteria have been used to correlate the sections. The base of the *otomari* interval in outer shelf and hemipelagic regions is marked by the abrupt onset of dark colours, decreasing grain size, 'styliolinites' or even stylioline-wackestones and the extinction of some taxa

II

[c. g., *Tortodus kockelianus kockelianus* (BISCHOFF & ZIEGLER 1957), *Nowakia (Cepanowakia) pumilio* ALBERTI 1978, *Nowakia (Cepanowakia ?) chlupaciana* ALBERTI 1979]. Similar lithological changes obviously occur onshore. The calcareous sediments and the influx of coarse-grained sediments beginning shortly thereafter each seem to be isochronous events across the shelf. The correlation of the neritic sections is partly confirmed by conodonts. Instead of the proposed pseudopelagic (pseudoplanktonic) life style of some molluscs of the allegedly hostile benthic environments in black shales a benthic life style is suggested here. Sulfide-oxidizing bacteria on the seafloor tend to harden the sediment surface (oxacrobic zone). Above the sediment surface oxygen levels sometimes are very likely at values above zero. Thus, forms like *Buchiola* were able to settle at the bottom. Some *Buchiola* specimens were found as complete specimens still articulated and were possibly not transported for a long distance.

ZUSAMMENFASSUNG

In der späten Eifel-Stufe kumulieren rasante ökologische Veränderungen (Meeresspiegel-Anstieg und Vertiefung des Ablagerungsraumes, Expansion der sauerstoffdefizitären Zone und Ausbildung einer Schwarzschiefer-Fazies) in einem globalen Bio-Event, dem *otomari*-Event. Diesem Ereignis fallen zwar einige pelagisch lebende Tiere zum Opfer, aber beim neritischen Benthos des Rhenoherynikums deutet nichts auf einen abrupten Faunenschnitt hin. Wegen der Überflutung der Liefergebiete vermindert sich der Eintrag terrigenen, groben Sediments erheblich. Die Subsidenz hält dennoch unvermindert an. Deshalb vertieft sich der Ablagerungsraum so stark, daß er in den Bereich der pelagischen Fazies gerät. Die Benthosgemeinschaften werden dabei in Richtung der ehemaligen Küste verlagert. Unabhängig vom Meeresspiegel dehnt sich die sauerstoffarme Zone aber möglicherweise weiter aus. Der Vergleich zwischen den einzelnen Communities (CZEKANOWSKI-Index, Diversitäten, Verteilung der Taxa) deutet jedenfalls auf ein biofazielles Teleskopieren hin: Die senkrecht zur Küste gemessenen Breiten der Community-Zonen sind verändert worden. Während außer im Becken sogar auf weiten Teilen des bisherigen Schelfs lebensfeindliche Bedingungen für Bodenlebewesen herrschen, drängen sich die Lebensgemeinschaften des Schelfs auf vergleichsweise engerem Raum. Erst mit steigenden Sauerstoffgehalten breiten sich die Faunenvergesellschaftungen wieder über den gesamten Schelf aus. Die Communities in der sauerstoffrestriktiven Fazies während der Schwarzschiefer-Episode (partim *otomari*-Intervall) bestehen vor allem aus kleinen, dünnchaligen, wenig skulptierten Taxa. Dieses Phänomen wird hauptsächlich mit reduziertem Sauerstoffangebot in Verbindung gebracht, hängt aber wohl auch von der Substratbeschaffenheit, der Wassertiefe und anderen Faktoren ab.

Wegen weltweiter Faunenmigrationen (u. a. Termination der Malvinokaffrischen Faunenprovinz), die auf die bereits vor dem *otomari*-Event eingeleiteten Umweltveränderungen zurückzuführen sind, bilden sich neue Community-Strukturen heraus. *Mucrospirifer* z. B. wird häufiger: Diese Form ist möglicherweise aus der nordamerikanischen Faunenprovinz ins Rhenoherynikum eingewandert bzw. kann sich wegen veränderter Umweltbedingungen im europäischen Raum etablieren. Die Auswirkungen der globalen Umweltveränderungen auf die Fauna des Rhenoherynischen Schelfs lassen sich aber aus dem Verhalten der Diversitätsindizes ableiten: Mit dem *otomari*-Event geht vor allem in küstenferneren Regionen ein Einbruch des SHANNON-WEAVER-Diversitätsindex' und der PIELOU-Verteilungszahl einher: Die Anzahl verschiedener Taxa nimmt ab und einzelne Taxa dominieren in den Communities. Mit dem Ende der exceptionellen Bedingungen auf weiten Teilen des Schelfs steigen beide Indizes wieder an, und es beginnt die extensive Wiederbesiedlung auch der äußeren Schelfareale. Für die sauerstoffrestriktive Biofazies können ungefähre Wassertiefen abgeleitet werden.

Voraussetzung für statistische Untersuchungen dieser Arbeit ist die Parallelisierung der bearbeiteten Profile (mittlerer Schelf bis Übergang Schelf/Becken) anhand litho- und biofazieller Kriterien. Ein abrupter Farbwechsel und Kornverkleinerung, ein Styliolinit oder Styliolinen-reiche Gesteine sowie das Verschwinden einiger (pelagischer) Arten [*Tortodus kockelianus kockelianus* (BISCHOFF & ZIEGLER 1957), *Nowakia (Cepanowakia) pumilio* ALBERTI 1978, *Nowakia (Cepanowakia ?) chlupaciana* ALBERTI 1979] kennzeichnen küstenfernere, tiefere Regionen, markieren den *otomari*-Event (*kockelianus/lencensis*-Grenze). In mehr küstenwärts gelegenen Gebieten sind zumeist wenigstens ähnliche lithologische Veränderungen nachvollziehbar. Der Karbonatanteil in den Sedimenten nach Ende des *otomari*-Intervalls (Tentaculitenschiefer-Fazies, partim) wächst vermutlich isochron auf dem gesamten Schelf an. Hochdiverse Faunengemeinschaften sind dann charakteristisch (*lencensis/hemiansatus*-Grenzbereich). Wiederum vermutlich mehr oder weniger zeitgleich setzt wenig später auch die Schüttung gröberklastischer Sedimente ein. Conodontenstratigraphische Untersuchungen konkretisieren die Korrelation.

INHALTSVERZEICHNIS

I	EINLEITUNG	2
1	Dank	2
2	Thematik, Problematik und Bedeutung	2
3	Methodik	4
4	Probleme und Definitionen verwendeter Begriffe	5
5	Erforschungsgeschichte	7
5.1	Odershäuser Kalk und Tentaculitenschiefer: Parallelisierungsversuche im europäischen Devon	7
5.2	Globale Events und Evolutionstheorien	8
5.3	Krise – Event – Intervall: Etymologie, Semantik und Anwendung der Begriffe	8
5.4	Der <i>otomari</i> -Event	9
II	PROFILE, STRATIGRAPHIE UND FAZIES	11
1	Stratigraphische Korrelation	11
1.1	Das Arbeiten mit Zeitäquivalenten und Begriffswahl	11
1.2	Verwendete stratigraphische Korrelations-Methoden	11
1.3	Parallelisierung: Begründung und Konsequenzen	16
2	Profile, Litho- und Biofazies	19
2.1	Blauer Bruch (1), Abb. 5	19
2.2	Hellbecke-Tal (2)	20
2.3	Heggen-Schederberge (3)	21
2.4	Raum Remblinghausen (4), Abb. 6	21
2.5	Ehemaliger Bahnhof Brenke (5), Abb. 7	22
2.6	Menkhausen (6), Abb. 8	24
2.7	Meinkenbracht (7), Abb. 9	25
2.8	Marpe (8), Abb. 10	28
2.9	Bonze! (9), Abb. 11	29
2.10	Burbecke (9a), Abb. 12	31
2.11	Hengstebecktal (9b), Abb. 13	31
2.12	Hohlweg Holzweg (10), Abb. 14	32
2.13	Listertalsperre (11), Abb. 15	33
2.14	Raum Scelscheid (12), Abb. 16	34
2.15	Grüner Bach (13), Abb. 17	36
2.16	Raum Pernze/Wiedenest (14), Abb. 18	37
2.17	Bredenbruch (15), Abb. 19	39
2.18	Bahnhof Gummersbach (16), Abb. 20	41
2.19	Hohlweg SW chem. Bahnhof Linde (17), Abb. 21	42
2.20	Zusammenfassung: Fazielle Entwicklung	44
III	AUSWERTUNG UND DARSTELLUNG DER DATEN: TRENDS	47
1	Lebensweise: Pseudopelagos?	47
1.1	Pseudopelagische Lebensweise: Ausweg aus einem Erklärungsnotstand?	47
1.2	Autökologie weiterer ausgewählter Taxa	51
2	Vermehrt pelagische Fauna	52
3	Diversität und Verteilung	53
3.1	Artenspektrum: SHANNON-WEAVER-Index und PIELOU-Zahl	53
3.2	Einbruch der Diversität, ein Überblick	56
3.3	Minimum fenestellider Bryozoen und biostromaler/biohermaler Bildungen	61
3.4	Zusammenfassung und Interpretation der Trends	61
IV	INTERPRETATION UND DISKUSSION DER TRENDS	70
1	Auswirkungen der Umweltveränderungen	70
1.1	Faunenvergesellschaftungen: Strukturelle Veränderungen, Verschiebung und Teleskopig?	70
1.2	<i>Mucrospirifer</i> und <i>Spinocyrtia</i> und das Pelagos: Fallbeispiele & Evolution	78
1.3	Der <i>otomari</i> -Event auf dem Schelf?	81
1.4	Das Rätsel der verminderten biogenen Karbonatproduktion	82
2	Sauerstoffdefizitäre Milieus	84
2.1	Schwarzschiefer: Definition und Vorkommen im Arbeitsgebiet	85
2.2	Gängige Modelle zur Schwarzschiefer-Genese: Erklären sie den <i>otomari</i> -Event?	86
2.3	Indiziensammlung: Mögliches Szenario für das hohe Eifclium und tiefe Givetium, Abb. 31	88
2.4	Sauerstoff-restriktive Biofazies (ORBF)-Modelle	92
2.5	Fauna sauerstoffdefizitärer Milieus: Anpassungen & Evolution	97
V	AUSBLICK	101
LITERATURVERZEICHNIS		102
ANHANG (Profile, Faunenliste, Statistik)		116

I EINLEITUNG

I.1 Dank

Die vorliegende Arbeit ist am Institut und Museum für Geologie und Paläontologie (IMGP) der Georg-August-Universität zu Göttingen entstanden und basiert größtenteils auf Daten, die während der Mitarbeit an einem dankenswerterweise von der DFG finanziell getragenen Forschungsprojekt (Wa 100/21) ermittelt wurden. Ich danke dem Evangelischen Studienwerk e. V. Villigst herzlich für die Gewährung eines Promotionsstipendiums und die ideelle Unterstützung.

Dem Leiter des Projekts, Herrn Prof. Dr. O. H. WALLISER, gilt mein besonderer Dank für seine ständige Diskussionsbereitschaft, wichtigen Anregungen, die Bestimmung eines wesentlichen Teils der Conodonten- und Cephalopoden-Fauna und die wissenschaftliche Betreuung. Für sein reges Interesse an diesem Thema, seine praktische 'Anteilnahme' im Gelände, Anleitungen zur Faunenbestimmung und hilfreiche Kritik danke ich Herrn Dr. F. LANGENSTRASSEN herzlich, außerdem für einiges Probenmaterial sowie zahlreiche wertvolle Hinweise. Herr Dr. MICHAEL SCHUBERT war als Zimmer-, Projekt- und somit Leidenskollege ständigen Diskursen ausgesetzt und mußte obendrein die dickschaligen Tentaculiten bestimmen. Die gemeinsame, oft stundenlange, geduldige Beschäftigung mit den fossilen 'Eistüten' regte zu zahlreichen alternativen Sichtweisen der fossilen Lebewelt u. a. an.

Tips zur Schwarzschiefer-Fazies und Palynologie (Bestimmung der Pflanzenreste) trug Herr Prof. Dr. W. RIEGEL bei. Für diverse Geländeaufenthalte und stratigraphische Fragestellungen standen die Herren MARTIN BASSE (Bochum) und Dr. ANDREAS MAY (Münster) zur Verfügung. MARTIN BASSE gab freundlicherweise Hinweise auf relevante Fundpunkte im Altenaer Raum und nahm die Bestimmung der Trilobiten vor. Bei Ostracoden und redaktionellen Fragen half Frau Dr. H. UFFENORDE, Herr Dr. R. HAUDE bei den Echinodermaten. Die Tabulaten von Bonzel bestimmte Herr Dr. F. TOURNEUR (Louvain-la-Neuve), Herr Prof. Dr. P. BULTYNCK (Brüssel, Leuven) einige icriodontiforme Conodonten. Den Herren Drs. K.-H. RIBBERT (Krefeld), R. THOMAS BECKER (Berlin) und REINHOLD WITTIG sowie PJOTR BUDIL (Prag), Herrn Prof. Dr. D. MEISCHNER und Herrn Prof. Dr. P. CARLS (Hannover) danke ich für Diskussionen und ihr Interesse am Fortgang der Untersuchungen.

Dr. HELMUT LEHNERT beriet mich bei der Anwendung der Cluster-Analyse und Dipl.-Geol. GERNOT ARP bei der Mikrofazies-Auswertung. Mit der Aufbereitung der palynologischen Proben wurde Dipl.-Geol. VOLKER BULLWINKEL betraut. Einen Teil der Dünnschliffe fertigten Herr FABER und Herr BECKER an. Bei der Interpretation der RDA- und IR-Analyse halfen Frau Dr. A. HEYDEMANN, Dipl.-Geol. KAI HAHNE, Dipl.-Geol. ANSGAR WANKE und Dr. KLAUS WEMMER. Mit ähnlichen Auswertungs-Problemen von Datenmengen betraut, teilte Dipl.-Biol. FELIX GUNKEL hilfreiche Tips mit. Allen Erwähnten danke ich herzlich!

Freunden und Verwandten schließlich danke ich für ihre große Geduld mit mir während der Entstehung dieser Arbeit.

I.2 Thematik, Problematik und Bedeutung

Die Entwicklung des Lebens auf der Erde ist kein linear verlaufender Prozeß. Vielmehr sind wiederholte exzeptionelle Umweltbedingungen weltweiten Ausmaßes dynamisches Element, Ursache und Motor gewesen für beschleunigte Evolution. Umweltveränderungen können in einem globalen Bio-Event kumulieren, einem weltweiten Faunenschnitt, einem sehr kurzfristigen Ereignis, dem mehr Arten zum Opfer fallen als das gewöhnlich der Fall ist. Der eigentlichen Katastrophe gehen also oft schon Veränderungen der ökologischen Parameter voraus: Je geschwächer das Ökosystem, desto anfälliger ist es gegenüber plötzlichen, massiven Eingriffen.

Globale Events standen im Mittelpunkt des internationalen Forschungsprojekts IGCP 216 „Global Biological Events in Earth History; Fundamental Biotic Changes in Earth History and the Extinction of Fossil Groups“, dessen Initiator und Projektleiter Prof. Dr. O. H. WALLISER war (WALLISER 1980). Zu den wichtigsten Ergebnissen gehört, daß es synchrone, weltweite Ereignisse gegeben hat, die in der Regel durch komplex vernetzte, sich überlagernde und gegenseitig verstärkende geologische und evolutive Prozesse verursacht wurden.

Während sich das Hauptinteresse bisheriger Forschung auf die 'großen Events' richtete, leistet die vorliegende Abhandlung einen Beitrag zum Verständnis eines, was die Folgen anbetrifft, anscheinend weniger herausragenden und spektakulären, doch global nachweisbaren Ereignisses, des *otomari*-Events. Die Untersuchungen bauen auf dem DFG-Projekt Wa 100/21 „Evolution im Devon“ auf und wurden von Herrn Prof. WALLISER geleitet. Diese Arbeit

erörtert die Frage, ob es den *otomari*-Event überhaupt auf dem Schelf gegeben hat und wie sich die Umweltveränderungen, die in der pelagischen Fazies einen Faunenschnitt verursachen, auf dem Schelf äußern. Welche Ursachen führten zu Veränderungen und Extinktionen? Sind die Faunenvergesellschaftungen des Schelfs mit dem Meeresspiegel-Anstieg lediglich in Richtung Küste 'verschoben' worden oder wirken sich die globalen Veränderungen der Umweltparameter auf die Faunenstruktur aus? Gab es ein biofazielles Teleskopieren der Faunenvergesellschaftungen? Bildet sich im Zeit-Intervall zwischen Event und Rückkehr der Normalbedingungen (*otomari*-Intervall) eine weltweit gleiche Fazies aus? Welche Faktoren bestimmen deren Struktur? Welche Anpassungen existieren? Wirken sich die Veränderungen der Umweltfaktoren selektiv auf verschiedene Faziesräume aus?

Solche Untersuchungen, die einen globalen Bio-Event kombiniert in pelagischer und neritischer Fazies untersuchen, fehlen bislang. Die Fragestellungen erfordern umfangreiche Faunenanalysen aus verschiedensten Faziesbereichen und eine präzise stratigraphische Korrelation der bearbeiteten Profile. Der laterale Faziesvergleich gibt einen Überblick über küstenferne und küstennähere Ablagerungsräume während einer Zeitscheibe. Die Ergebnisse können dann verglichen werden mit der vertikalen Faziesentwicklung einer jeden Lokalität.

Die Beschäftigung mit Events, insbesondere mit einem 'kleinen' Event, muß in einen größeren Rahmen gestellt, in einem größeren Zusammenhang betrachtet werden. Die Ursachenanalyse von Events kommt ohne die Klärung der Auswirkungen auf pelagische und neritische Ablagerungsräume nicht aus. Eine Frage bezieht sich auf die Interdependenzen zwischen den Lebensgemeinschaften: Pflanzen sich Perturbationen einer Community in andere fort? Aus den Untersuchungen solcher exzeptioneller Ereignisse der Erdgeschichte können prinzipielle Muster von Events abgeleitet werden. Obwohl jeder Event seinen eigenen, ganz individuellen Charakter besitzt, gibt es verallgemeinerungsfähige Strukturen. Die Erforschung von Events auf die Entwicklung des Lebens trägt zum Verständnis der momentanen Probleme bei. Ein besonderes Interesse widmen die Neontologen derzeit der Diversität: Wie verändert sich diese Diversität durch den Ausfall und die Verbreitung von Arten; beide Faktoren gehen seit wenigen Jahrhunderten rasant vonstatten und lassen sich im wesentlichen auf anthropogene Ursachen zurückführen. Wie plastisch ist die Natur? Haben Veränderungen der Diversität umgekehrt Auswirkungen auf das Ökosystem?

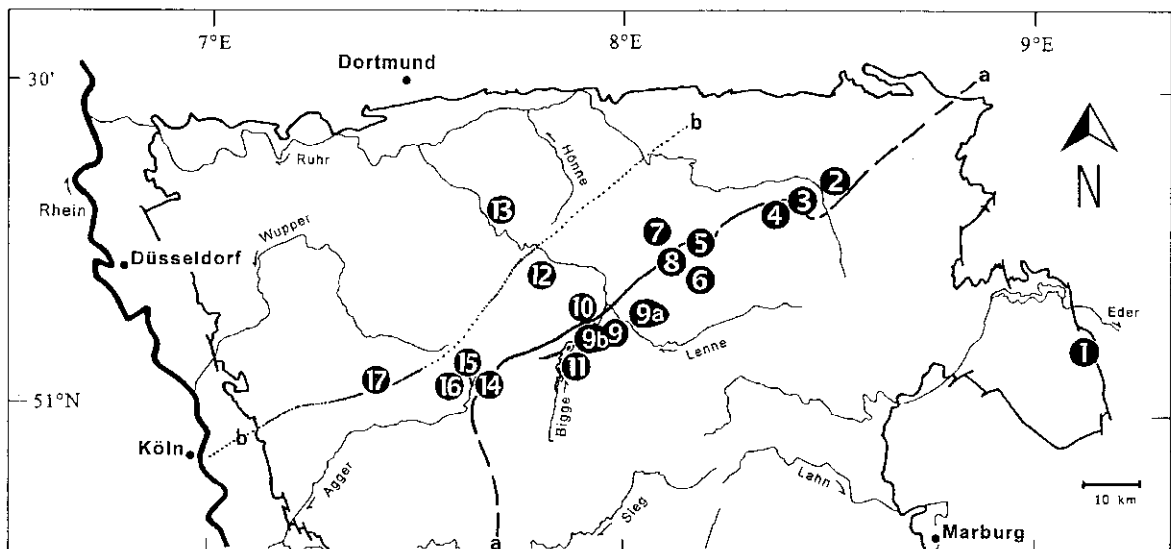


Abb. 1: Fundpunktbereiche im nördlichen Rechtsrheinischen Schiefergebirge. Rekonstruierter Verlauf von Schelfkante (a) und der Trennung zwischen mittlerem und äußerem Schelf (b). 1 = Blauer Bruch, 2 = Heilbecke-Tal, 3 = Heggen-Schederberge, 4 = Raum Remblinghausen, 5 = ehemaliger Bahnhof Bremke, 6 = Menkhausen, 7 = Meinkenbracht, 8 = Marpe, 9 = Bonzel, 9a = Burbecke, 9b = Hengstebecktal, 10 = Hohlweg Holzweg, 11 = Listertalsperre, 12 = Raum Selscheid, 13 = Grüner Bach, 14 = Raum Pernze/Wiedenest, 15 = Bredenbruch, 16 = Bahnhof Gummersbach, 17 = Hohlweg SW' chem. Bahnhof Linde.

Arbeitsgebiet

Abbildung 1 zeigt die Fundpunktbereiche im nördlichen Rechtsrheinischen Schiefergebirge. Der Begriff 'Fundpunktbereiche' weist darauf hin, daß innerhalb eines Faziesbereichs mehrere Fundpunkte zusammengefaßt wurden, um ein Profil zu erstellen. Anhand der Ziffern lassen sich die genauen Lokalitäten für die Profil- und Faziesbeschreibungen (Kap. II.2) entnehmen. Als Referenzprofil in der pelagischen Fazies dient die Odershausen-Formation (vgl. WALLISER & SCHÖNE, in Vorb.) im Blauen Bruch bei Bad Wildungen (Fundpunktbereich 1). Alle übrigen Ziffern beziehen sich auf neritische oder hemipelagische Ablagerungen. Das gesamte Arbeitsgebiet erstreckt sich in E-W-Richtung auf etwa 125 km, die N-S-Erstreckung beträgt ungefähr 40 km.

1.3 Methodik

Kriterien für die Wahl der Lokalitäten und Geländearbeit

Entscheidend für die Auswahl der zu bearbeitenden Lokalitäten war, daß die Profile tektonisch weitgehend unbeeinflußt, möglichst stratigraphisch vollständig und mit Übergängen zum stratigraphisch Liegenden und Hangenden aufgeschlossen sind. Streng genommen wäre keine Lokalität geeignet gewesen! Außerdem sollte ein breiter Querschnitt verschiedener Lebensräume des Schelfs erfaßt werden, um isochrone Fazieswechsel bewerten zu können.

Bei der Auswahl der zu bearbeitenden Fundpunktbereiche stand mir besonders Herr Dr. F. LANGENSTRASSEN zur Seite. Etliche Diplomarbeiten und einige Dissertationen der Universität Göttingen, die von Prof. Dr. WALLISER und Dr. LANGENSTRASSEN betreut wurden, waren verfügbar. Weiterhin konnten den Erläuterungen zu den einzelnen Meßtischblättern und weiteren Veröffentlichungen wichtige Hinweise auf die Abfolgen entnommen werden.

Geländeaufenthalte folgten im September 1994, April, Mai und September 1995 (insgesamt 56 Tage).

Leider mußte weitgehend darauf verzichtet werden, für quantitative Zwecke – die wesentliche Arbeitsgrundlage dieser Untersuchungen sind – auf bereits vorhandenes Sammlungsmaterial verschiedener Bearbeiter zurückzugreifen. Für die vorliegende Arbeit waren erstens horizontgebundene Aufsammlungen vonnöten. Zum zweiten treten Fehler auf, wenn verschiedene Bearbeiter unterschiedlich viel Zeit für verschiedene Fundpunkte aufwenden und wenn diese drittens mit unterschiedlichen Ambitionen und Neigungen sammeln. Zwar noch immer mit Subjektivität behaftet (s. Kap. I.4), stellt diese Untersuchung einen Versuch dar, erwähnte Einwände zu minimieren. Das Probenmaterial ist unter der Original-Nr. IMGP GÖ-318 hinterlegt worden.

Bearbeitungs- und Auswertungsverfahren

Nach der sorgfältigen Profilbearbeitung wurden Gesteinsblöcke von bis zu 20 cm Mächtigkeit entnommen. Dabei war zu beachten, daß ungefähr gleiche Volumina aller Horizonte vorlagen. Wenn die Fauna mit großem Individuenreichtum, aber geringem Artenspektrum auf der Schichtfläche angereichert ist, reichen geringere Probenmengen aus, um die Faunenstruktur zu erschließen. Die horizontweise Fossilienaufsammlung erfolgte damit weitgehend ohne Präferenzen. Das ist notwendige Voraussetzung für die Berechnung von Faunenvergesellschaftungen (= Communities; die markanten Communities der Profile sind im Anhang aufgeführt). Oft zeigte sich erst beim Zerklopfen der Proben im Labor und der späteren Grob- und Feinpräparation – letztere größtenteils unter dem Binokular –, welche umfangreiche Fauna in manchen Lagen enthalten ist. Die bearbeitete Gesteinsmasse belief sich auf ca. 2 000 kg.

Die Fauna, selten auch Flora, wurde bestimmt und ausgezählt (insgesamt mehrere 10 000 Exemplare; Einzelklappen ggf. als halbes Exemplar; Fossilliste im Anhang). Der Anteil an Crinoiden und Bryozoen mußte abgeschätzt werden, sofern keine Kronenteile respektive Wurzeln vorhanden waren. Auf Ichnofauna ist im Text hingewiesen worden. Als Grundlage für die Auswertung der Daten (hauptsächlich Dacryoconariden, Cephalopoden, Brachiopoden, Pelecypoden, Gastropoden) diente die Berechnung des prozentualen Anteils, des SHANNON-WEAVER-Diversitäts-Index' und der PIELOU-Verteilungszahl verschiedener Taxa-Gruppen (Stämme, Klassen, Ordnungen, Familien usw.; s. Anhang). 'Axial/direct ordination'- und Clusteranalyse erreichten nicht die erforderliche Signifikanz, brachten zum Teil sogar widersprüchliche Ergebnisse. Es erscheint dem Verfasser wenig sinnvoll, empirisch Greifbares durch zweifelhafte statistische Methoden objektivieren zu wollen: Die verschiedenen Varianten der Clusteranalyse beispielsweise bringen jeweils grundlegend voneinander abweichende Ergebnisse hervor!

In Histogrammen, Raum-Zeit-Diagrammen und einfachen zweidimensionalen Diagrammen sind die Ergebnisse übersichtlich präsentiert. Aus **Übersichtsdiagrammen (Histogrammen)** (z. B. Abb. 5a) lassen sich fazielle

Entwicklungen einer Lokalität ableiten. Im Gegensatz zu diesen profilorientierten Graphiken beziehen sich **Raum-Zeit-Diagramme** (z. B. Abb. 16) nur auf wenige charakteristische, ausgewählte Horizonte jedes Profils. Raum-Zeit-Diagramme ermöglichen einen direkten Vergleich sowohl der vertikalen wie der lateralen Fazies-Entwicklungen. Die Namensgebung der Zeitscheiben (Obere Waldbach-, Bonzelerhammer-, Kohlberg-, Senkel-, Hardt-Zeit) bezieht sich auf Lokalitäten, an denen die zeitäquivalenten Akkumulationen in kennzeichnender Weise und nahezu vollständig aufgeschlossen sind. Die fazialen Ausbildungen jeder Zeitscheibe wurden gemittelt und als Standards graphisch festgehalten. Anhand der **Standard-Diagramme (zweidimensionale Diagramme)** (Abb. 21) wiederum können lokale Abweichungen vom verallgemeinerten Mittel abgelesen werden. Außerdem erweist sich der Standard als probate stratigraphische Hilfe.

Für die Beurteilung der Sedimentologie, Lithologie und Mikrofazies (sämtliche Ergebnisse im Anhang) war die Anfertigung von An- und Dünnschliffen oder Peels erforderlich. Gegebenenfalls wurden die Proben angefärbt (mit Kaliumhexacyanoferrat-III und Alizarin-Rot-S), um die Diagenese zu untersuchen. Kalkige Proben (insgesamt 102 Stück á 0,2-15,45 kg, ges. 377 kg) wurden in Ameisensäure aufgelöst, der unlösliche Rückstand naßgesiebt (90 µm), getrocknet und dichtegetrennt (Bromoform-Methanol-Gemisch: $\rho = 2,81 \text{ g/cm}^3$). Nach sich anschließender abermaliger Trocknung erfolgte das vollständige Auslesen der Schwerefraktion unter dem Binokular, zum Teil auch des leichten Rückstands. Die taxonomische Bestimmung der Conodonten, Ostracoden etc. schloß sich an.

Es wurden nur wenige palynologische Untersuchungen durchgeführt, weil sich bereits nach wenigen Proben zeigte, daß wegen zu hohen Inkohlungsgrades weitere Analysen nicht lohnen.

Geochemische Untersuchungen (Infrarot-Messungen [IR], Röntgendiffraktometrische Analysen [RDA]) sollten die Genese eines Tuffit-verdächtigen Gesteins von Bonzel klären. Dazu wurde das Gestein in der Kugelmühle zermahlen und für die IR-Analyse suspendiert (Fraktion <2 µm).

Die Skulpturmuster einiger Brachiopoden und *Nowakia otomari*-Exemplare wurden mithilfe eines Binokulars (Fa. WILIB) mit Zeichenspiegel qualitativ erfaßt und z. T. quantitativ ausgewertet.

Für die Bestimmung der Farbe des unlöslichen Rückstands kalkiger Gesteine stand die *Munsell-Soil-Colour-Chart* zur Verfügung. Die Färbung der übrigen Sedimente wurde deskriptiv festgehalten.

Der Ablagerungsraum ist palinostastisch rekonstruiert, die Verteilung der Communities ermittelt und die geographischen Distanzen der Lokalitäten zueinander errechnet worden. Die Ähnlichkeiten zwischen den Communities lieferte der CZEKANOWSKI-Index.

I.4 Probleme und Definitionen verwendeter Begriffe

Die **üblichen Probleme** eines Schiefergebirgs-Paläontologen wiederholen sich auch in dieser Arbeit: Unterschiedliche Verwitterung und Fossilhaltung, Schieferung, lückenhafte Aufschlußbedingungen, Schichtwiederholungen und sonstige tektonische Einflüsse erschweren die Profilaufnahme und die Fossilbestimmung. In kalkigem Material fällt die Artenvielfalt z. B. der Dacryoconariden weitaus höher aus als in tonig-schiefrigem. In einigen Milieus ist ein Großteil der Fauna schlichtweg aufgelöst worden, während die gleichen Taxa in anderer Fazies überliefert werden können. Verschiedenes Erhaltungspotential kann auch auf unterschiedliche Baumaterialien und Kristallstrukturen (vgl. CARTER & TEVESZ 1978) der Schale zurückgehen. Die tatsächliche taxonomische Vielfalt bleibt unergründlich. Die beckenwärts, vor allem mit sinkendem Sauerstoffgehalt gekoppelte, verminderte Körpergröße und Skulptur ist dennoch ein kaum bestreitbares Faktum. In Kapitel IV.2.4 sind Kriterien für die Erkennbarkeit des Sauerstoffs als limitierender Faktor aufgeführt. Dazu zählen z. B. Epibionten-Größe/-Anzahl, Pyrit-Varietäten, Endobenthos etc.

Fleckenhafte Besiedlung täuscht faunenlose Zeiten vor. Dennoch mag ein mehrere Meter umfassendes, faunenarmes Profil im Vergleich mit etwa zeitgleichen, ebenso fossilarmen Abfolgen ein Indiz auf tatsächlich schlechte Lebensbedingungen darstellen.

Die größten Schwierigkeiten bereitet die **Parallelisierung** von Schichtpaketen verschiedener Faziesräume. Es ist dem Engagement und gewissenhaften Arbeiten von einigen Paläontologen-Generationen zu verdanken, daß die stratigraphischen Gegebenheiten heute in groben Zügen bekannt sind und auf dieser Grundlage eine fortschreitende Verfeinerung angestrebt werden kann. Dennoch ist die Zeitgleichheit von einzelnen Horizonten weit auseinanderliegender Lokalitäten kaum beweisbar, aber oft sehr wahrscheinlich. Um diachrone Faziesentwicklungen weitgehend auszuklammern, werden in dieser Untersuchung eine Reihe verschiedener Parallelisierungsmethoden in

Kombination angewendet. Das Verhalten der Fauna während etwa gleicher Zeitscheiben bildet eine Grundlage dieser Arbeit.

Auch wenn eigene Fehlbestimmungen der Fauna nicht auszuschließen sind und oben erwähnte allgemeine Probleme bestehen, zeigen sich selbst dem unvorbelasteten Betrachter Trends innerhalb der untersuchten Abfolgen, die durch diese Untersuchung analysiert und objektiviert werden sollen.

Die höhere zeitliche Auflösung neritischer gegenüber pelagischer Abfolgen weckte zunächst Hoffnung, den **Bio-Event** in küstenwärtigen Ablagerungsräumen biostratigraphisch sehr genau erfassen zu können. Hier fehlen aber diejenigen pelagisch lebenden Taxa, an denen sich die Umweltveränderungen direkt auswirkten. Der angenommene Event-Horizont ist auf dem Schelf nie reich an pelagischer Fauna. Das unmittelbar stratigraphisch Liegende des Event-Horizonts ist auf dem Schelf außerdem nie kalkig entwickelt.

Eine **Community** (gemeint ist Paläocommunity oder „benthic assemblage“ BOUCOT 1975; vgl. Definition PICKERILL & BRENCHLEY 1991) bezeichnet wiederkehrende Fossilvergesellschaftungen (Assemblages; vgl. BRETSKY 1968, WALKER & BAMBACH 1971; aber auch BOUCOT 1975). Die einzelne Assemblage kann durch vielfältige, sekundäre Einwirkungen, beispielsweise „time-averaging“ (WALKER & BAMBACH 1971), verändert werden: Bioturbation, unterschiedliche Besiedlungstiefen der Fauna, Sedimentationsrate und Kompaktion führen zu einer Vermischung verschiedener, zeitlich nacheinander lebender Communities (FÜRSICH 1978; siehe auch ETTER 1995, FÜRSICH & ABERHAN 1990).

Die Bewertung arttypischer Merkmale fällt in verschiedenen taxonomischen Gruppen sehr unterschiedlich aus. Tatsächlich werden deshalb wahrscheinlich 'Äpfel mit Birnen' verglichen, wenn die Speziationsrate bei Dacryoconariden als höher angesehen wird als z. B. die der Brachiopoden (Kap. III.3). Ohnehin ist nicht beweisbar, ob tatsächlich eine Diversifikation stattgefunden hat, ob die zunehmende morphologische Vielfaltigkeit direkter Hinweis auf Speziation ist. Trotzdem werden in dieser Arbeit die in der Literatur verwendeten Kriterien zur Typologisierung zugrundegelegt, weil eine Überarbeitung der Taxa den Rahmen vorliegender Untersuchungen sprengen würde.

Unabhängig vom taxonomischen Rang lassen sich ökotypologisch abgrenzbare Gruppen erkennen. Die Begriffe 'Gattung', 'Art' und 'Unterart' sind hier wertfrei verwendet und nicht selten schlichtweg als **Taxon** behandelt worden. Vermutete **Ökotypen bilden ökologisch-funktionelle Einheiten** und konstituieren sich aus Taxa verschiedener taxonomischer Ränge. Die Atrypiden setzen sich z. B. zusammen aus *Atrypa* (*Planatrypa*), *Spinatrypa* und *Atryparia*; je nach ökologischen Bedingungen überwiegt mal *Spinatrypa* mal *Atryparia* (vgl. COPPER 1966). Die verschiedenen, morphologisch differenzierbaren 'Arten' besetzen dennoch in fast jeder Community ihre ökologische Nische.

Als Gegenstück zum Benthos [bezeichnet sowohl den Lebensbereich (= Benthos) als auch die Lebensweise, im Gegensatz zum Begriff 'Pelagial', der sich nur auf den Lebensraum bezieht] existiert derzeit nach Wissen des Verfassers bislang kein Begriff für alle in der freien Wassersäule lebenden Organismen (planktische, nektische und pseudopelagische). Deshalb wird hier der Terminus **Pelagos** (τὸ πέλαγος - <gr.> das Meer) eingeführt. Organismen, die in der freien Wassersäule des Neritikums leben, bilden das neritische Pelagos, die im Pelagikum leben das ozeanische Pelagos. In ähnlicher Weise sind 'neritisches Benthos' und 'pelagisches Benthos' zu verstehen.

Der **Schelf** umfaßt relativ küstennahe Flachwassergebiete innerhalb der photischen Zone bis zu einer Wassertiefe von ca. 200 m. Dort schließt sich der Schelfhang an, der mit geringem Neigungswinkel zum Becken hin abfällt. Der Schelf läßt sich in einen inneren, mittleren und äußeren Schelf untergliedern. Für den inneren und mittleren Schelf (nicht im Sinne von GOLDRING & LANGENSTRASSEN 1979; hier: nur Entfernung zu Küste gemeint) sind hochdiverse benthische Communities charakteristisch (neritische Fazies, Neritikum). Die hemipelagische Fazies (Hemipelagikum, z. B. WALLISER et al. 1989) kennzeichnet den äußeren Schelf und Teile des Schelfhangs. Der Anteil an Pelagos wächst dort kontinuierlich an. In der pelagischen Fazies (Pelagikum) dominieren schließlich pelagisch lebende Organismen über die benthische Fauna. Lithofazielle Unterscheidungskriterien seien ergänzend angefügt: Der innere Schelf liegt zwischen Normalwellen- und 'normaler' Sturmwellenbasis (Sedimentstrukturen: HCS; vgl. a. BOTTJER & JABLONSKI 1988). Tempestite kennzeichnen den inneren und mittleren Schelf, distale Tempestite oder Densitite (ROUSHAN 1986) den äußeren Schelf, Turbidite den Schelfhang und das Becken (Schelfkante usw., s. a. Abb. 1 und Kap. II.3.4 für verarbeitete Literatur).

Begriffe wie 'küstenwärts', 'landfern', 'becken-' oder 'scwärts' definieren nur Richtungen und beziehen sich auf keine spezielle Wassertiefe.

Nach Abtrennung der *hemiansatus*-Zone durch BULTYNCK 1987 wird der verbleibende untere Teil der ehemaligen *ensensis*-Zone im Folgenden als „(untere) *ensensis*-Zone“ bezeichnet.

I.5 Erforschungsgeschichte

I.5.1 Odershäuser Kalk und Tentaculitenschiefer: Parallelisierungsversuche im europäischen Devon

Im ausgehenden 19. Jahrhundert leisten WALDSCHMIDT (1885) und HOLZAPFEL (1895, in FRECH 1891: 164 und in DENCKMANN 1893) Pionierarbeit mit ihren faunistischen Untersuchungen dunkler Kalke aus der Gegend um Odershausen nahe Bad Wildungen im Kellerwald. Die erste genauere stratigraphische Fixierung führt DENCKMANN (1893) durch. Er stellt die "Knollenkalke" (: 13) an die Basis der 'Stringocephalen Schichten' (sensu WALDSCHMIDT 1885). Als DENCKMANNs besonderes Verdienst muß allerdings gelten, daß er diesen "Odershäuser Kalk" der Ense (, und damit bezieht er sich in erster Linie nur auf die einige dm-mächtigen, sehr fossilreichen, knollig entwickelten Kalke im oberen Teil der Odershausen Formation [hier: Horizont 318-4814-III-c5 bzw. 318-9-III-c5; s. Kap. II.2.9],) mit dem Briloner Eisenstein parallelisieren und die Zeitgleichheit sogar auf das Meggener Gebiet (GK 25 Lennestadt 4814) ausweiten kann (DENCKMANN 1905, DENCKMANN & LOTZ 1900). Von letzteren Lokalitäten beschreibt er eine "Linsenlage von schwarzen Kalken" (1905: 594) oder auch "Mergelschiefer mit Kalkbänken" (: 595) respektive "dichte Knollenkalke" (: 556). HENKE (1907) und CORRENS (1923) liefern Faunenlisten und Profilangaben (HENKE 1912) vom Bonzeler Profil: Demnach liegen die Kalke über "Tentaculitenschiefer" (HENKE 1907: 15) und "Grauwackenschiefer" (HENKE 1912: 2) und werden ihrerseits durch "Grauwackensandstein" (HENKE 1907: 22) überlagert.

Die "Tentaculitenschiefer mit Odershäuser Kalken" (HENKE & SCHMIDT 1922a: 20) von Blatt Lennestadt sind Ausgangspunkt für die folgenden litho- und biofaziellen Korrelationen zeitäquivalenter Akkumulationen im Rechtsrheinischen Neritikum. Während sogenannter "Übersichtsbegehungen" konnte FUCHS entsprechende Ablagerungen westlich und östlich des Blattes Lennestadt wiederentdecken. Insbesondere der kalkig entwickelte obere Anteil der Odershausen-Formation war von großem Leitwert. Nachgewiesen wurden Äquivalente der Odershausen-Formation von LOTZE (1928, Blätter Eslohe, Arnsberg, Endorf), HENKE (1913, 1924) und FISCHER (1969) auf Blatt Endorf, EBERT (1961), MÜLLER (1965), THOME (1968), EBERT & MÜLLER (1973) und PAECKELMANN (1934) auf den Blättern Eslohe, Eversberg und Brilon, DENCKMANN et al. (1924, Blatt Olpe), THIENHAUS (1940, Blatt Plettenberg) und HENKE & SCHMIDT (1922b, Blatt Attendorn). Auch im bergisch-sauerländischen Bereich fand man entsprechende Gesteinsfolgen. SCHMIDT (in FUCHS & SCHMIDT 1928) führt den Begriff "Odershäuser Schichten" (: 26) ein, die vom "Gummersbacher Mergelschiefer" (ibidem) überlagert werden. Demhingegen stellt THIENHAUS (1940) zwei Faziesregionen fest: Tentaculitenschiefer und Mergelschiefer. Beides wäre also den Odershäuser Schichten zuzurechnen. Das stellt auch KRAPP (1967) auf Blatt Attendorn fest.

THIENHAUS (1940) prägt für den fossilreichen, kalkigen, mitunter knollig entwickelten Abschnitt der „Odershäuser Schichten“ den Begriff "Bonzeler Grenzschicht" (: 23).

Sobald der Anteil an rheinischer Fauna zunimmt und die herzynische ersetzt, bereitet die Parallelisierung große Schwierigkeiten. So ist es bislang nur sehr unzureichend gelungen, die Äquivalente der Odershäuser Schichten auf den Blättern Altena und Iserlohn nachzuweisen (zahlreiche Diplomarbeiten des IMGP Göttingen, s. Kap. II.2.14, 15).

HENKE & SCHMIDT (1922b) zeigen das für das westliche Blattrandgebiet der GK 25 Attendorn 4813 auf. WEDDIGE (1971) kann sehr den kalkig entwickelten unteren Abschnitt der Odershäuser Schichten als "Freilinger Schichten" (sensu SCHMIDT & TRUNKO 1965) ausgliedern. Conodonten und der Anteil an rheinischen Faunenelementen sind dafür maßgebend.

Im Raum Kürten und Lindlar erkennen SCHMIDT & TRUNKO (1965) Äquivalente der Odershäuser Schichten mithilfe von Brachiopoden. Den unteren Abschnitt bezeichnen sie als "Freilinger Schichten", den Rest als Odershäuser Schichten (s. str.). WEDDIGE (1977) führt dort Conodontenuntersuchungen durch, welche die Korrelation i. w. bestätigen. Weitere Conodonten-Untersuchungen teilen WITTEKINDT (1965) aus den Odershäuser Kalkknollen und BISCHOFF & ZIEGLER (1957) von der Odershausen-Formation vom Blauen Bruch mit.

I.5.2 Globale Events und Evolutionstheorien

Die Geschichte von den globalen Einschnitten in die biologische Entwicklung ist auch eine Geschichte der Evolutionstheorien. Lange Zeiträume des Phanerozoikums sind durch vergleichsweise langsame und ruhige, graduelle Entwicklungen des irdischen Lebens geprägt, eben durch stabile Bedingungen (Stasis). Sehr kurzfristige Ereignisse (Extinktionen, Radiationen nach Innovationen etc.) globalen Ausmaßes (s. WALLISER 1982) und zumeist tellurischen Ursprungs (WALLISER 1991a) unterbrechen diese 'normalen' (nomismogenetischen, WALLISER 1984a; τὸ νόμισμα – <gr.> Brauch, Gewohnheit) Entwicklungen immer wieder und stellen gleichzeitig das eigentliche dynamische Element der Entwicklung und der Entfaltung des Lebens auf der Erde dar. Die Untergliederung des Phanerozoikums basierte letztendlich auf solchen 'natürlichen Grenzen' (WALLISER 1985), vor allem auf den nicht selten größeren Umwälzungen und Umgestaltungen der Biosphäre im Gefolge dieser Ereignisse.

In GEORGES DE CUVIERS (1769-1832) Katastrophentheorie finden die Faunenschnitte der Erdgeschichte erstmals, wenn auch im christlichen Kontext interpretiert, ihren Niederschlag: Wiederholte Sinfluten werden demnach gefolgt von der Neuschöpfung von Organismen (Creationismus). JEAN BAPTISTE DE MONET CHEVALIER DE LAMARCK (1744-1829) entwickelt die erste wissenschaftliche Evolutionstheorie: Erworbene Eigenschaften werden vererbt und können durch Gebrauch oder Nichtgebrauch entstehen oder verschwinden. CHARLES DARWIN (1809-1882) schließt aus der beobachteten Variabilität der Organismen auf graduelle Entwicklungsmechanismen. Plötzliche biotische Veränderungen führt beispielsweise CHARLES LYELL (1797-1875) auf Lückenhaftigkeit der geologischen Überlieferung zurück.

Damit sind die grundsätzlichen Streitfragen zur Entwicklung der Lebewesen aufgeworfen worden. Gab es gravierende, schnelle Umbrüche in der biologischen Entwicklung oder verläuft die Evolution über kontinuierliche, langsame Modifikationen?

Die Synthetische Theorie [T. DOBZHANSKY, ERNST MAYR (*1904), JULIAN SORELL HUXLEY (1887-1975), GEORGE GAYLORD SIMPSON (1902-1984), BERNHARD RENSCH (1900-1990) und G. LEDYARD STEBBINS (*1906)] betont den graduellen Charakter der Evolution, die „Stufenlosigkeit der evolutionären Veränderungen“ (SCHMITT 1994). Aufbauend auf RICHARD GOLDSCHMIDT (1878-1958) und OTTO HEINRICH SCHINDEWOLF (1896-1971) erkennen NILES ELDREDGE und STEPHEN JAY GOULD (1972, „punctuated equilibrium“) Sprunghaftigkeiten in der Phylogenese. Zwischen langen Zeiträumen konstanter Entwicklung (Stasis) wirken sich kurzfristige, punktuelle evolutionäre Veränderungen gravierend auf die Entwicklung des Lebens aus.

Kritiker des „punctuated equilibrium“ (z. B. GINGERICH 1984) betonen immer wieder die Lückenhaftigkeit der fossilen Überlieferung, sowohl die der Zwischenformen als auch generell das Fehlen nicht fossilisierbarer Eigenheiten eines Taxons (Genotypveränderung ohne phänotypische Ausprägung: Neutralitätstheorie; Verhalten etc.).

Auf dem 26. internationalen geologischen Kongress in Paris (WALLISER 1980) entstand das IGCP Projekt 216 fußend auf dem gleichnamigen, seit 1976 bestehenden Projekt der International Palaeontological Association. Die Muster kurzfristiger biotischer Umwälzungen zu klären und die weltweite, synchrone Bedeutung vieler Faunenschnitte zu belegen, war das Hauptinteresse dieses internationalen und interdisziplinären Forschungsprojekts. Synchron und globale Bio-Events können mit lithofaziellen Veränderungen einhergehen; jeder Event zeigt ein spezifisches, individuelles Muster; den Events liegen im allgemeinen erdgebundene Ursachen zugrunde (WALLISER 1995a: 4).

I.5.3 Krise –Event –Intervall: Etymologie, Semantik und Anwendung der Begriffe

Die Verwendung des Begriffs 'Event' fällt sehr unterschiedlich aus. Wesentlich verschiedene Auffassungen bestehen hinsichtlich des zeitlichen Umfangs und somit des Wortsinns. Der Initiator des Global bio-event-Projekts O. H. WALLISER betont immer wieder die Kurzfristigkeit globaler Ereignisse (z. B. WALLISER 1982). Einem Event können Phasen exzeptioneller Bedingungen vorausgehen, Zeiten, in denen die Extinktionsrate über die Evolutionsrate überwiegt (WALLISER 1990a). Im Gegensatz dazu fassen verschiedene Autoren (z. B. POMEROL 1984, HOUSE 1985) die gesamte Dauer, die gesamte Phase außergewöhnlicher Bedingungen als Event auf. Diese Verwendung würde allerdings eine diachrone Entwicklung von Events zur Folge haben.

Event (*evenio* – <lat.> sich ereignen, vorfallen, eintreten, geschehen, ausgehen) hat so unterschiedliche Bedeutungen wie „Erfolg, Ausgang, Ergebnis, Ereignis“ (*eventum, i – n.*) oder „Katastrophe, Umsturz, Verderben, Zerstörung, Vorfall“ (*eventus, us – m.*). In geologischen Zeitdimensionen betrachtet ist der globale Event ein

punktueller, singulärer Ereignis, bei dem es weltweit und gleichzeitig zu eventuell tiefgreifenden Veränderungen der Biosphäre, zu **Faunenschnitten** kommt (vgl. WALLISER 1983, WALLISER et al. 1988). Diese globalen biologischen Einschnitte (Bio-Events) in die 'normale', 'gewohnte' Entwicklung unter stabilen Bedingungen ('Nomismogenese': WALLISER 1986a) können von lithofaziellen Veränderungen (Geo-Event) begleitet sein (z. B. WALLISER 1982), aber auch von geochemischen. Zwischen Geo- und Bio-Events gibt es enge Beziehungen.

Dem eigentlichen Ereignis können verschiedene kleinere Veränderungen des Ökosystems vorausgehen. Solche einzelnen Einflüsse können sich theoretisch überlagern und gegenseitig amplifizieren. Dieser Zeitabschnitt wird als Krise bezeichnet, sofern eine solche vorhanden ist: Einzelne Taxa sterben aus, neue Linien entstehen, welche nach dem Faunenschnitt besondere Bedeutung erlangen und rasanter Evolution unterliegen können. Die Natur der Krise ist wie die des Faunenschnitts selber eine selektive: Die negativen Auswirkungen betreffen nie alle Arten der Natur. Nur der Akkumulationshöhepunkt, der Zeitpunkt oder kurzfristige Zeitraum, an/in dem Veränderungen einen Schwellenwert erreicht haben und einen Kaskaden-Effekt erstmals auslösen (vgl. WALLISER 1984b), sollte als Event verstanden werden. Der zeitliche Umfang des Events an sich kann nicht verallgemeinert festgelegt werden. In der Regel sind Zeiträume von Stunden bis Jahrtausenden möglich (WALLISER 1995b). Jeder Event hat ja seinen eigenen Charakter („flavor“, BOUCOT 1986, 1990a).

Von diesem Ereignis an kann sich das Ökosystem schneller als zuvor verändern. Der Event ist oft Ausgangspunkt der Beschleunigung, der Verschiebung der evolutiven Geschwindigkeit. Der Event-Charakter definiert sich über die initiierten Folgen. Liegt die Auslöschung von Arten deutlich über der normalen Rate, spricht man gemeinhin von Extinktionsevent.

Nun ist aber noch der **Zeitraum** mit einem Namen zu belegen, der sich dem exzeptionellen Ereignis an sich anschließt und der noch durch eine exzeptionelle ökologische Situation geprägt ist. WALLISER (1986a) nennt diesen Zeitabschnitt 'Intervall'. Nach JABLONSKI (1986) können Lazarus-Taxa möglicherweise in Refugien überleben, von denen aus später eine Wiederbesiedlung erfolgt. Einige pelagisch lebende Arten können eine rasche Evolution und Diversifikation vollziehen. Einzelne Taxa überlebten zwar den Event, sterben aber während des Intervalls aus.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß Events im Gegensatz zu nomismogenetischen Entwicklungszeiten nur von relativ kurzer Dauer sind. Aufgrund des unterschiedlichen Charakters eines jeden Events der Erdgeschichte kann jedoch kein zeitlicher Rahmen konstatiert werden.

1.5.4 Der *otomari*-Event

Der *otomari*-Event (WALLISER 1983), etwa an der Grenze *kockelianus/ensensis*-Zone (WALLISER 1985) bezieht sich auf das erste Auftreten einer phylogenetisch frühen *otomari*-Form und das abrupte Einsetzen der Schwarzschieferfazies (WALLISER 1985: 403, 1995c: 232, WALLISER et al. 1988). *Tortodus k. kockelianus* (BISCHOFF & ZIEGLER 1957) verschwindet. Spezielle Untersuchungen (SCHÖNE 1996a; s. auch Hinweise bei LÜTKE 1979, 1985, BUDIL 1995, RUAN & MU 1989: 174, GARCIA-ALCALDE et al. 1990) zeigen, daß frühe Vertreter der *otomari*-Gruppe schon vor dem Event lebten, aber erst mit dem Event steigt der prozentuale Anteil – bezogen auf die Gesamtfauuna oder auf Dacryoconariden insgesamt – an Vertretern dieser Gruppe sprunghaft an. *Nowakia (N.) eotomari* XIAN 1980 wird als zeitlicher Vorläufer der echten *N. (N.) otomari* BOUČEK & PRANTL 1959 angesehen. Die taxonomische Eigenständigkeit erscheint aber ungerechtfertigt (vgl. SCHÖNE 1996a) und wird deshalb als besonderer Morphotyp von *N. (N.)* ex gr. *N. (N.) otomari* aufgefaßt: Die Unregelmäßigkeit der Transversalringabfolge ist XIANS (1980) Argument zur Artabgrenzung, obwohl dieses Merkmal bereits aus BOUČEKS (1964) Abbildungen von *Nowakia otomari* (entgegen dessen Beschreibungen auf den Seiten 91-93, NB.) hervorgeht.

Der *otomari*-Event wurde nachfolgend immer wieder mit neuen Namen belegt: „*rouvillei*-Event“ (WALLISER 1983), „Kačák-Event“ (HOUSE 1985), „Odershäuser Event“ (ALBERTI 1985), „*kockelianus* Event“ (TALENT et al. 1993), „late-Eifelian Event“ (TALENT et al. 1993), „*Nowakia otomari*-Event“ (RACKI 1993), „Odershausen-Event“ (CLAUSEN 1992), „L'Eif“ = „Late Eifelian Event“ (BARNES et al. 1995), „Lower Kačák Event“ (WALLISER 1995c: 231), „Late Eifelian I Event“ = „L'Ei I“ (WALLISER 1995c: 231), „Obere Eifel-Event“ (WALLISER 1995b). Da viele Autoren die ursprüngliche Bedeutung des Begriffs 'Event' (s. ursprüngliche Definition bei WALLISER 1983, 1990b, 1995c) mißverstanden oder umgedeutet haben (s. o.), sind die verschiedenen Bezeichnungen keineswegs synonym. Die meisten beziehen sich – fälschlicherweise – auf den *otomari*-Intervall oder gar auf die Schwarzschiefer-Bedingungen. Letztere können sich aber bereits zeitlich vor dem Faunenschnitt allmählich (somit diachron) einstellen (s. z. B. Kap. II.2.9, 11). Das *otomari*-Intervall – nur zeitlich definiert, nicht

auf das Ende der *otomari*-Entwicklungsreihe bezogen – seinerseits wird wiederum terminiert durch den „Late Eifelian 2 Event“ (s. WALLISER 1995c: 231). Die bis dahin vorherrschende verzweigte Goniatitenfauna verschwindet, *Nowakia otomari* allerdings nicht. Das *otomari*-Intervall endet mit der in weiten Teilen des Schelfs vorherrschenden Schwarzschiefer-Fazies. Nach dem Intervall ist dennoch nicht ausgeschlossen, daß z. B. in einigen 'Intraschelf-Becken' oder lokalen Vertiefungen mit mangelnder Zirkulation weiterhin Schwarzschiefer-Bedingungen fortbestehen bleiben!

Der *otomari*-Event ist weltweit im gleichen stratigraphischen Niveau entwickelt und offenbart sich in der Regel durch einen mehr oder weniger abrupten lithofaziellen Wechsel, Faunenwanderungen, Extinktionen bei der pelagischen Fauna und der Kaltwasserfauna sowie dem Auftreten von *Nowakia otomari* in großer Zahl (s. o.). Entsprechende Hinweise geben z. B. ALBERTI (1979, 1980, 1985), BOUCOT et al. (1995), BUDIL (1995), CHLUPÁČ & KUKAL (1986, 1988), GALLE (1994), HOUSE (1978, 1983, 1985, 1989), JOHNSON & MURPHY (1984), KUANG et al. (1981), LÜTKE (1979, 1985), SCHÖNLAUB (1985), TALENT et al. (1993: nur geochemisches Signal), TRUYÓLS-MASSONI et al. (1990), WALLISER (1984b, 1988, 1991b), WALLISER et al. 1995, WEDDIGE (1988a), WEDDIGE & STRUVE (1988), YANG et al. (1981).

In einigen Teilen der Welt ist eventuell keine Transgression, sondern eine Schichtlücke überliefert. STRUVE (1982a) bezeichnet diese als „great gap“. Der regressiv Trend beginnt offensichtlich zeitlich mit transgressiven Erscheinungen in der Oberen Eifel-Stufe (in vorliegender Arbeit als Krise definiert, s. o.). Der 'Kulminationspunkt', das 'Zentrum' des Great gap (vgl. WEDDIGE & STRUVE 1988) könnte dem *otomari*-Event entsprechen. WEDDIGE & WERNER (1989) halten ein extraterrestrisches Ereignis nicht für unwahrscheinlich. Das Ende des Great gap könnte ungefähr mit dem „Late Eifelian 2 Event“ zusammenfallen (s. auch Diskussion in Kap. IV.1.2).

Auf den transgressiven Trend weisen u. a. THIENHAUS (1940), GOLDRING & LANGENSTRASSEN (1979), KREBS (1979) oder JOHNSON et al. (1985) hin. Der Event wurde i. w. in der pelagischen Fazies beleuchtet: z. B. WALLISER (1985), HOUSE (1985), CHLUPÁČ & KUKAL (1986), CHLUPÁČ (1994), BUDIL (1995), BOUCOT (1990b), STRUVE (1982a, 1992) und MAY (1995) geben Brachiopoden der neritischen Fazies an, die charakteristisch für das *otomari*-Intervall sind, und verweisen auf ausgelöschte Taxa. Mit den Extinktionen und Diversifizierungen der pelagischen Fauna beschäftigen sich z. B. vor allem CHLUPÁČ & TUREK 1983, CHLUPÁČ & KUKAL 1986, BOUCOT 1988, CHLUPÁČ 1994, HOUSE 1978, 1985, BECKER & HOUSE 1994, WALLISER 1991, 1995c.

Der *otomari*-Event fällt zusammen mit einem weltweiten Rückgang des Faunenprovinzialismus und Endemismus (OLIVER 1976, BOUCOT 1981, JOHNSON & KLAPPER 1990, SUN 1992): Die Transgression leitet weltweit Faunenwanderungen („dispersal event“, BOUCOT 1990b: 130) ein (JOHNSON & KLAPPER 1990, BOUCOT 1981, CHLUPÁČ 1994). Insbesondere ist der Untergang der Kaltwasser-Faunenprovinzen der Südkontinente und einiger Kaltwasser-Faunenelemente der Ostamerikanischen Faunenprovinz (s. BOUCOT 1981) zu beobachten (BOUCOT 1990b, BOUCOT et al. 1995, WALLISER 1995c). Aus der Alt-Welt-Provinz breiten sich hingegen Formen z. B. in die Ostamerikanische Faunenprovinz aus (JOHNSON 1971, BOUCOT 1975, 1988, BOUCOT et al. 1995). Die Lebensgemeinschaften zur Zeit des *otomari*-Intervalls ähneln sich weltweit in auffälliger Weise (z. B. BIERNAT 1966, GODEFROID 1995, JOHNSON & KLAPPER 1990, JOHNSON 1971, 1974, BOUCOT et al. 1995, SUN 1992, WANG et al. 1987, YAN 1985, YANG et al. 1981): *Reticulariopsis* (\approx *Warrenella*), *Pseudocamarophoria* (\approx *Leiorhynchus*), *Mucrospirifer*, verschiedene Atrypiden, u. v. a. m. gehören zu den dominierenden Taxa der Fossilvergesellschaftungen.

Der vielfach gebräuchliche Begriff 'Tentaculitenschiefer' (HENKE 1907) darf nur faziell verwendet werden; denn nur tiefere Schelfablagerungen sind entsprechend ausgebildet: Die synchronen, küstenwärtigen Benthosgemeinschaften können von den Umweltveränderungen ebenfalls direkt oder indirekt betroffen sein, aber enthalten trotzdem keine 'Tentaculiten'.

Bemerkenswert ist die verminderte Karbonatproduktion während des *otomari*-Intervalls (s. Kap. IV.1.4). Mit der Transgression werden feinkörnige siliziklastische Sedimente über Karbonaten abgelagert (HOUSE 1983, JOHNSON 1974). BUDIL (1995) bemerkt, daß erst im höheren Teil des Kačák-Members (Barrandium) wieder verstärkt Karbonatbildner vorkommen. Diese Feststellung kann aufgrund eigener Untersuchungen bestätigt werden.

Die Vergesellschaftungen von tabulaten Korallen [auch eigene Untersuchungen von Bonzel (s. Kap. II.2.9), frdl. schriftl. Mitt. TOURNEUR 1995] weisen auf einen regen Faunenaustausch zwischen Europa, Nordamerika und

Nordafrika hin. HOUSE (1985) und GALLE et al. (1994) z. B. vermuten, daß Europa und Afrika nicht weit voneinander getrennt gelegen haben können.

Global ist somit sowohl lithofaziell (Schwarzschiefer; s. o. und CHLUPÁČ & KUKAL 1988) als biofaziell (Fauna der Schwarzschiefer-Fazies: Dacryoconarida, nuculide Muscheln, *Buchiola*, *Cardiola*) eine besondere Fazies entwickelt. *Nowakia otomari* ist möglicherweise nicht weltweit vertreten: In der Literatur (z. B. ALBERTI 1993) ist bislang aus dem Osten der USA keine *N. otomari* beschrieben worden. Auch bei eigenen Untersuchungen der Chittennango Shales (nach BECKER & HOUSE 1994 ein Pendant des *otomari*-Intervalls, siehe auch RICKARD 1986) im Cherry Valley (Staat New York; Fundpunktbeschreibung bei RICKARD 1986) konnten keine entsprechenden Formen entdeckt werden (vgl. auch Conodontenliste im Anhang).

Eine Sporenstratigraphie liefern STREEL et al. (1987) und LOBOZIAK et al. (1990).

II PROFILE, STRATIGRAPHIE UND FAZIES

II.1 Stratigraphische Korrelation

II.1.1 Das Arbeiten mit Zeitäquivalenten und Begriffswahl

Im Verlaufe der Arbeit zeigte sich, daß nicht nur den offenbar globalen Umweltveränderungen isochrone Fazieswechsel folgen und sich in jedem Profil mehr oder weniger belegen lassen; vielmehr repräsentieren auch die allmähliche Rückkehr zu normalen Lebens- und Evolutionsbedingungen und das Einsetzen grobklastischer Schüttungen mehr oder weniger (zeitliche Auflösbarkeit!) synchrone Ereignisse. Die Verlagerung von Sedimentmassen von der Küstenregion in Richtung Schelfkante z. B. geht turbiditischen Schüttungen zeitlich voraus. Hier besteht also keine absolute zeitliche Übereinstimmung. Aufgrund dieser lediglich ungefähren Synchronität erscheint trotzdem das Verfahren opportun, mit zeitlicher Äquivalenz von stratigraphischen Einheiten verschiedener Lokalitäten und von Faziesentwicklungen zu arbeiten. Lokale Sonderentwicklungen sind selbstverständlich in Betracht zu ziehen.

Solche lokalen faziellen Sonderentwicklungen sind auch gewichtiger Einwand gegen die Verwendung des Begriffs 'Tentaculitenschiefer', wenn es um stratigraphische Parallelisierungen geht. Tentaculitenschiefer können diachrone Faziesentwicklungen sein (vgl. z. B. Bonzel, Marpe, Meinkenbracht). Tentaculiten sind überdies hinaus nicht in allen Faziesräumen vorhanden, auch wenn die Abfolge in die Bonzel-Zeit fällt.

Die Begriffe 'Formation' (Fm.), 'Member' (Mb.) oder 'Submember' (Smb.), eigentlich lithostratigraphisch definiert, werden um den Zusatz 'Zeitäquivalent' erweitert: Formations-Zeitäquivalent = Fm_{aqu} (z. B. Senkel-Fm_{aqu}). Jetzt gehen betont litho- und biofazielle Charakteristika mit ein. Jetzt steht die zeitliche Übereinstimmung im Vordergrund. In gleicher Weise wird der Begriff '...-Zeit' (z. B. Senkel-Zeit) gebraucht.

Für die Zeiteinheiten werden Namen derjenigen Lokalitäten herangezogen, an denen die Schichtenfolge in charakteristischer Weise entwickelt und nach Möglichkeit vollständig aufgeschlossen und biostratigraphisch belegt ist. Abbildung 2 führt diese neuen Begriffe – stratigraphisch parallelisiert – auf. Über die Herkunft der Namen informiert Kapitel II.2.

II.1.2 Verwendete stratigraphische Korrelations-Methoden

Noch immer bereitet die zeitliche Parallelisierung verschiedener neritischer Schichtenfolgen oder der stratigraphische Vergleich neritischer mit pelagischen Akkumulationen große Probleme, insbesondere weil Goniatiten oder Conodonten in mancher küstenwärtigen Fazies fehlen, bzw. die Schichtenfolgen an den entscheidenden Stellen fossilifer erscheinen oder nicht aufgeschlossen sind. Um dem Anspruch auf immer feinere und genauere Stratigraphie gerecht zu werden, müssen auch immer mehr verschiedene, auch alternative Korrelationsmethoden miteinander kombiniert werden (vgl. WALLISER 1986b). Die vorliegende Studie kommt mit diversen litho- und biofaziellen Methoden aus, arbeitet sozusagen 'merostratigraphisch' (τὸ μέρος – <gr.> Teil), nicht holostratigraphisch. Viele der vorgestellten Methoden weisen prinzipielle Übereinstimmungen auf, die oft geochemische oder ozeanographische letzte Ursachen haben und umgekehrt Rückschlüsse auf Umweltparameter zulassen.

Lithofazielle Trends

Farbe, Korngröße, Chemismus (z. B. relativer **Karbonat-Anteil**) und **Sedimentstrukturen** sind ursächlich verbunden mit Meeresspiegel-Schwankungen und Änderungen der Lage der sauerstoffdefizitären Zone (ODZ) (s. Kap. IV.2). Mit den ökologischen Veränderungen kurz vor dem *otomari*-Event beginnt die pelagische Fazies nach NW auf den (Rhenoherynischen) Schelf vorzudringen (siehe z. B. Kap. II.2.9, 11, 20). Zeitgleich mit dem *otomari*-Event setzt im Hemipelagikum und auf Teilen des Schelfs die **Schwarzschiefer-Fazies** ein. Weltweit läßt sich ein rascher Wechsel von grob- zu feinklastischen oder von kalkigen zu feinkörnigen, karbonatarmen Sedimenten beobachten. Die Intensität und Häufigkeit tempestitischer/turbiditischer Schüttungen sind deutlich herabgesetzt. Der prägnanteste lithologische Wechsel ist im Raum Listertalsperre (Kap. II.2.13) ausgebildet: Zwar ist die Untergrenze des Bonzelerhammer-Mb_{aqu}, nicht aufgeschlossen. Aber der prompte lithologische Wechsel läßt sich erahnen: Innerhalb eines Profilmeters wechselt die Sedimentfarbe von olivgrün ('Crinoiden-Bryozoenschiefer' sensu z. B. PAECKELMANN 1936, partim; THIENHAUS 1940) nach dunkelgrau-schwarz (Tentaculitenschiefer) unter gleichzeitiger, starker Abnahme des Siltgehalts. Der Korngrößen-Wechsel zeigt sich auch im Profil Bredenbruch (vgl. ROUSHAN 1986). Das Obere Waldbach-Fm_{aqu} besteht bei Bonzel und im Hengstebecktal aus Siltschiefern und turbiditischen Sandsteinen mit eingeschalteten dunkelgrauen Tonschiefern.

		Bahnhof Linde	Bredenbruch	Pernze / Wiedenes	Grüner Bach	Hohlweg Holzweg	Raum Selscheid	Bonzel	Meinkenbracht	Blauer Bruch
		17	15	14	13	10	12	9	7	1
O'Wald _{aqu}	Bonzel-Formation _{aqu}									
	U'Wic _{aqu}									
Otomari-Event	Otomari-Intervall									
	Odershausen-Formation _{aqu}									
kockelianus	Bonzelerhammer									
	Kohliberg									
Givet-Stufe	Senkel									
	Hardt-Mb _{aqu}									
hemiansatus-Zone	Eifel									
	ensensis-Zone									
?	Scheurenhof-Fm.									
	"Odershäuser Schichten"									
II.2.19	"Freilinger Schichten"									
	Buckenberg-Fm.									
II.2.17	Genkel-Mb.									
	Rehberg-Mb.									
II.2.16	Agger-Mb.									
	Röhren-Fm.									
II.2.13	Frumberg-Mb.									
	Pernze-Mb.									
II.2.12	Bräkerkopf									
	Inmert-Fm.									
II.2.14	Bergfeld-Mb.									
	Grünwiese									
II.2.9	Holzweg-Fm.									
	Dannenhöfer									
II.2.7	Waterland-Mb.									
	Rauterkusen									
II.2.14	Hasenberg-Formation									
	Bonzel-Fm.									
II.2.9	Bonzelerhammer									
	Kohliberg-Mb.									
II.2.7	Vestenberg-Mb.									
	Meinkenbracht-Fm.									
II.2.7	Kupferberg-Mb.									
	Schelle-Mb.									
II.2.7	Senkel-Mb.									
	Hardt-Mb.									
II.2.7	Odershausen-Fm.									
	"discoides-Kalk"									
II.2.7	"Kalkige Übergangsschichten"									
Kapitel		II.2.19	II.2.17	II.2.16	II.2.13	II.2.12	II.2.14	II.2.9	II.2.7	

Abb. 2: Korrelation neu eingeführter (Punktraster) stratigraphischer Bezeichnungen (vgl. Kap. II.2 anhand der jeweiligen Ziffern).

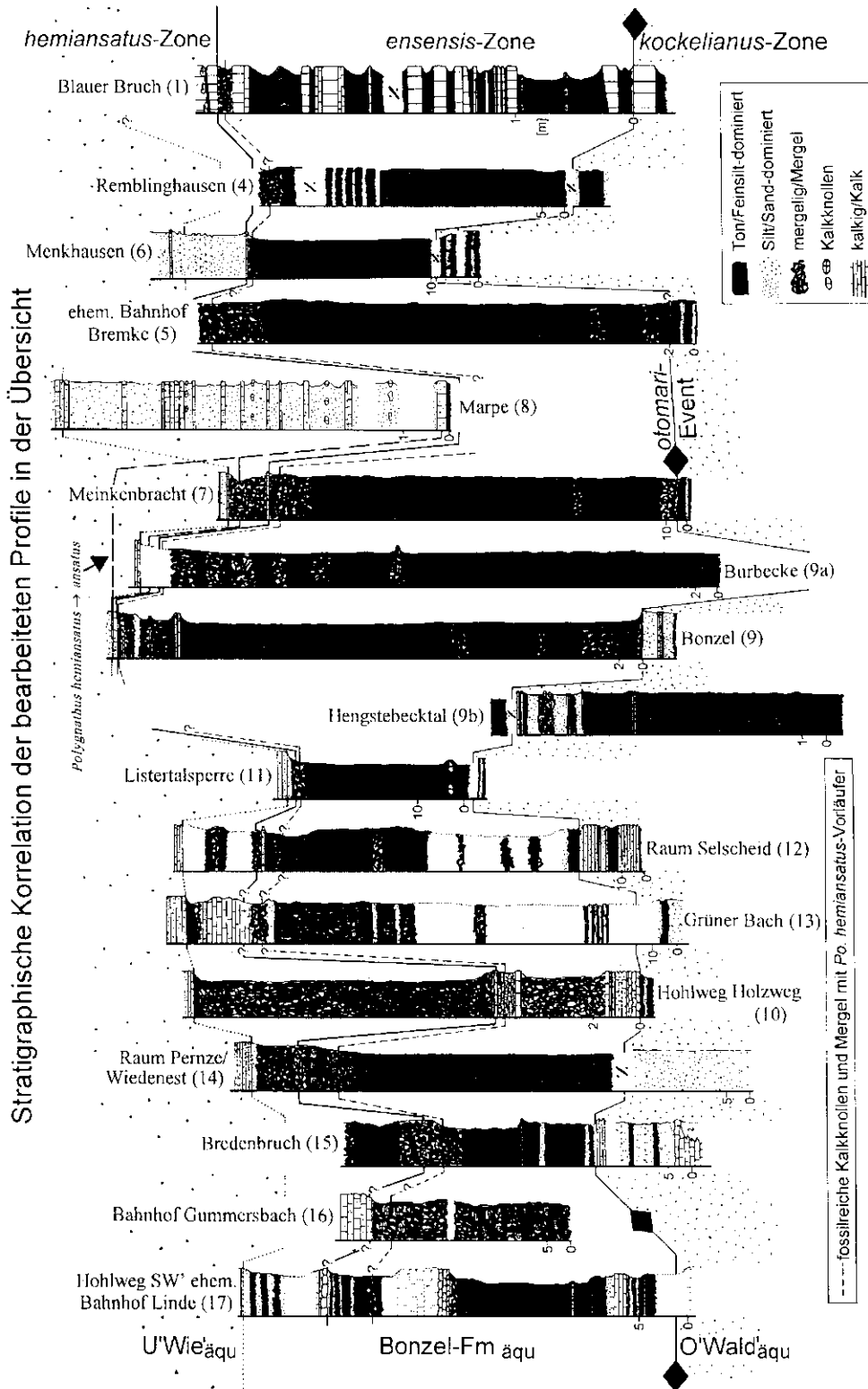


Abb. 3: Stratigraphische Korrelation der bearbeiteten Abfolgen; Säulenprofile in der Übersicht.

Zeitgleich mit dem *otomari*-Event setzen dunkelgrau-schwarze, schwach kalkige Tonschiefer ein, die sich von den dunkelgrauen Tonschiefern im stratigraphisch Liegenden farblich subtil unterscheiden. Im Raum Pernze ist der Silt/Sandgehalt in den Gesteinen des Oberen Waldbach-Fm_{aqu,s} relativ hoch, während sich die Lithologie der *otomari*-Intervall-Ablagerungen durch sehr dunkle, mergelige Gesteinseinheiten davon abhebt. In gleicher Weise äußert sich der *otomari*-Event im Blauen Bruch (Kap. II.2.1) durch dunkelgrau-schwarze, kalkige Tonschiefer über hell- bis mittelgrauen Kalken. Vom Profil „Bahnhof Linde“ (Kap. II.2.19) beschreiben SCHMIDT & TRUNKO (1965) helle Kalke unter den dunklen „Freilinger Schichten“. Der Karbonatanteil bleibt während der Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit im allgemeinen sehr gering, nimmt in küstenwärtige Fazies hinein aber zu. Auf den sandigen Charakter des O'Waldbach-Fm_{aqu,s} deuten auch THIENHAUS' (1940: 16, 17) „Crinoiden-Bryozoen-schiefer, sandige Brachiopoden-Schiefer, Kalksteine und Kalke“ hin. Weniger spektakulär, und damit bereits zu den Ausnahmen zu rechnen, verhält es sich mit der lithologischen Entwicklung im Raum Meinkenbracht. Nur anhand sandführender distaler Tempestite in mittel- bis dunkelgrauen, siltigen Tonschiefern ist die unmittelbare Prä-Event-Zeit vom Bonzelerhammer-Mb_{aqu} zu trennen.

Ab der Senkel-Zeit steigt nicht allein der Karbonatgehalt, sondern auch die durchschnittliche Korngröße an. Unter ständiger Zunahme größerer Korner vermittelt das Hardt-Mb_{aqu} zwischen den stark kalkigen Partien des Senkel-Mb_{aqu,s} und den stark siltig-sandigen Folgen des Wiedenest-Fm_{aqu,s}. Der Schüttungsbeginn größerer klastischer Materials wie auch das Einsetzen der Karbonatproduktion verlaufen – im Rahmen der Nachweisgrenze – isochron. Bemerkenswert ist z. B. die Synchronität der sehr fossilreichen Kalkknollen-Lagen (Smb. 1 des Senkel-Mb_{aqu,s}) im Blauen Bruch (Fundschrift „X“ siehe SCHÖNE 1996b, SCHÖNE & SCHUBERT 1996), Bonzel (SCHÖNE 1996a, SCHÖNE & LANGENSTRASSEN, im Druck), Meinkenbracht usw. (s. u. biofazielle Methoden; vgl. auch Abb. 3). Das Smb. 2 des Senkel-Mb_{aqu,s} ist in der Regel durch eine oder mehrere unreine Kalkbänke repräsentiert.

Über den recht kalkigen Partien des Senkel-Mb_{aqu,s} folgen wieder pelitbetonte, zum Teil kalkhaltige Gesteine (Hardt-Mb_{aqu}): Im Raum Iserlohn (Kap. II.2.15) sind es mittel- bis dunkelgraue siltige bis sandige Tonschiefer. In Bredenbruch (Kap. II.2.17) folgen über dem Brachiopoden-Mergelschiefer mittelgraue, kalkige Tonschiefer. 'In der Marpe' (Kap. II.2.8) wechsellagern unreine Kalksteinbänke mit siltigen und sandigen Schiefern. Bei Bonzel (Kap. II.2.9) stehen wenige cm-mächtige sehr unreine kalkige Gesteine an. Der Übergang zum Wiedenest-Fm_{aqu} äußert sich durch das unvermittelte Einsetzen sandiger Gesteine, die mitunter auch einen erhöhten Karbonat-Anteil aufweisen können (z. B. Bahnhof Linde, Bonzel).

Nicht unerwähnt bleiben soll ein weiteres lithofazielles Kriterium von nur regionaler Bedeutung, nämlich **unreine Kalkknollen-Lagen** in des Waldbach-Fm_{aqu,s} nahe der Grenze zum Bonzelerhammer-Mb_{aqu} im Raum Bonzel und Hengstebecktal. Auch **Pyritkonkretionen**, hier offenbar in Verbindung mit dem Meggener Lager, sind für dieses stratigraphische Niveau kennzeichnend. Auch während der Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit treten Pyrit-Knöllchen in dunkelgrauen bis schwarzen Tonschiefern mitunter lagenweise gehäuft auf.

Stratigraphisch wertvoll für das Erkennen des *otomari*-Events ist weiterhin der basale **Styliolinit** vom Blauen Bruch, verfolgbar über Bonzel bis hinein in den Meinkenbrachter Raum (Kap. II.2.7). Dort verzahnt er sich küstenwärts mit einem sehr meio- und makrofaunenreichen Horizont. Styliolinite bestehen nicht nur aus Styliolinen, sondern können verschiedene Dacryoconariden-Taxa beinhalten. Für die Genese ist hauptsächlich die hydromechanische Gleichartigkeit (hier: konische, dünnschalige Objekte) relevant (vgl. WALLISER 1995b: 15). Sie sind häufig mit Transgressionen (und Global bio-events) assoziiert (hochenergetisches Niveau; Genese s. EBERT 1993, WALLISER 1995b) und treten weltweit ungefähr gleichzeitig auf (vgl. EBERT 1993). Vermutlich können der basale Styliolinit und die sehr Styliolinen-reichen Lagen des Bonzel-Fm_{aqu,s} verschiedener Lokalitäten parallelisiert werden.

All diese Beobachtungen führen zum verallgemeinerten Säulenprofil (Abb. 4).

Biofazielle Trends

Zu den renommiertesten biofaziellen Korrelationsmethoden gehört sicherlich das erste Auftreten eines Taxons. Viele fortgeschrittene **Biozonen**-Konzepte arbeiten mit dem Neuerscheinen einer Art.

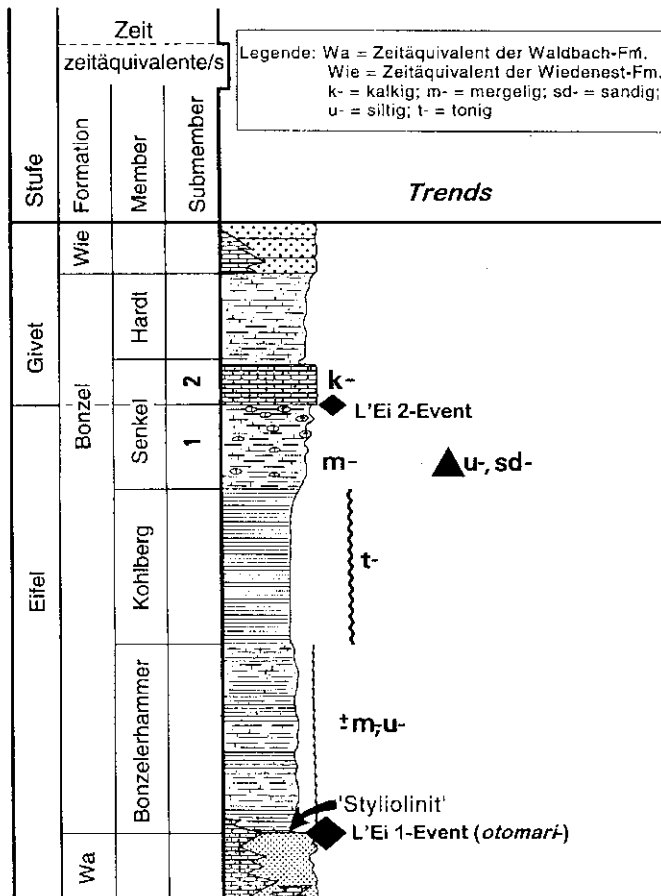
Arten können sich auch graduell entwickeln. Der Übergang von einer Morphospezies zur nächsten ist dann ein fließender. Hier hilft ein Morphotypen-Studium weiter: Die **Variation morphologischer Merkmale** innerhalb eines Horizonts wird in Häufigkeits-Verteilungs-Spektren dargestellt. Solche Diagramme aus verschiedenen Horizonten unterschiedlicher Lokalitäten können miteinander verglichen werden und sind unter Umständen stratigraphisch

verwertbar (z. B. SCHÜLKE 1995, SCHÖNE 1996a). *Nowakia* (*N.*) ex gr. *N. (N.) otomari* BOUČEK & PRANTL 1959 wurde z. B. schon im stratigraphisch Liegenden des Bonzel-Fm_{äqu.s} gefunden. Sie tritt beispielsweise bei Bonzel in siltigen Schiefern des O'Waldbach-Fm_{äqu.s} mit relativ wenig Individuen auf. Erst in den dunkelgrau-schwarzen, karbonatischen Tonschiefern des Bonzel-Fm_{äqu.s} sind sie schlagartig viel häufiger anzutreffen. Vergleicht man die Verteilungsspektren für die Longitudinalskulptur früher und später *Nowakia* ex gr. *N. (N.) otomari*-Vergesellschaftungen, stellt man eine deutliche Verschiebung der Kurven fest (s. SCHÖNE 1996a): Durchschnittlich sind späte *otomari*-Formen engständiger längsornamentiert als frühe. Die Kurvenform und Spannweite ist von Zeitebene zu Zeitebene eine andere. Außerdem kann solchen Diagrammen entnommen werden, daß tatsächlich bereits Vorläuferformen vor dem *otomari*-Event existiert haben müssen.

Ohne das Problem des Punktualismus oder Gradualismus an dieser Stelle weiter zu verfolgen, sind das **erste beobachtete Auftreten und dessen Kontrolle durch die Reichweite mehrerer Arten in Kombination** betrachtet unbestritten das geeignetste stratigraphische Mittel.

Das erstmalige Erscheinen oder Verschwinden einer benthisch lebenden Art läßt sich da schon sehr viel schwieriger

Abb. 4: Verallgemeinertes Säulenprofil
(Rechtsrheinisches Schiefergebirge,
Neritikum und Hemipelagikum)



exakt belegen. In Refugien oder allgemeiner gesagt unter geeigneten Umweltbedingungen überlebt ein Taxon hier länger als dort, erscheint dort eher als hier. Vor dem *otomari*-Event lebten Formen wie *Frankiella*, *Leptaenisca* oder *Arduspirifer*, die später in aller Regel fehlen. Ungeachtet des überwiegenden Trends überlebt *Arduspirifer* in einigen Regionen weit über den Event hinaus: MÜLLER (1965, 1990b) berichtet von *Arduspirifer* im Ockerschiefer auf Blatt Brilon (Fp. Hellbecke-Tal, Horizont 318-2-I-2 bzw. 318-4617-I-2; Kap. II.2.2). Weiterhin teilen verschiedene Diplomarbeiten des IMGP Göttingen (oft nicht gesicherte) Einzelfunde von *Arduspirifer* aus dem givetischen Anteil der Ihmert-Fm. mit (KLÖCKNER 1988: 60 u. REUTER 1988: 61), bzw. aus dem givetischen Anteil der Meinkenbracht-Fm. (MÖRCHEN 1992: 39, Meinkenbracht-Fm.). Sie sind bereits mit *Mucrospirifer* vergesellschaftet (vgl. Kap. IV.1.2). Ökologische Sonderbedingungen haben *Mucrospirifer* sp. womöglich erlaubt, schon vor dem globalen Ereignis im Rheinisch-Ardennischen Schiefergebirge Fuß zu fassen (s. Diskussion in Kap. IV.1.2). Umgekehrt überlebten Einzelexemplare alter Arten wie *Arduspirifer* die globalen Veränderungen aus gleichen Gründen.

In vielen Profilen wird ein Aufschwung für *Mucrospirifer*, Atrypiden (bes. *Atryparia* und *Planatrypa*), Holynetininen und vor allem

Dacryoconariden augenfällig. Für *Arduspirifer* tritt wohl *Mucrospirifer* auf den Plan. *Mucrospirifer* seinerseits wird in küstennäheren Gewässern offensichtlich durch *Spinocyrtia* (*Carpinaria*) ersetzt. Ob wirklich eine Substitution ein und derselben Nische stattgefunden hat, ist allerdings nicht bewiesen.

Von stratigraphischem Interesse sind auch **zeitlich begrenzte, besondere Lebensbedingungen**. Verschieden Taxa können sich also mit dem Event, bedingt durch fazielle Veränderungen, stark ausbreiten (hier Schwarzschiefer-

Fauna z. B. mit nuculiden Muscheln, inartikulaten Brachiopoden, verschiedenen *Buchiola*-Taxa, *Pterochaenia*, Dacryoconariden). Andere, sogenannte 'Lazarus-Taxa' (JABLONSKI 1986) blieben in Refugien zurück und besiedeln erst unter günstigen Bedingungen den ehemaligen Lebensraum wieder. Viele dickschalige Brachiopoden und Muscheln werden mit den Umweltveränderungen in Richtung Küste 'zurückgedrängt', sie werden veranlaßt zu 'migrieren', d. h. viele Larven können – für den Fall, daß sie überhaupt noch anzusiedeln versuchen – in beckenwärtigen Regionen, in denen restriktive Lebensbedingungen vorherrschen, nicht überleben und sich reproduzieren. Crinoiden und Bryozoen verhalten sich ähnlich. Viele Taxa können nicht mehr innerhalb der gesamten Bandbreite innerhalb ihres normalen Environments (z. B. Meerestiefe) leben, viele müssen am Rande ihres physiologischen Optimums überleben (s. Kap. IV.2.5). **Heterochronie-Effekte** (Progenese; ibidem) können die Folge sein: Die Individuen bleiben kleiner als normal (z. B. Goniatiten). Insgesamt herrschen ohnehin **schwach skulptierte und kleine Taxa** in der Schwarzschiefer-Fazies vor (Styliolinen anstatt der Nowakien oder Viriatellinen, flache Trilobiten, winzige Muscheln und Brachiopoden) [s. a. Kap. IV.2.5].

Von stratigraphischem Interesse kann weiterhin das **Diversitätsverhalten** der Tiere sein. Mit dem *otomari*-Event erleben u. a. die Dacryoconariden einen deutlichen Diversitätseinbruch. Nicht nur das Aussterben von Arten, auch eine Verschiebung der Häufigkeitsverhältnisse ist frappant. Die **Neustrukturierung der Communities**, auch der Lebensgemeinschaften des neritischen Benthos', vollzieht sich weltweit und wahrscheinlich gleichzeitig (vgl. z. B. Kap. II.2.3, 2.5).

II.1.3 Parallelisierung: Begründung und Konsequenzen

In Abb. 3 ist die stratigraphische Korrelation der bearbeiteten Profile in der Übersicht dargestellt. Die weiter oben angegebenen Korrelationsmethoden sind hier zur Anwendung gekommen.

In keinem der Schelfprofile konnte allerdings der conodontenstratigraphische Beweis erbracht werden, daß der *otomari*-Event an der Grenze *kockelianus/cnsensis*-Zone anzusetzen ist. Conodontenhöfliche Gesteine fehlen in diesem Bereich leider. Bei Bonzel (Kap. II.2.9) und im Hengstebecktal (Kap. II.2.11) fanden sich nur ca. 1,4 m unterhalb des vermuteten Event-Horizonts kalkige Gesteine mit *Tortodus k. kockelianus* resp. anderen Conodonten aus dieser Zone. Der *otomari*-Event ist in sämtlichen Profilen also nur durch Indizien belegt, vor allem durch die zumeist prompte Dunklerfärbung des Sediments, durch die prompte Kornverkleinerung (s. Abb. 4) und oft durch das unvermittelte, häufige Auftreten von *Nowakia (N.) ex gr. N. (N.) otomari*.

Die Basis des Bonzelerhammer-Mb_{äqu.s} zeichnet sich durch einen Styliolinit (z. T. auch nur sehr Styliolinen-reiche Lagen) oder sehr faunenreiche Horizonte aus. Der gröberklastische Anteil hat bereits gegenüber der Oberen Waldbach-Zeit deutlich abgenommen, ist aber noch höher als zur Kohlberg-Zeit. Desgleichen ist der Karbonatgehalt zur Bonzelerhammer-Zeit höher als zur Kohlberg-Zeit. Die Akkumulationen der Kohlberg-Zeit sind überwiegend relativ faunenarm und pelitbetont. Mit dem Smb. 1 des Senkel-Mb_{äqu.s} beginnt auf dem gesamten Schelf eine Ära starker benthischer Besiedlung. Das Sediment wird mergelig und Kalkknollen sind entwickelt. Das Smb. 2 besteht im allgemeinen aus unrcinen Kalkbänken, in denen erstmals ein typischer *Polygnathus hemiansatus* nachweisbar ist; mit dieser Art beginnt per definitionem die Givet-Stufe (WALLISER 1991b, WALLISER et al. 1995). Während der Senkel- und Hardt-Zeit ist ein kontinuierlicher Anstieg der Korngröße zu beobachten. Im Hardt-Mb_{äqu} geht der Kalkgehalt gegenüber der Senkel-Zeit wieder zurück. Oft besiedeln mono- oder paucispezifische Faunenassoziationen den Meeresboden. Das Wiedenest-Fm_{äqu} beginnt mit sandigen Sedimenten. Fauna ist darin nur selten enthalten.

Innerhalb von wenigen Zentimetern kann im Vestenberg-Mb. im Bonzeler Raum der Übergang von *Polygnathus hemiansatus* BULTYNCK 1987 zu *Po. ansatus* ZIEGLER & KLAPPER 1976 nachgewiesen werden (Löffelbildung an beiden Seiten der Plattform; vgl. Fossilliste im Anhang). Im Blauen Bruch ist eine erste *ansatus*-Form bislang erst aus den höheren Lagen des *discoides*-Kalkes bekannt (frdl. mdl. Mitt. WALLISER 1996). Es gibt in Bonzel keine Anzeichen für stark verlangsamte Sedimentationsrate, Sedimentationsstillstand oder gar Denudation (s. Kap. II.2.9). Somit darf als wahrscheinlich gelten, daß der Nachweis von *Po. hemiansatus* → *ansatus* in der Hardt-Zeit an anderen Lokalitäten zwar möglich, aber bisher nicht gelungen ist (mit Ausnahme des Profils 'In der Marpe', s. Kap. II.2.8). Das Hardt-Mb. ist an den übrigen bearbeiteten Lokalitäten bis jetzt nicht conodontenstratigraphisch abgesichert. Der mehr oder weniger schlagartige Beginn sandiger Schüttungen (Wiedenest-Zeit) beinahe im gesamten Schelfgebiet macht eine isochrone Faziesentwicklung sehr wahrscheinlich (s. Abb. 2, 3, 4).

Problematisch verhält es sich mit der stratigraphischen Abfolge in der SE-Fazies des Blattes Altena (Kap. II.2.14), insbesondere was den Status der 'Selscheider Schiefer' anbetrifft. Seit FUCHS (1914, 1917, 1923) werden die Begriffe „Selscheider Schichten“, „Selscheider Schiefer“ und „Selscheid-Formation“ sehr unterschiedlich gehandhabt (vgl. z. B. THIENHAUS 1940, HAFFER 1962, MAY 1986, 1993).

„Dunkelblaue bis blaugraue, zumeist milde, dünnspaltende Schiefer, zwischen die nur ganz untergeordnet vereinzelte dünnbankige, feinkörnige Grauwackensandsteine eingeschaltet sind“, gliedert FUCHS (1923: 29) als „Selscheider Schichten“ aus. Sie grenzen im stratigraphisch Liegenden an die „Mühlenbergschichten“, im stratigraphisch Hangenden an den „Sirriner Sandstein“ (vgl. FUCHS 1917: 85). FUCHS differenziert die „Selscheider Schichten“ in „Ohler Schiefer“, „Unnenbergsandstein“ und „Selscheider Schiefer“. Die Selscheider Schiefer sind durch das „oft massenhafte Auftreten von *Calceola sandalina*“ charakterisiert (FUCHS 1917: 83). FUCHS nimmt an, daß der Bonzeler „Tentaculitenschiefer“ DENCKMANNS nördlich vom Ebbesattel offenbar durch einen lokal entwickelten Sandsteinzug, den „Sirriner Sandstein“ vertreten ist: Der „Sirriner Sandstein“ gehöre an die Basis des Oberen Mitteldevons, überlagere die „Selscheider Schiefer“ (Abschluß des unteren Mitteldevons) hier im Raum Selscheid; im Attendorner Raum sei die Basis des Oberen Mitteldevons dagegen durch den „Tentaculitenschiefer“ DENCKMANNS vertreten (FUCHS 1923: 29). Es ist anzumerken, daß FUCHS in seiner Karte Sandsteinpakete verschiedener stratigraphischer Stellung dem „Sirriner Sandstein“ zugeordnet hat. THIENHAUS (1940) parallelisiert den „Sirriner Sandstein“ mit den „Grevensteiner Schichten“, HAFFER (1962) mit den nach seiner Ansicht noch jüngeren „Klippenkopf-Schichten“ (wohl „Klippenkopf“; vermutlich ein Äquivalent des Wiedenest-Fm_{aqu.s}). Dafür mußte die gesamte Abfolge der Ihmerter Schichten überschoben werden vom „Sirriner Sandstein“. Das erscheint gelinde gesagt sehr zweifelhaft. Überhaupt muß im Raum Iserlohn zunächst geklärt werden, welche stratigraphische Stellung 'Bräkerkopf-Schichten/-Formation', 'Ihmerter Schichten' bzw. 'Ihmert-Formation' und dem 'Klippenkopf-Mb.' bzw. den 'Klippenkopf-Schichten' zukommt; erst dann können diese Begriffe als Zeitäquivalente in den Selscheider Raum übertragen werden. Es wird hier angenommen, daß die Ihmert-Fm., wenigstens zum Teil, der Bonzel-Fm. entspricht und deren Basis dem *otomari*-Event.

In den Erläuterungen zu Blatt Endorf verfährt HENKE (1924) wie FUCHS, untergliedert die „Selscheider Schichten“ aber nicht weiter. Er verweist auf den Faunenreichtum im Waldbach-Tal (: 14), der sich nach freundlicher mündlicher Mitteilung F. LANGENSTRASSENS – in heutigem Sinne – ins hohe Eifelium stellen läßt. Die Abfolge ist älter als Odershausen-Zeit. Darüber scheidet HENKE „Tentaculitenschieferfacies“ aus.

Mit THIENHAUS (1940) schrumpft der Umfang der „Selscheider Schiefer“ auf den unteren Teil der „Selscheider Schiefer“ sensu FUCHS. Die „Selscheider Schichten“ sensu FUCHS umfassen jetzt außerdem noch die „Odershäuser Schichten“ und „Wiedenester Schichten“ (partim), weil er ja die Grevensteiner Schichten mit dem FUCHSSchen Sirriner Sandstein korreliert. Leider entbehrt THIENHAUS Arbeit jeglicher Fundpunkt-Angaben. Hat er z. B. *Mucrospirifer diluvianus* und *Spinocyrtia (Carpinaria) ostiolata* in demselben Horizont seiner „Selscheider Schiefer“ gefunden, überhaupt an derselben Lokalität? Was die regio typica angeht, ist jedenfalls nicht nachvollziehbar, welche faunistischen Belege vorliegen. Seine „Selscheider Schiefer“ stehen „für die über den Unnenbergschichten liegenden rauhen ... Schiefer, die nach oben von der Fossiltrümmerschicht ... überlagert werden“ (: 15). Es handelt sich dabei um „grünlichgraue, dunkelblaugraue, z. T. gebänderte oder sandig-flaschrige, kalkfreie und fossilarme Schiefer“. „Untergeordnet“ stellt er „Einlagerungen von dünnen, grünlichgrauen Sandsteinbänkchen und Anhäufungen von Wurmspuren“ fest (: 44). Die „Fossiltrümmerschicht“ an der Basis der „Odershäuser Schichten“ soll aus „kalkigen Mergeln mit Fossiltrümmern, Styliolinen, Ostracoden und Crinoidenstielgliedern“ bestehen. „*Spirifer diluvianus*“ enthalten und im „Gehängeschutt ... 100 Schritt südlich des über den Almeckebech führenden Fußweges“ (: 44) zu finden sein. An besagter Stelle ist zwar ein mürbes, teilweise fossilführendes Gestein anzutreffen, jedoch konnte trotz intensiver Suche keine einzige Stylioline entdeckt werden. Nach eigener Kartierung gehört diese Abfolge zum Zeitäquivalent des Bonzelerhammer-Mb.s, und zwar in den unteren Abschnitt, etwa 15 Profilmeter über dem vermuteten *otomari*-Ereignis. 15 Meter blieben also als maximale Mächtigkeit für die „Selscheider Schiefer“ sensu THIENHAUS über den „Unnenbergschichten“ und der „Fossiltrümmerschicht“ übrig (vgl. auch Diskussion in BASSE 1996).

HAFFER (1962) macht die Verwirrung komplett: Da THIENHAUS auf die Angabe eines locus typicus der „Selscheider Schiefer“ verzichtet hat, bestimmt HAFFER dazu den Aufschluß „800 m östlich Selscheid (Bl. Altena, r16680 h78220)“ (: 113; hier: Horizont 318-12-IV-... bzw. 318-4712-IV-...). Es handelt hier um „grünlichgraue, braun verwitternde Tonschiefer ..., die stellenweise schwach kalkig sind“ (: 113). Der Aufschluß ist gekennzeichnet durch

ausgesprochen faunenreiche Gesteine. Das widerspricht THIENHAUS' (1940) Ansicht zum Gepräge der „Selscheider Schiefer“ völlig („... z. T. gebänderte oder sandig-flaserige, kalkfreie und fossilarme Schiefer“, *ibid.*: 44; vgl. aber FUCHS 1917: 83).

MAY (1986: 30) meldet *Mucrospirifer diluvianus* aus diesem Aufschluß. F. LANGENSTRASSEN und der Verfasser vorliegender Arbeit haben hier wenige Exemplare von Dacryoconariden gefunden, die sich als *Nowakia otomari*-Vertreter herausgestellt haben (SCHÖNE 1996a). Der locus typicus der „Selscheider Schiefer“ sensu HAFFER (1962) liegt inmitten des Oderhausen-Fm_{aqu.s.} Zu einem ähnlichen Ergebnis kommt BASSE (1996).

MAY (1986) schließlich nennt die Abfolge zwischen „Mühlenberg-Formation“ und „Bräkerkopf-Formation“ jetzt „Selscheid-Formation“ und schlägt somit eine weitere Neufassung des ohnehin schon ziemlich überlasteten Begriffs 'Selscheider' vor. Er faßt die „Selscheider Schiefer“ im Sinne HAFFERS (1962) auf (denn: Bezug auf HAFFERS locus typicus). Dabei ist anzumerken, daß die Bräkerkopf-Fm. vermutlich in die Waldbach- und „Unnenberg“-Zeit gehört. Prüfen wir nun FUCHS' (1923) Auffassung zum „Selscheider Schiefer“ und gehen sozusagen auf die ursprüngliche Bedeutung zurück: Er meint „dünnspaltende Schiefer ... bei dem Dorfe Selscheid“ (: 29) zwischen „Unnenbergsandstein“ und „Sirriner Sandstein“. Nach Auffassung vorliegender Arbeit gehören dazu das gesamte Bonzel-Fm_{aqu} und eventuell auch Teile des Wiedenest-Fm_{aqu.s.}

MAY (1986)	HENKE (1924)	HAFFER (1962)	THIENHAUS (1940)	FUCHS (1923)	SCHÖNE Zeitäquivalent der	
? ? ? Klippenkopf-Mb.	Caiquasandstein	? ? ? Klippenkopf-Sch. (=Sirriner Sdst.)	Newberriensch.	? ? Sirriner Sdst.	U'Newberrien-Fm.	
	? Finentroper Schichten		Grevensteiner Sch.		Grevenstein-Fm.	
Selscheid-Fm. Rospe-Mb. (=Odershäuser Sch.) Selscheider Schiefer Unnenberg-Sdst. (Bräkerkopf-Fm. ??) Ohler Schiefer Mühlenberg-Fm.	Facies der gebänderten Tonschiefer	Odershäuser Schichten Selscheider Schiefer	Wiedenester Sch.	? ?	Wiedenest-Fm.	
			Tentaculiten-schieferfacies		Odershäuser Sch.	Hardt-Mb. Odershausen-Fm.
	Selscheider Schiefer	Selscheider Schichten (incl. Waldbach-Tal-Fauna)	Unnenbergsch. (Bräkerkopf-Sch. ?) Ohler Schiefer	Selscheider Schichten	Selscheider Schichten	focus typicus der Selscheider Sfr. sensu HAFFER Bonzel-Fm. (=Hasenberg-Fm.)
				Unnenbergsdst.		O' Waldbach-Fm. ? ? Unnenberg-Fm.
Ohler Schiefer	Ohler Schiefer	Ohler Schiefer	Ohler Schiefer	Ohler Schiefer	Ohle-Formation	
Mühlenberg-Fm.			Mühlenbergsch.	Mühlenbergsch.	Mühlenberg-Fm.	

Tab. 1: Stratigraphische Vergleichstabelle (ausschließlich) für den SE-Bereich der GK 25 Altena 4712 nach Ansicht des Verfassers. Diese korrigierte Parallelisierung widerspricht den Auffassungen der angegebenen Autoren mitunter deutlich. Auch innerhalb der Spalten wurden teilweise erhebliche Veränderungen vorgenommen: Bräkerkopf-, Ihmert- und Klippenkopf-Mb./Sch./Fm. sind nach Ansicht des Verfassers eingegliedert worden (s. dazu Kap. II.2.14 und 15). Das Grundproblem liegt in der Beurteilung der unterschiedlichen Benennung gleicher Schichtfolgen und in der abweichenden Beurteilung der stratigraphischen Stellung des Sirriner Sandsteins und der Selscheider Schiefer. Die Parallelisierung verschiedener Schichtfolgen mit der Basis des FUCHSschen Sirriner Sandsteins ist mit unterbrochener Linie verdeutlicht, die Vorstellung der Autoren zur Lage der Eifel/Givet-Grenze gepunktet hervorgehoben. Sch./sch. = Schichten/-schichten, Sdst. = Sandstein.

Der *otomari*-Event ist nicht als solcher nachweisbar. Faunistische Belege fehlen. Selbst das *otomari*-Intervall kann nur punktuell aufgrund verschiedener zeitkritischer Faunenführung belegt werden. Es erscheint aber sehr sinnvoll,

den Event direkt über den letzten Sandschüttungen anzusetzen, hier also in den noch relativ grobkörnigen dunklen Schiefern W' Selscheid (Horizont 318-12-I-1 bzw. 318-4712-I-1). Der Übergangsbereich zum Wiedenest-Fm_{aqu} ist durch die starke Zunahme sandiger Einschaltungen gekennzeichnet. Der „Sirriner Sandstein“ besteht aus mächtigen Sandsteinbänken und wird hier zum Teil des Wiedenest-Fm_{aqu} zugewordnet, abermals ohne Faunenbelege.

Den „Unnenbergsandstein“ sensu FUCHS (1923), THIENHAUS (1940) und HAFFER (1962) rechnet der Verfasser vorbehaltlich weiterer Untersuchungen z. T. der Waldbach-Zeit zu. Fazielle Unterschiede mögen dafür verantwortlich sein, daß sich hier von NW her zungenförmig eine sandige Entwicklung bemerkbar macht.

Das zeitliche Äquivalent der Bonzel-Fm. entspricht also am ehesten dem „Selscheider Schiefer“ sensu FUCHS, allerdings gilt das nur unter rein lithologischen Gesichtspunkten. FUCHS hat den „Sirriner Sandstein“ ja als Zeitäquivalent des „Tentaculitenschiefers“ von Bonzel aufgefaßt. Weil obendrein unklar ist, ob das Wiedenest-Fm_{aqu} ebenfalls, vielleicht nur zum Teil zum „Selscheider Schiefer“ zu rechnen ist, wird der neue Begriff 'Hasenberg-Fm.' eingeführt.

Tabelle 1 versucht die verstrickten stratigraphischen Verhältnisse im SE-Bereich der GK 25 Altena 4712, und nur für diesen (!), nach Auffassung des Verfassers zu beleuchten. Dabei ist zu beachten daß die angegebenen Autoren generell durchaus andere Parallelisierungsvorstellungen vertreten (s. o.). Der Verfasser versucht in dieser Darstellung, Schichtglieder gleicher stratigraphischer Stellung unabhängig ihrer unterschiedlichen Benennung durch die verschiedenen Autoren zu parallelisieren.

Wie oben bereits dargelegt, werden die 'Selscheider Schiefer' auf anderen Meßtischblättern von verschiedenen Autoren anders aufgefaßt. In den Erläuterungen zu Blatt Attendorn beispielsweise benutzt CLAUSEN (1978) sie im Sinne der Oberen Waldbach-Zeit, eine bislang gängige Methode bei den allermeisten stratigraphischen Arbeiten (non BASSE 1996).

Bezüglich abweichender Ansichten früherer Bearbeiter (s. Tab. 1) zur Parallelisierung auf Blatt Altena sei auf die Originalliteratur verwiesen. LANGENSTRASSEN & SCHÖNE (in Vorb.) werden ihren Beitrag zur weiteren Klärung der Verhältnisse in Kürze publizieren.

II. 2 Profile: Litho- und Biofazies

Auf den folgenden Seiten sind die Profile schematisch dargestellt. Rechts neben den Säulenprofilen stehen die Ziffern der signifikanten, beprobten Horizonte, deren Fossilgemeinschaft im Anhang aufgelistet ist. Weiter voneinander entfernt liegende Fundpunkte innerhalb eines Bearbeitungsgebiets sind zum Teil auf einem Kartenausschnitt verzeichnet. Dort ist auch eine Kartierung zu finden. Für wenige Aufschlüsse ist eine Aufschlußskizze mitgeliefert. Lithologie und Fauna werden knapp besprochen und daraus die Fazies abgeleitet. Die Daten der quantitativ erfaßten Horizonte sind gleichermaßen im Anhang aufgeführt. Die Verarbeitung, Interpretation und Diskussion folgt dann in späteren Kapiteln.

II.2.1 Blauer Bruch (1), Abb. 5

Die Odershausen-Fm. (s. WALLISER & SCHÖNE, in Vorb.; vgl. WÖRMANN 1990) beginnt mit sehr Styliolinen-reichen, schwarzen Tonschiefern über hellen Kalken (*kockelianus*-Zone, vgl. WALLISER & SCHÖNE, in Vorb.) und damit wechselgelagerten mittel- bis dunkelgrauen oder rötlich-mittelgrauen Tonschiefern der „kalkigen Übergangsschichten“. Die wahrscheinlich etwa 3 m mächtige Abfolge ist an dieser Lokalität (Blauer Bruch, aufgelassener Steinbruch am Fuß des Galgenbergs am Wenzigeröder Weg, unterhalb des Luisenhofes, 800 m SE' Bahnhof Bad Wildungen/Ense, r10060, h64240, GK 25 Bad Wildungen 4820) intensiv spezialgefaltet, tektonisch gestört, verschuppt und boudiniert. Sie besteht aus dunklen und helleren allodapischen Kalken (Styliolinen-Echinodermen-Packstones, oben auch Echinodermen-Dacryoconariden-Wackstones, tw. mit Bioturbation!) und überwiegend schwarzen, kalkarmen Tonschiefern. Nach oben hin steigt der Kalkgehalt und werden die Tonschiefer heller. Deutlich hellere Farbtöne erscheinen mit Bank „D“. Diese Kalkbank ist verglichen mit Kalken weiter im stratigraphisch Hangenden zwar noch relativ dunkel, aber sowohl im frischen wie im angewitterten Zustand heller als solche im Liegenden. Bank „D“ bildet die Basis des 'discooides-Kalkes' (vgl. WALLISER & SCHÖNE, in Vorb.; Abb. 5a). Die 2-3 cm Tonschiefer über „D“ sind dunkelgrau (deutlich heller als Tonschiefer unter „D“), dann folgen violettfarben-hellgraue knollige Kalke. Bank „D“ enthält den ersten typischen

Polygnathus hemiansatus, dessen Einsetzen die Basis der Givet-Stufe markiert (vgl. WALLISER 1991b, WALLISER et al. 1995).

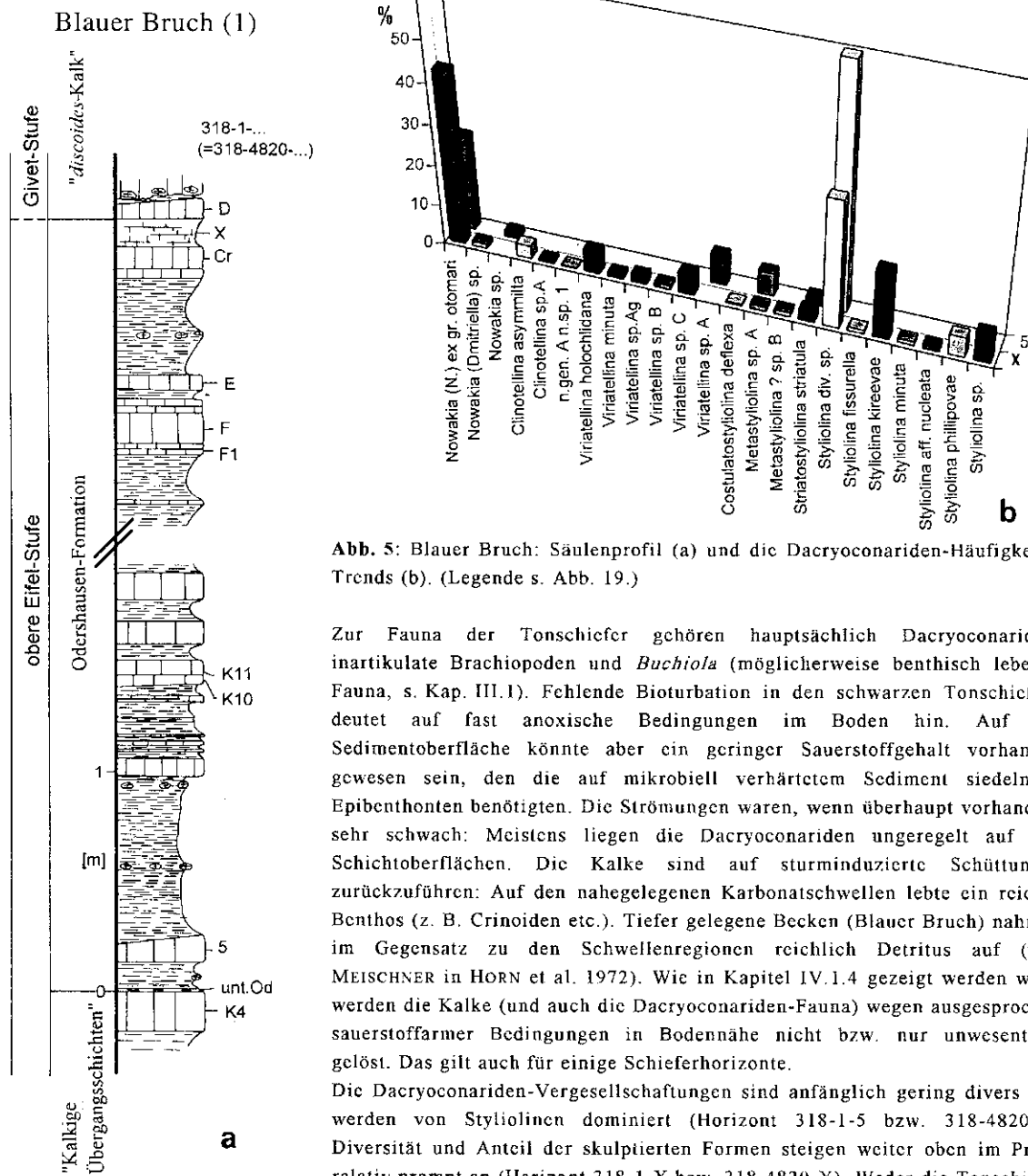


Abb. 5: Blauer Bruch: Säulenprofil (a) und die Dacryoconariden-Häufigkeitstrends (b). (Legende s. Abb. 19.)

Zur Fauna der Tonschiefer gehören hauptsächlich Dacryoconariden, inartikuläre Brachiopoden und *Buchtioia* (möglicherweise benthisch lebende Fauna, s. Kap. III.1). Fehlende Bioturbation in den schwarzen Tonschiefern deutet auf fast anoxische Bedingungen im Boden hin. Auf der Sedimentoberfläche könnte aber ein geringer Sauerstoffgehalt vorhanden gewesen sein, den die auf mikrobiell verhärtetem Sediment siedelnden Epibenthonten benötigten. Die Strömungen waren, wenn überhaupt vorhanden, sehr schwach: Meistens liegen die Dacryoconariden unregelmäßig auf den Schichtoberflächen. Die Kalke sind auf sturminduzierte Schüttungen zurückzuführen: Auf den nahegelegenen Karbonatschwellen lebte ein reiches Benthos (z. B. Crinoiden etc.). Tiefer gelegene Becken (Blauer Bruch) nahmen im Gegensatz zu den Schwellenregionen reichlich Detritus auf (vgl. MEISCHNER in HORN et al. 1972). Wie in Kapitel IV.1.4 gezeigt werden wird, werden die Kalke (und auch die Dacryoconariden-Fauna) wegen ausgesprochen sauerstoffarmer Bedingungen in Bodennähe nicht bzw. nur unwesentlich gelöst. Das gilt auch für einige Schieferhorizonte.

Die Dacryoconariden-Vergesellschaftungen sind anfänglich gering divers und werden von Styliolinen dominiert (Horizont 318-1-5 bzw. 318-4820-5). Diversität und Anteil der skulptierten Formen steigen weiter oben im Profil relativ prompt an (Horizont 318-1-X bzw. 318-4820-X). Weder die Tonschiefer

noch die Kalke unter Bank „X“ sind besonders reich an verschiedenen Dacryoconariden-Taxa (vgl. Abb. 5b).

II.2.2 Hellbecke-Tal (2)

Vom Hellbecke-Tal auf GK 25 Brilon 4617 beschreibt MÜLLER (1990b) in einem Exkursionsführer siltige, graublau, teilweise ockerig verwitternde Tonschiefer mit *Mucrospirifer diluvianus*, *Kerforneidictyum ? roemeri* (DÖRING 1922) usw. Der Fundpunkt (Horizont 318-2-1-2 bzw. 318-4617-1-2) datiert in das Freilingium, genauer die Senkel-Zeit. Die fossilreichen Partien werden von sehr fossilarmen, braungrauen oder olivgrünen, feinschieferigen,

schwach siltigen Tonschiefern (ockerig verwitternd, deshalb 'Ockerschiefer', vgl. MÜLLER 1965, Teil der „kalkigen Crinoiden- und Bryozoenschiefer“ PAECKELMANN'S z. B. 1934, 1936) des unteren Bonzel-Fm_{aqu.} unterlagert (Horizont 318-2-I-1 bzw. 318-4617-I-2).

Nach anfänglich ungünstigen Lebensbedingungen in Bodennähe etabliert sich mit zunehmender Sauerstoffversorgung und erhöhtem Sedimenteintrag eine benthosreiche Community. Der Lebensraum befand sich in etwas tieferen Meeresbereichen als die Meinkenbrachter Senkel-Community. Die Diversität ist weitaus geringer als dort. *Pseudocamarophoria*, *Kerfordicidictyum* und *Procteria* (*Granulidictyum*) kommen noch zahlreich vor und kennzeichnen damit noch den stärkeren Tentaculitenschiefer-Fazies-Einfluß, i.e. sauerstoffdefizitäre Fazies.

II.2.3 Heggen-Schederberge (3)

Das Profil entlang der Straße von der ehemaligen Lungenheilstätte Beringhausen (jetzt Veramed-Klinik, Krebsklinik) nach Heggen ist das stratigraphisch am schwierigsten einzustufende aller bearbeiteten Profile. Die Faunenerhaltung ist überwiegend schlecht, kritische Fauna sehr selten. MÜLLER (1965) führt leider in seinen Fossilisten die einzelnen Fundpunkte nicht immer separat auf. Die Erstellung eines Säulenprofils bedarf eingehender Kartierarbeiten, auf die hier verzichtet wurde, weil die Unsicherheiten der stratigraphischen Verhältnisse durch vorliegende Untersuchung bislang nicht beseitigt werden konnten (auch keine Conodonten!). Ob die gesamten „Ockerschiefer“, nur ein Teil derselben oder ob sie überhaupt nicht zeitlich mit der Bonzel-Fm. zusammenfallen, bedarf weiterer Überprüfung; genauso ist fraglich, ob sämtliche als 'Ockerschiefer' deklarierten Abfolgen wirklich isochron sind. Selbst die Fauna der angeblichen 'Bonzeler Grenzschicht' vom Hof Schederberge (Horizont 318-3-III bzw. 318-4615/16-III; vgl. MÜLLER 1965) ist wenig aussagekräftig. Die Trilobiten lassen eher auf eine ältere (frdl. mdl. Mitt. BASSE 1995) Schichtenfolge (vielleicht Waldbach-Zeit) schließen. Einige Indizien sprechen für ein Bonzel-Alter: viele dunkelgraue, fossilarme Schiefer (z. B. Horizont 318-3-III-1 bzw. 318-4615/16-III-1) und der Atrypiden-Reichtum in höheren Partien (Horizont 318-3-obh. Stbr. bzw. 318-4615/16-obh. Stbr.). Die Waldbach-Zeit ist durch *Arduspirifer*, zahlreichen Pentameriden – große Pentameriden bleiben während der Bonzel-Zeit überall eine große Seltenheit –, Crinoiden und fenestelliden Bryozoen (Horizont 318-3-„Klär“ bzw. 318-4615/16-„Klär“, Kläranlage) sowie *Spinocyrtia ostiolata* (VON SCHLOTHEIM 1820) (s. auch MÜLLER 1965, THIENHAUS 1940) belegbar. Das Straßenprofil Veramed-Klinik-Heggen könnte – mehr oder weniger – nahe der Grenze Waldbach/Bonzel-Fm_{aqu.} verlaufen (Bereich r54000, h88400 bis r53460, h88600; Fundpunkte 318-3-III-... bzw. 318-4515/16-III-...).

Im Gebiet um Löllinghausen (GK 25 Meschede 4615: Erdarbeiten Mai 1995, W-Ortsausgang Löllinghausen, r53080, h86525 bis r53020, h86510) stehen noch die leicht verwitternden „Reister Schiefer“ (LOTZE 1928) an. Innerhalb weniger hundert Meter in nordöstlicher Richtung müßte ein gewaltiger Fazieswechsel als Erklärung oder Störung erhalten, wenn die bislang gängige stratigraphische Zuordnung der im allgemeinen relativ benthosreichen Schiefer zwischen Heggen, Veramed-Klinik und Hof Schederberge zum Bonzel-Fm_{aqu.} korrekt ist.

Trotz aller Einwände ist den Arbeiten von EBERT (1961), MÜLLER (1965) und THOME (1968) hier gefolgt worden. Die zum Teil reichen Benthos-Vergesellschaftungen mit großen Taxa sprechen für günstige Lebensbedingungen am Meeresboden und sind bathymetrisch zwischen Bahnhof Linde und Raum Selscheid einzuordnen. Der mäßig hohe Silt- und Feinsandanteil der mitunter mergeligen Tonsiltschiefer weist auf ein relativ bewegtes Milieu hin. Intensive Durchwühlung mancher Horizonte durch *Chondrites* sp. (relativ große Bohrlochdurchmesser) kennzeichnet ausreichende Durchlüftung des Bodens. In verschiedenen, vor allem den höheren Partien des Bonzel-Fm_{aqu.} dominieren wegen des mobilen Weichsubstrats Taxa mit großer Auflagefläche (*Protodouvillina*).

II.2.4 Raum Remblinghausen (4), Abb. 6

Im Tal der Kleinen Henne (GK 25 Meschede 4615) treten schwarze Tonschiefer mit etwas helleren Feinstsiltbändern (cm-Bereich) zutage, die u. a. *Nowakia otomari* beinhalten. Die Abfolge (den „Reister Schiefer“ und „Tentaculitenschiefern“ LOTZES 1928 entsprechend, ebenso den „Tentaculitenschiefern“ PAECKELMANN'S 1934, EBERTS 1961, MÜLLERS 1965 und THOMES 1968) ist 60-70 m mächtig, stark verfaltet und durch zahlreiche streichende Störungen zerschnitten (Abb. 6a). Dennoch ist eine Zunahme des Karbonat- und Siltgehalts zum stratigraphisch Hangenden hin erkennbar (Abb. 6b). MÜLLER (1965) berichtet sogar von einer Kalkbank (Äquivalent der 'Bonzeler Grenzschicht'), die trotz intensiver Bemühungen nicht mehr entdeckt werden konnte. Von der unterlagernden Serie (Waldbach-Fm_{aqu.}) hebt sich das Meinkenbracht-Fm_{aqu.} nur schwach ab, nämlich durch einen

höheren Tongehalt und dunklere Farben. Die Äquivalente der Wiedenest-Fm. sind deutlich grobkörniger. Die Fauna besteht aus, nicht selten eingesteuerten (Horizont 318-4-II-a bzw. 318-4615-II-a und Abb. 6c), Dacryoconariden, mitunter auch winzigen Muscheln. Die Richtung des konisch zulaufenden Endes der Dacryoconariden wurde auf der Schichtfläche einer orientiert entnommenen und unter Berücksichtigung des tektonischen Baustils zurückrotierten Probe bestimmt. Die konischen Objekte weisen mit ihrem spitzen Ende in die Richtung der Strömung.

Die Tiefe des Ablagerungsraums dürfte noch größer als die des Bonzel-Fm_{äqu.} im Bereich der Listertalsperre gewesen sein (Schelfhang). Die Fazies beider Gebiete ähneln sich aber sehr. Schwache Bodenströmungen (Konturite) könnten geringe Mengen an Sauerstoff herbeigeführt und den in beiden Gebieten vorhandenen winzigen Muscheln eine Überlebenschance geboten haben.

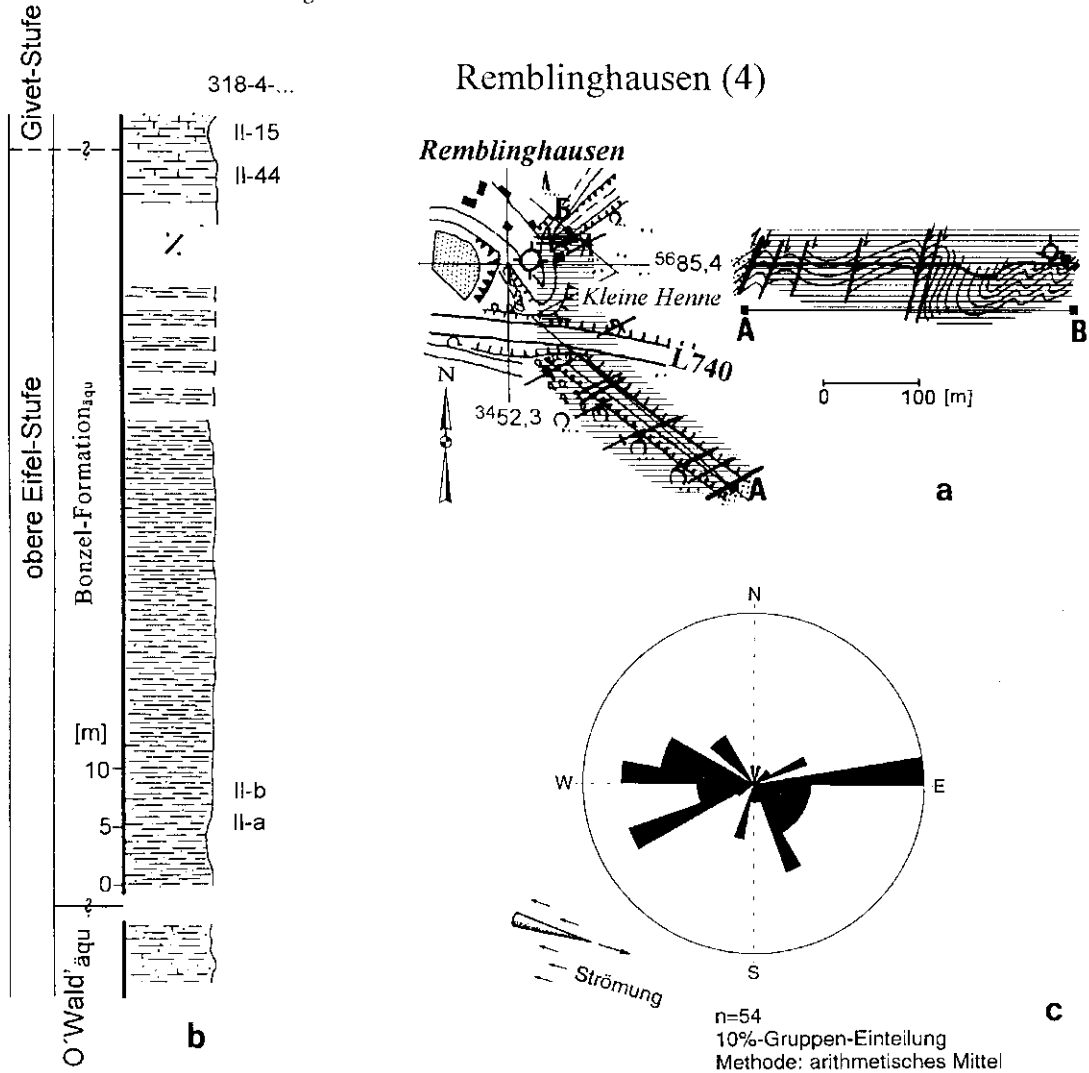


Abb. 6: Profil Remblinghausen: Säulenprofil (b), Einsteuerung von Tentaculiten (c) und eine geologische Kartierung des Tals der Kleinen Henne SE Remblinghausen (a). (Legende s. Abb. 19.)

II.2.5 Ehemaliger Bahnhof Bremke (5), Abb. 7

Das zeitliche Äquivalent der Bonzel-Fm. (an dieser Stelle nach der Kartierung LOTZE 1928 = Grenzbereich Selscheider Schichten/Tentaculiten- und Reister Schiefer, nach EBERT & MÜLLER 1973 = Grenzbereich Tentaculitenschiefer/Wiedenester Schichten) besteht in den unteren Partien aus graubraunen bis dunkelgrauen, siltigen Tonschiefern und zahlreichen Stylioliniten. Die Basis der Fm. bildet ebenfalls ein Styliolinit, dem schwarze

bis dunkelgraue Tonschiefer mit wenigen *Nowakia otomari*-Individuen folgen (Horizont 318-5-BfBr101 bzw. 318-4715-BfBr101; vgl. Abb. 7b). Ein markanter Gesamtdiversitäts-Einbruch fällt auf. Dunkle Tonschiefer sind aber auch bereits in die stärker siltigen, auch Siltsteine führenden höheren Abschnitte des Waldbach-Fm._{äqu} eingelagert (vgl. auch Abb. 7c).

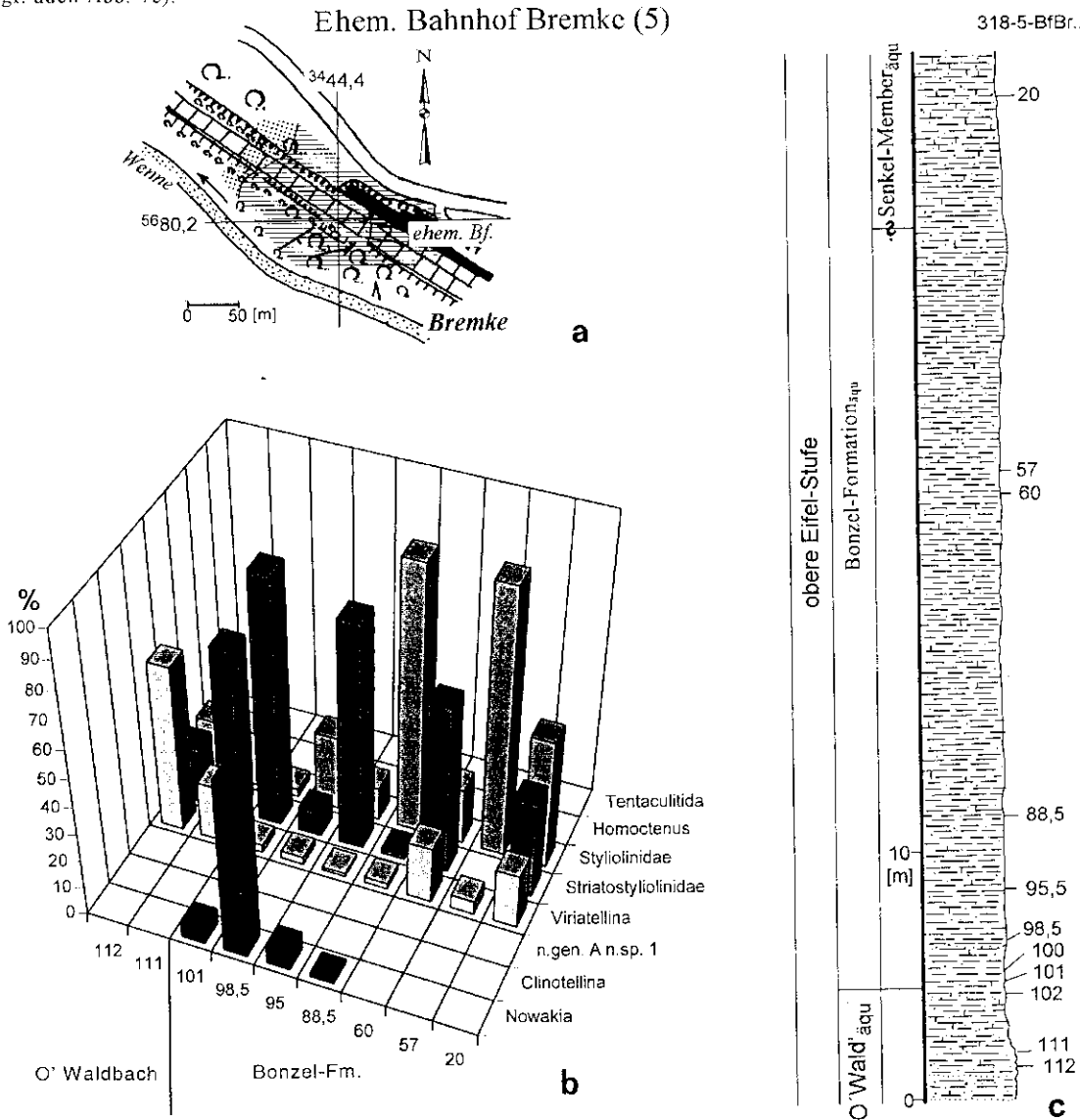


Abb. 7: Ehem. Bahnhof Bremke: Kartierung (a), Säulenprofil (c). Die Häufigkeitsverteilungen der Tentaculiten (b) lassen den *otomari*-Event („98,5“) deutlich hervortreten. Auffällig ist der Striatostylioliniden-Reichtum. (Legende s. Abb. 19.)

Mit vergleichsweise schichteren Meerestiefen im unteren Teil der hiesigen Abfolge sind bemerkenswerterweise zahlreiche Striatostyliolinidae und Nowakien assoziiert (Abb. 7b); ein Phänomen, das auch in Meinkenbracht (Hardt-Mb.) zu beobachten ist. Später vertieft sich der Ablagerungsraum soweit (Horizonte 318-5-BfBr88,5 bzw. 318-4715-BfBr88,5, -BfBr60, -BfBr57), daß mehr Styliolinen und Striatostylioliniden als Viriatellinen und Nowakien auftreten (ebenfalls Abb. 7b; der Verfasser interpretiert dieses Phänomen als Hinweis auf Vertiefung). Schließlich geht die relative Anzahl der Styliolinen und Striatostylioliniden wieder zurück.

Der Silt/Sandgehalt nimmt im Bonzel-Fm_{aqu} schnell zu. Das jüngste aufgeschlossene Gestein ist vielleicht dem Senkel-Mb_{aqu} zuzuordnen: Der Karbonatanteil ist etwas höher, das Gestein verwittert mürbe, ockerfarben. Benthische Fauna und Wasserbewegung (Schill!) haben zugenommen. Außerdem steigt die Gesamtdiversität. Nach den zunächst sehr lebensfeindlichen Bedingungen in Bodennähe, nimmt der Sauerstoffgehalt anscheinend zu und ermöglicht die Besiedlung des Meeresbodens durch Epi- und sogar Infauna. Nuculide Muscheln und schwache Bioturbation geben über entsprechende Verhältnisse im Sediment Aufschluß. Epibenthonten sind relativ wenig vertreten. Dazu zählen *Buchiola*, *Pterochaenia*, winzige Muscheln und *Cyrtina*. Orthotheciden (Hyolitha) repräsentieren das vagile Epibenthos. Die Hyolithenfauna (Horizont 318-5-BfBr88,5 bzw. 318-4715-BfBr88,5) ist einzigartig im Arbeitsgebiet. Die Dacryoconariden sind zum Teil eingesteuert (also herrschten schwache Bodenströmungen).

Verglichen mit den Lokalitäten Listertalsperre, Remblinghausen und Menkhausen ist der grobklastische Anteil in den Gesteinen des Bahnhof Bremke-Profiles höher, ebenso die Sedimentationsrate. Die Tiefe des Ablagerungsraums war geringer gewesen und befindet sich auf dem äußeren Schelf nahe des Schelfrandes. In unmittelbarer Nähe setzen bereits die typischen schwarzen Tonschiefer vom Typ Remblinghausen (= „Reister Schiefer“ LOTZE 1928) ein (NNE' Bremke, Böschung entlang eines 'Siepens', r45170, h80400). Sie lassen sich außerdem gut in Landenbeck (Kapelle, r48150, h80600) oder Beisinghausen (Dorfplatz, r46450, h80300) untersuchen. Trotz des Nachweises von *Nowakia* ex gr. *N. (N.) otomari*, dem typischen Fossil ab der *ensensis*-Zone sind einige Zweifel bezüglich der stratigraphischen Zuordnung angebracht; *Nowakia* ex gr. *N. otomari*-Formen sind auch aus der oberen *kockclianus*-Zone bekannt (s. Kap. II.2.9). Vielleicht handelt es sich eben doch um das O'Waldbach-Fm_{aqu} (ähnlich LOTZE 1928). Plausibel wäre auch die Zuordnung zum Hardt-Mb_{aqu} (ähnlich EBERT & MÜLLER 1973): Die Striatostyliolinidae könnten Leitcharakter besitzen. Der fast unglaubliche Fazies-Wechsel (s. o.) wäre dann außerdem besser erklärt.

II.2.6 Menkhausen (6), Abb. 8

Das Dorf Menkhausen liegt in einer morphologischen Depression, die von leicht verwitternden, Dacryoconariden-führenden Gesteinen gebildet wird (Abb. 8a). Die ca. 56 m mächtige Abfolge, wegen Ähnlichkeiten mit der Bonzel-Fm. als Bonzel-Fm_{aqu} bezeichnet, ist vom Waldbach-Fm_{aqu} nur anhand des tonigeren Gepräges zu unterscheiden. Die Obergrenze ist einfacher zu bestimmen. Mit dem Einsetzen von Siltschiefern und Sandsteinen endet das Bonzel-Fm_{aqu} (im wesentlichen mit der Abgrenzung der 'Tentaculitenschiefer' durch EBERT & MÜLLER 1973 konform).

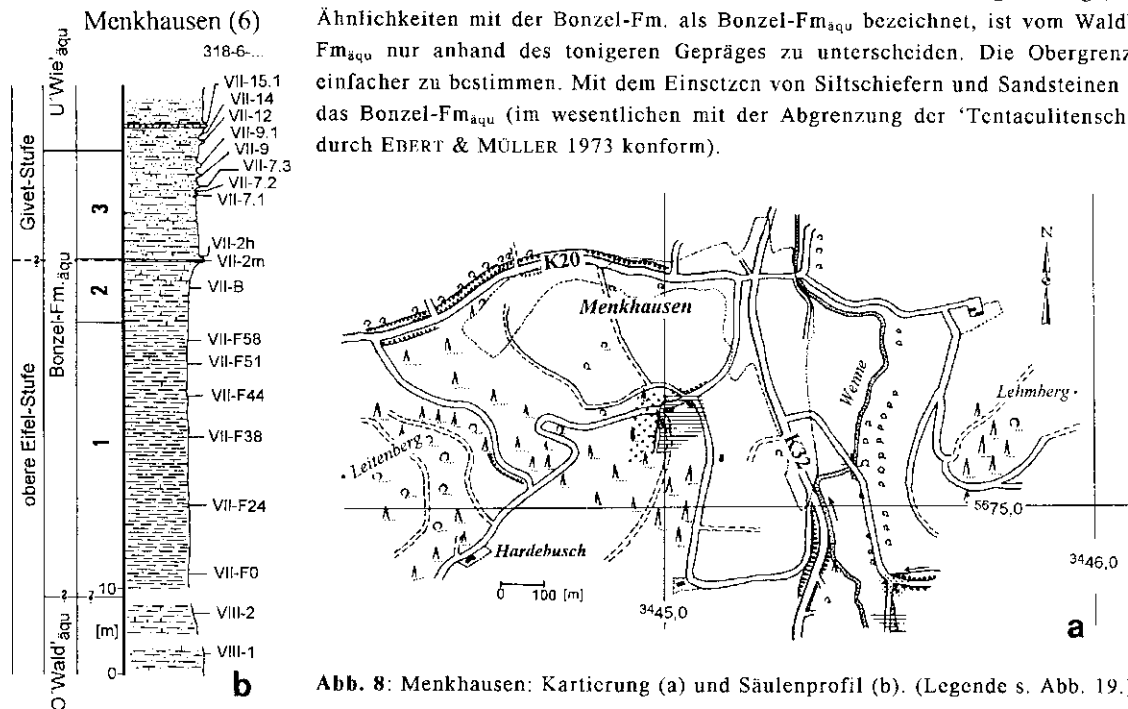


Abb. 8: Menkhausen: Kartierung (a) und Säulenprofil (b). (Legende s. Abb. 19.)

Das Bonzel-Fm_{aqu} beginnt mit dunkelgrau-schwarzen, mürbe braun verwitternden Tentaculitenschiefern. Der Karbonat- und Siltgehalt steigt zum Hangenden hin an. Ein Styliolinit im höheren Abschnitt der Abfolge ist nach

Conodonten in die *consensis*- bis *hemiansatus*-Zone einzustufen. Der grobklastische Anteil wächst nach oben weiter an, bis Siltschiefer und Sandsteine der Wiedenest-Zeit einsetzen (Abb. 8b).

Der siltig/sandige Styliolinit (Horizont 318-6-VII-2m bzw. 318-4715-VII-2m = karbonatischer Styliolinen-Mudstone) enthält eine parautochthone bis allochthone benthische Fauna und ist stark durchwühlt. Die Sauerstoffverhältnisse am Boden haben allerdings fast während der gesamten Bonzel-Zeit eine dauerhafte benthische Besiedlung verhindert. Als Ablagerungsraum kommt der Übergangsbereich Schelf/Becken infrage.

II.2.7 Meinkenbracht (7), Abb. 9

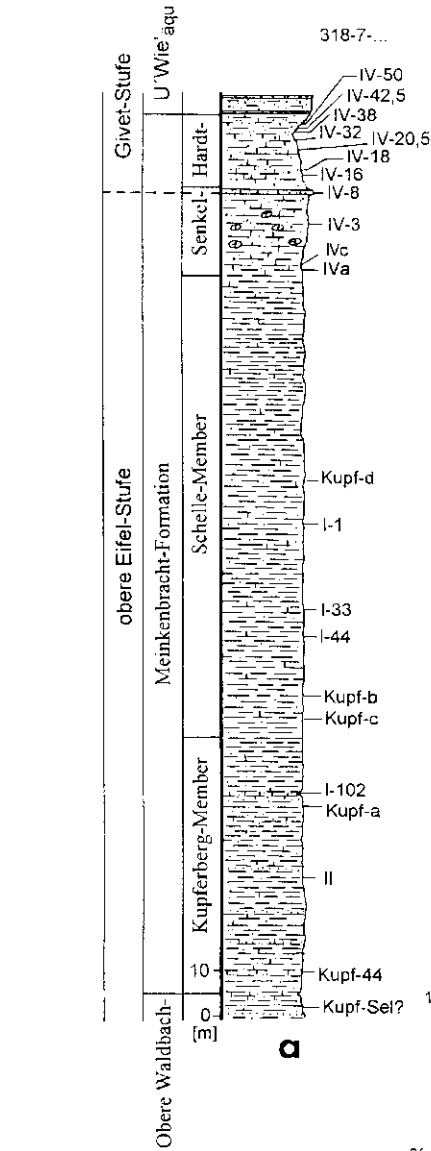
Als zeitliches Äquivalent der Bonzel-Fm. (s. Bonzel) wird auf der GK 25 Endorf 4714 hiermit die Meinkenbracht-Fm. (loc. typ. Hof SCHELLE, s. u.) ausgeschieden, benannt nach der gleichnamigen regio typico (Abb. 9b). Die Bezeichnung ist seit der Diplom-Arbeit von FRITZ (1989) intern, d. h. in der „Sauerland-AG“ des IMGP Göttingen (WALLISER/LANGENSTRASSEN) im Gebrauch (s. z. B. PLASSMANN 1990, MÖRCHEN 1992, HERING 1992, BRAATZ 1992, KAISER 1993, SCHÖNE 1994).

Unsicherheiten bezüglich Mächtigkeit und Abgrenzung konnten durch intensive Schurfarbeiten hier teilweise beseitigt werden. Die etwa 190 m mächtige Abfolge besteht zum überwiegenden Teil aus mittel- bis dunkelgrauen, im frischen Zustand bläulichen, schwach karbonatischen Tonsilt-Schiefen mit Siltstreifung. Im höheren Teil entwickeln sich daraus schnell siltige Mergelschiefer mit Kalkknollen und kalkige Lagen (vgl. LOTZE 1928: 16 = „kalkige Grenzschicht“ bei Wenholthausen), wobei der grobklastische Anteil zunimmt (Abb. 9a). Die Untergrenze der Meinkenbracht-Fm. bildet ein Styliolinit (, parallelisierbar mit Gesteinen in denen Styliolinen deutlich vorherrschen wie z. B. in Bonzel oder im Blauen Bruch) (Abb. 9d). [Die Waldbach-Fm. wird derzeit von Dr. F. LANGENSTRASSEN bearbeitet und aufgestellt.] Der Übergang zum Wiedenest-Fm_{äqu} ist nicht so messerscharf ausgebildet, sondern durch einen kontinuierlich wachsenden Silt/Sand-Gehalt gekennzeichnet. Aus lithologischen Erwägungen kann die Meinkenbracht-Fm. in vier Member untergliedert werden.

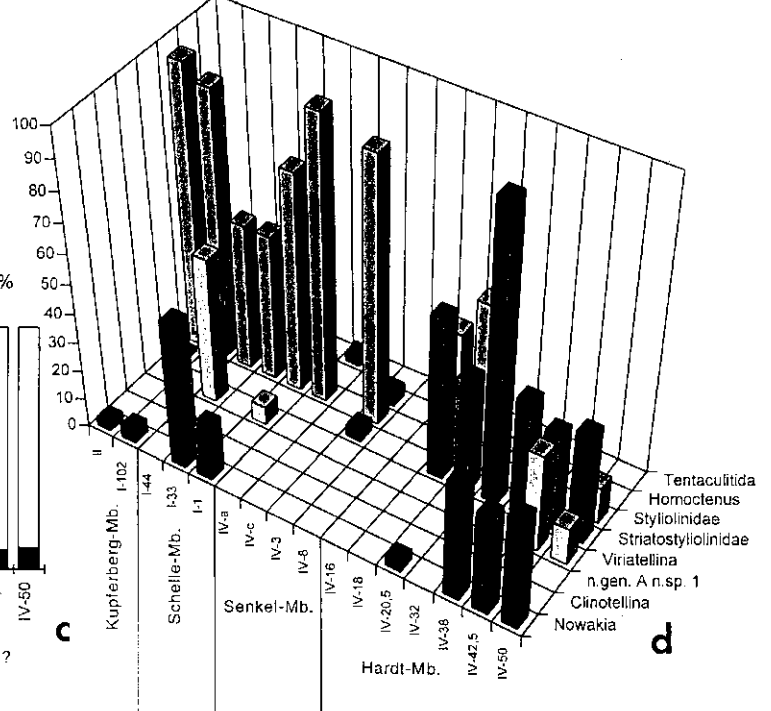
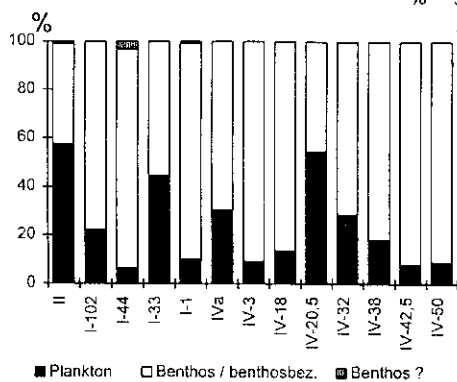
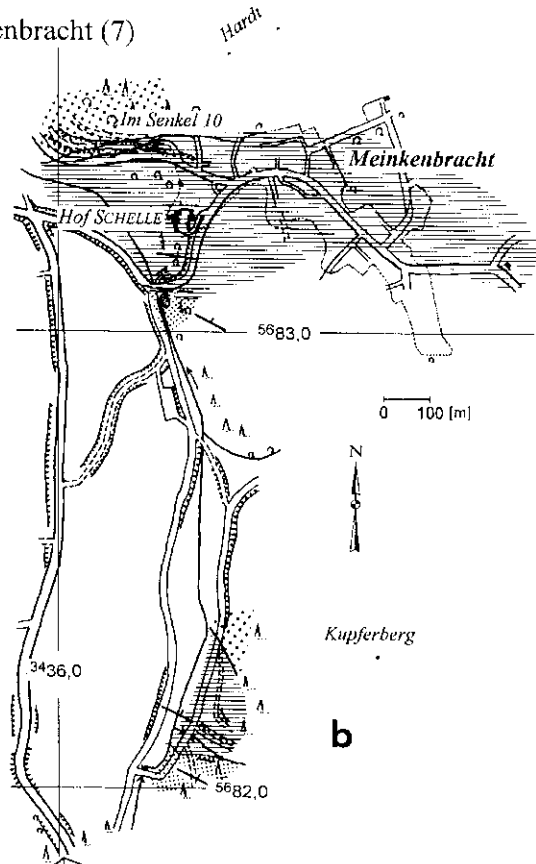
Das ungefähr 55 m mächtige Kupferberg-Mb. (Kupferberg S' Meinkenbracht; loc. typ. = Schurf an Wegeböschung am Fuß des Kupferbergs E' der Linnepe, r36255, h82075, Horizont 318-7-Kupf-44 bzw. 318-4714-Kupf-44) zeichnet sich durch häufige Einschaltungen mürber Partien aus (Horizonte 318-7-Kupf-44 bzw. 318-4715-Kupf-44, -Kupf-a, -I-102). Neben dem Basis-Styliolinit (einige cm mächtig) enthalten auch andere Partien gelegentlich reichlich Dacryoconariden. Im höheren Teil der Waldbach-Fm. (Meinkenbrachter Fazies) deutet sich die Tentaculitenschiefer-Fazies zwar allmählich an (Horizont 318-7-Kupf-Sel? bzw. 318-4714-Kupf-Sel?); aber erst in der Meinkenbracht-Fm. sind häufiger Exemplare von *Nowakia otomari* vorhanden, und erst hier nimmt der Anteil gröberklastischer Schüttungen schlagartig ab. Andere mürbe, Sturm-induzierte Lagen enthalten allochthone bis parautochthone benthische Fauna. Dünnere Schalen sind oft fragmentiert und gelten als weiteres Indiz für Transport. Dacryoconariden lassen sich auch in den mm-mächtigen Tempestiten (bzw. Densititen sensu ROUSHAN 1986) finden.

Distale Tempestiten werden im überlagernden Schelle-Mb. (loc. typ. = Einfahrt Hof SCHELLE, Meinkenbracht, r36310, h83260, Horizont 318-7-I-1 bzw. 318-4714-I-1; ss007/34, sf158/57) seltener. Die Untergrenze zum Kupferberg-Mb. ist schwer zu fassen, die Oborgrenze dagegen besser: Faunenreichtum und Artenspektrum steigen im Senkel-Mb. nahezu sprunghaft an (Abb. 9e), gleichzeitig wird das Gestein mürber und der Anteil der planktisch lebenden Fauna sinkt (Abb. 9c). Kupferberg- und Schelle-Mb. ähneln einander bezüglich des Fauneninhalts. Häufig sind, nestartig angereichert oder im Sediment verteilt, *Holynctes* (Abb. 9c), *Skenidioides*, *Pseudocumarophoria* und *Reticulariopsis*, daneben nuculide Muscheln. Doppelklappige Exemplare bleiben eher die Ausnahme, oft liegen die kaum fragmentierten Einzelklappen (teilweise Erhaltung der Randstacheln bei Chonetiden) aber noch nahe beieinander.

Die parautochthone, kleinwüchsige, artenarme Fauna weist auf zeitweise günstige, dennoch restriktive Siedlungsbedingungen hin. Zu den limitierenden Faktoren zählen hauptsächlich Sauerstoffgehalt (vgl. Kap. IV.2) und Sedimentationsrate. Hoher Sedimenteintrag hat die Ansiedlung dünnchaliger, kleiner Taxa oft vereitelt. Bedingt durch den hohen Siltgehalt war der Boden bis in eine gewisse Tiefe hinein nicht anoxisch und dadurch mitunter recht intensive Bioturbation möglich gewesen, was umgekehrt epibenthische Besiedlung limitierte („trophic-group amensalism“, RHODES & YOUNG 1970). Besonders nach Sturmereignissen waren die Sauerstoffverhältnisse im Sediment besser: Davon zeugen Macheridia: Die glatte Oberflächenbeschaffenheit und die Orientierung der Sklerite von *Turrilepas* weisen auf infaunale Lebensweise hin (vgl. DZIK 1986).

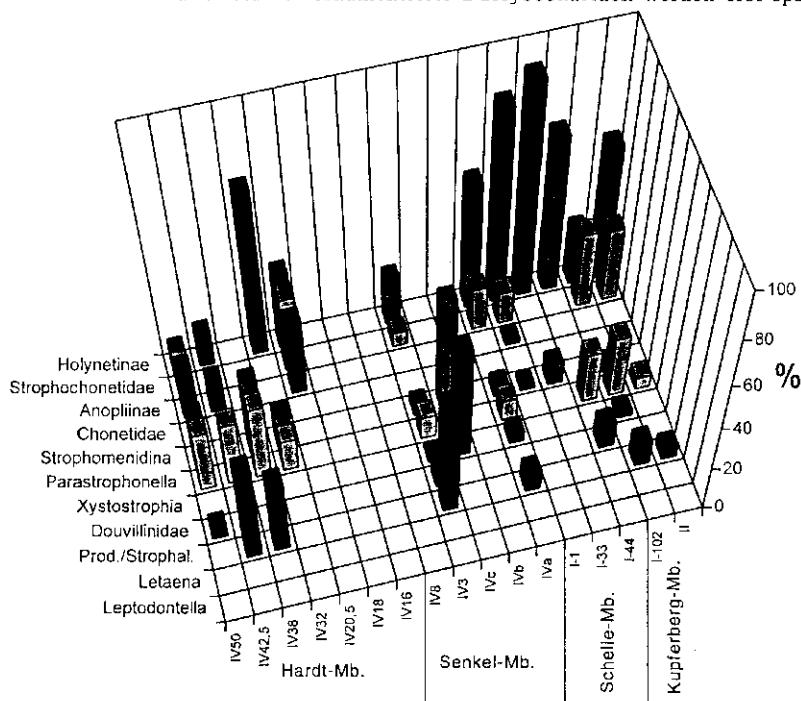


Meinkenbracht (7)



← **Abb. 9:** Für den Raum Meinkenbracht sind dargestellt ein Säulenprofil (a) und eine Kartierung mit den wichtigen Grenzen und tektonischen Verhältnissen (b). Der Anteil planktisch lebender Fauna sinkt im Laufe des *otomari*-Intervalls kontinuierlich („II“ bis „3“), steigt aber mit der Vertiefung des Ablagerungsraumes zur Hardt-Zeit („20,5“ ff.) nochmals an (c). Die *Striatostyliolinidae* sind besonders während der Hardt-Zeit vertreten (d). *Styliolinen* dominieren während des *otomari*-Intervalls. Stärker ornamentierte *Dacryoconariden* werden erst später häufig. (Legende s. Abb. 19.)

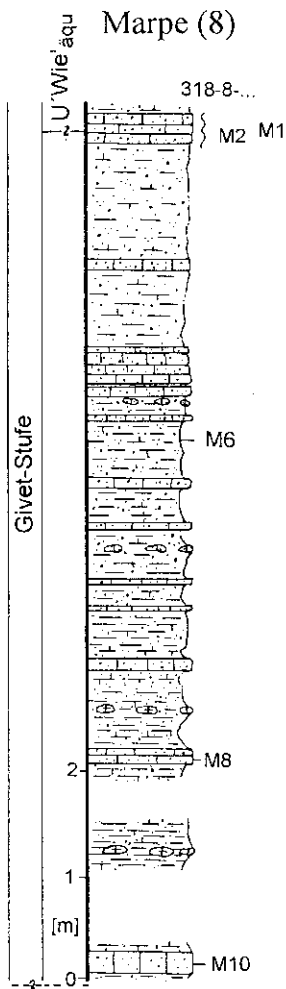
Abb. 9e: Am Beispiel der Srophomeniden ist für den Raum Meinkenbracht die Zunahme des Artenspektrums (von „II“ nach „IV3“) dargestellt (c). Hier wird außerdem die Veränderung der Faunenstruktur deutlich: Vorherrschaft der *Holynetinae* zur Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit („II“ bis „I-1“), niedrigdiverse Gemeinschaften [beachte: allochthone Fauna (z. B. „I-102“) durch Sturm-induzierte Schüttungen], hochdiverse Vergesellschaftungen zur Senkel-Zeit („IV3“). (Legende s. Abb. 19.) →



Die Untergrenze des Senkel-Mb.s (loc. typ. = Böschung unterhalb des Hauses „Im Senkel 10“, r36185, h83385; ss335/35, sf155/50) ist nur aus Schürfen zu erschließen. Der Faunenreichtum und die Individuenzahl steigen unvermittelt deutlich an (vgl. beispielhaft das Verhalten der Srophomeniden, Abb. 9e). Größere Epibionten treten auf. Die Mergelschiefer sind von brauner Farbe (im angewitterten Zustand). Im höheren Abschnitt des 18 m mächtigen Mb.s häufen sich Kalkknollenlagen mit einer reichen benthischen Fauna. Abschließend ist eine Kalkbank (oder mehrere? Kalkbänke, vgl. dazu z. B. LOTZE 1928: 16 und s. u.) entwickelt, deren Mächtigkeit möglicherweise bei einem Meter liegt. Die unsichere Angabe ist auf eine Überschiebung an dieser Stelle zurückzuführen. [Während der Verlegung einer Erdgasleitung im Jahr 1994 am Uchtenberg bei Grevenstein war u. a. das Senkel-Mb. zugänglich gewesen. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. LANGENSTRASSEN sind dort mehrere unreine Kalkbänke (*consensis*- bis *hemiansatus*-Zone, Horizont 318-4614-EGL) ausgebildet.] Die höhere Umlagerungsrate wird durch verschiedene, tolerante Faunenelemente (*Reticulariopsis*, *Mucrospirifer* und *Adolfia*; vgl. CARLS et al. 1993 und Kap. IV) angezeigt und kann durch Mikrofazies-Untersuchungen bestätigt werden. Allerdings spricht die zum Teil vollkörperlich erhaltene Fauna für Parautochthonie und mäßigen Transport. Die Kalkknollen (Horizont 318-7-IV-3 bzw. 318-4714-IV-3) sind Crinoiden-Wackestones. Die Crinoiden-Ossikel sind angebohrt und lagen deshalb wohl einige Zeit vor ihrem Transport und der Einbettung exponiert auf dem Meeresboden. Die Kalkbank (Horizont 318-7-IV-8 bzw. 318-4714-IV-8) zeichnet sich aus durch einen hohen Silt/Sandanteil, starke Bioturbation und angebohrte Mikrobioklasten (siltiger bioklastischer Wackestone mit Korallenbruchstücken). Im oberen Abschnitt der Kalkbank [Horizont 318-7-IV-8(o) bzw. 318-4714-IV-8(o)] ist der Siltgehalt geringer (Gradierung!), Korallen fehlen. Conodonten aus den Kalkknollen melden PLASSMANN (1990: 25) und LANGENSTRASSEN (frdl. mdl. Mitt., det. WALLISER). Ein erster typischer *Polygnathus hemiansatus* (Basis Givclium) tritt aber erst in der Kalkbank [Horizont 318-7-IV-8(o) bzw. 318-4714-IV-8(o)] auf.

Die Mächtigkeit des Hardt-Mb.s (loc. typ. Waldrandwegböschung unterhalb des Höhenrückens „Hardt“, r36115, h83400) kann wegen zahlreicher Störungen nur geschätzt werden, und zwar auf 17 m. Es handelt sich um kalkige

und kalkarme, siltig-sandige Tonschiefer und Mergelschiefer. Einige Lagen zeichnen sich gerade durch ihre paucispezifischen Faunen aus. Unter den Dacryoconariden herrschen bemerkenswerterweise die Meta- und Costulatostyliolinen vor (Abb. 9d). Vielleicht bevorzugen sie größere Wassertiefe (vgl. ehem. Bahnhof Bremke, Kap. II.2.5) oder sind leitend für die Hardt-Zeit. Die Obergrenze des Hardt-Mb.s entspricht jener der Meinkenbracht-Fm. Mit der deutlichen Zunahme an grobklastischen Sedimentanteilen beginnt die Wiednest-Fm. Bereits während der Oberen Waldbach-Zeit nimmt die Tiefe des Ablagerungsraumes zu, verschlechtern sich die Lebensbedingungen am Boden. Pelitische, siliziklastische, karbonatarme Sedimente dominieren. Gelegentliche Einschaltungen cm-mächtiger Silt/Sandschüttungen werden als distale Sturm-induzierte Ablagerungen interpretiert. Eine Intensivierung der zuvor eingeleiteten Bedingungen folgt mit dem *otomari*-Event. Nur gelegentlich ist eine reichere Besiedlung des Bodens möglich. Dabei können mitunter sogar kleine Korallen existieren. Exzeptionelle Sturmereignisse haben nur geringe Auswirkungen am Boden: Aufarbeitung und Umlagerung sind begrenzt. Der Sedimenteintrag ist relativ hoch, die Sauerstoffversorgung eingeschränkt. Der erhöhte Sedimenteintrag kann von der nahegelegenen Meggener Schwelle herzuweisen sein. Im westlichen Blattrandgebiet steigt der Sandgehalt übrigens weiter an (vgl. SCHÖNE 1994). Der Karbonat- und Faunengehalt nehmen im Senkel-Mb. sprunghaft zu. Die Lebensverhältnisse ändern sich zugunsten einer hochdiversen Community. Kalkknollen entstehen bei lokaler starker Ansammlung toter Fauna. Schüttungen und Hydrodynamik steigen ebenfalls an. Erst im Laufe der Wiednest-Zeit verflacht sich der Ablagerungsraum deutlich.



II.2.8 Marpe (8), Abb. 10

An einer Waldwegböschung 'in der Marpe' stehen sehr unreine Kalkbänke (sandlaminierte Mudstones, Horizonte 318-8-M1 bzw. 318-4714-M1, und -M2, -M4, -M10) an, die mit sandigen Siltschiefern und Tonschiefern (-M6) wechsellagern (Abb. 10).

Zum stratigraphisch Hangenden hin nehmen der Sandgehalt deutlich und kontinuierlich zu, der Karbonatgehalt und die Häufigkeit karbonatischer Sandsteine deutlich ab. Die Conodonten-Proben wurden der Diplomarbeit VAUPEL (1996) zur Verfügung gestellt und sind dort hinterlegt (IMGP GÖ-1059-50-...). Sie enthalten fortgeschrittene *Polygnathus hemiansatus*- und Übergangsformen zu *Polygnathus ansatus*-Morphotypen. Wegen ähnlicher Conodontenentwicklung wie in Bonzel wurde diese Abfolge dem Hardt-Mb. zeitlich zugeordnet (vgl. Vestenberg-Mb. von Bonzel; nach HENKES Kartierung von 1923: „Untere Finntroper Schichten“). Ein weiteres, eigenständig unzureichendes Kriterium ist die kontinuierliche Zunahme des Sandgehalts nach oben hin. Die Dacryoconariden-Fauna konnte nicht sicher bestimmt werden. Es handelt sich aber keinesfalls um *Nowakia otomari* (vielleicht aber folgende Formen: *Nowakia* (*N.*) sp. aff. *N. globulosa*? SAUERLAND 1983 [-M6], *N.*? sp. [-M1, -M2], *Viriatellina* cf. *V. paraminuta* MU & RUAN 1983 [-M1, -M2, -M6], *Viriatellina* sp. aff. *V. kasanlensis* LJASCHENKO 1957 [-M1, -M2, -M6], *V.*? sp. [-M1, -M2], *Striatostyliolina*? sp. [-M1, -M2], *Mctastylolina*? sp. [-M1, -M2], *Costulatostyliolina*? sp. [-M1, -M2], *Styliolina phillipovae*? LJASCHENKO 1957 [-M1, -M2, -M6], *St.* sp. [-M6]). Die stratigraphische Stellung dieses Profils ist dennoch nicht sicher: Die Abfolge kann durchaus jünger sein. Erst eine Neubearbeitung der *hemiansatus*- und *ansatus*-Linie wird das klären können.

Die Sedimente wurden vermutlich am Schelfhang abgelagert. Das Fortbestehen der Tentaculitenschiefer-Fazies an dieser Lokalität ist vor allem auf die Tiefe des Ablagerungsraumes zurückzuführen: In dieser Wassertiefe war nämlich der sauerstoffdefizitäre Wasserkörper wahrscheinlich noch vorhanden gewesen und verhinderte ein Bodenleben weitgehend (vgl. Kap. IV.2).

← Abb. 10: Säulenprofil für das Profil Marpe. (Legende s. Abb. 19.)

II.2.9 Bonzel (9), Abb. 11

Der Bonzeler Aufschluß wird seit Beginn des Jahrhunderts (s. Kap. I.5.1) immer wieder als das Referenzprofil schlechthin erwähnt, in das die Odershausen-Fm. der Ense hineinprojiziert werden kann. Um so erstaunlicher ist deshalb aber, daß bislang weder ein präzises Säulenprofil geliefert wurde, noch eine bankweise Conodonten-Untersuchung. Das hätte vermutlich schon sehr viel früher, und nicht erst während dieser Arbeit, für einige Verwirrung gesorgt.

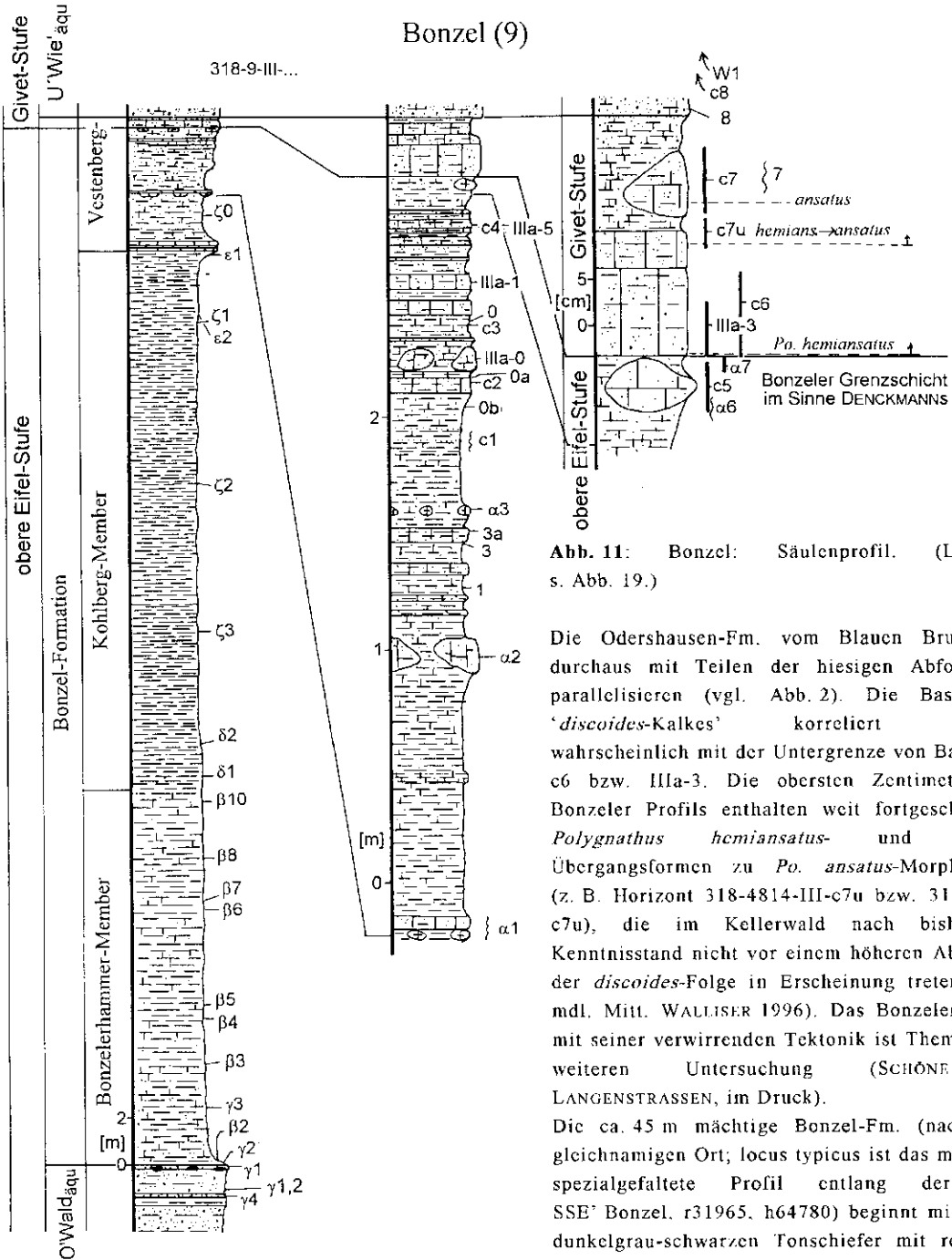
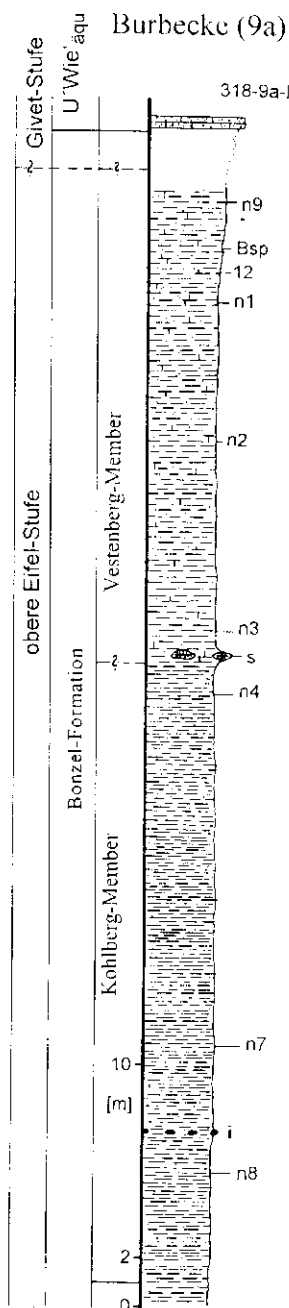


Abb. 11: Bonzel: Säulenprofil. (Legende s. Abb. 19.)

Die Odershausen-Fm. vom Blauen Bruch ist durchaus mit Teilen der hiesigen Abfolge zu parallelisieren (vgl. Abb. 2). Die Basis des 'discooides-Kalkes' korreliert höchstwahrscheinlich mit der Untergrenze von Bank III-c6 bzw. IIIa-3. Die obersten Zentimeter des Bonzeler Profils enthalten weit fortgeschrittene *Polygnathus hemiansatus*- und bereits Übergangsformen zu *Po. ansatus*-Morphotypen (z. B. Horizont 318-4814-III-c7u bzw. 318-9-III-c7u), die im Kellerwald nach bisherigem Kenntnisstand nicht vor einem höheren Abschnitt der *discooides*-Folge in Erscheinung treten (frdl. mdl. Mitt. WALLISER 1996). Das Bonzeler Profil mit seiner verwirrenden Tektonik ist Thema einer weiteren Untersuchung (SCHÖNE & LANGENSTRASSEN, im Druck).

Die ca. 45 m mächtige Bonzel-Fm. (nach dem gleichnamigen Ort; locus typicus ist das mehrfach spezialgefaltete Profil entlang der B55 SSE' Bonzel, r31965, h64780) beginnt mit einem dunkelgrau-schwarzen Tonschiefer mit reichlich Styliolinen über einem braunen sandigen Siltstein

des Waldbach-Fm_{aqu.s} und endet oben mit dunkelgrauen, stark siltigen, silt/sandstreifigen, karbonatischen Tonschiefern unterhalb karbonatischer Feinsandsteine des Wiedenest-Fm_{aqu.s}. Der oberste Abschnitt des Waldbach-Fm_{aqu.s} soll genauer beschrieben werden: Es handelt sich um eine Wechselfolge von schwach karbonatischen Silt-schiefern, Siltsteinen und Sandsteinen (Turbidite), zwischen die einige cm-mächtige dunkelgraue Tonschiefer eingeschaltet sind. Die Dacryoconariden-Fauna läßt sich bereits in den Tonschiefern bestimmen, dennoch liefert eine stärker karbonatische Lage (mit allochthonen, rheinischen Faunenelementen), 1,4 m unter der Grenze zur Bonzel-Fm. besser erhaltene Fauna: *Nowakia* ex gr. *N. (N.) otomari* (vgl. SCHÖNE 1996a) und *Nowakia (Capanowakia) pumilio*? ALBERTI 1978 sind hier miteinander vergesellschaftet. Die Conodontenprobe aus Horizont



318-9-III-γ4 bzw. 318-4814-III-γ4 bestätigt, was ein Teil der Tentaculiten bereits andeutet: *kockelianus*-Zone! Unmittelbar unter der Grenze zur Bonzel-Fm. sind cm-dicke Pyrit-Knollen entwickelt. Die Tonschiefer der Bonzel-Fm. sind deutlich dunkler als die der *kockelianus*-Zone. Nur mäßige Mikrobioturbation führt hier wie dort nicht zur Entschichtung.

Die Bonzel-Fm. wird in drei Member unterteilt: Das Bonzelerhammer-Mb. (nach dem nahegelegenen Ort; Feldwegeinmündung, S' gelegene Böschung; r32050, h64665, z. B. Horizont 318-9-III-β10 bzw. 318-4814-III-β10) ist knapp 16 m mächtig und zeichnet sich durch den noch relativ hohen Silt- und Karbonatgehalt aus. Styliolinite sind keine Seltenheit. Das folgende 23 Profilmeter umfassende Kohlberg-Mb. (65 m NE' Feldwegeinmündung und 100 m SE' Km 2,6 der B55; r32000, h64720, z. B. Horizont 318-9-III-ζ0 bzw. 318-4814-III-ζ0) enthält hauptsächlich schwarze, schwach siltgebänderte, alaunschieferartige Tonschiefer. Nach oben wird es begrenzt durch das Einsetzen kalkiger Bänke und Linsen: Vestenberg-Mb. (= Bonzeler Grenzhorizont, im Hang oberhalb Km 2,6 der B55 SSE' Bonzel, r31965, h64780, z. B. Horizont 318-9-III-c5 bzw. 318-4814-III-c5).

Keine der Conodontenproben unter -IIIa-3 enthält einen typischen *Polygnathus hemiansatus*. Über die Entwicklung der Conodontenfauna erteilt das Säulenprofil Aufschluß (Abb. 11). Bei -c5 dürfte es sich um die eigentliche 'Bonzeler Grenzschiefer' DENCKMANNs handeln. Sie könnte mit den ebenfalls zahlreiche Goniatiten beinhaltenden Oderhäuser Knollenkalken (Steinbruch SYRING, Fettkalk) parallelisierbar sein, vielleicht auch mit der Fundschicht „X“ vom Blauen Bruch. Das geringmächtige (knapp 6 m) Vestenberg-Mb. wird oben durch kalkige Siltsteine und Feinsandsteine scharf begrenzt.

Die intensive Mikrobioturbation des Mikrobioklasten-Styliolinen-Wackestones (Horizont 318-9-III-c7u bzw. 318-4814-III-c7u) läßt eventuell auf günstige Bedingungen für das Endobenthos bei wenigstens zeitweilig geringer Sedimentationsrate schließen.

Insgesamt enthält die Abfolge nur wenig, vermutlich benthisch lebende Fauna. Die Sedimente wurden am Schelfhang abgelagert. Sauerstoffmangel in Bodennähe verhinderte, daß sich eine größere Benthosgemeinschaft etablieren konnte. Nur zeitweise war eine Besiedlung des zumeist mikrobiell verhärteten Meeresbodens (s. Kap. IV.2.4, exarobe Biofazies) möglich gewesen. Fehlende Bioturbation in den unteren beiden Mb. verdeutlicht die anoxischen Bedingungen im Sediment. Eine Ausnahme davon bilden einzelne, zeitweise von günstigeren Lebensbedingungen geprägte Schwarzschiefer-Horizonte (318-9-III-ζ1 bzw. 318-4814-III-ζ1, -ζ2): Nuculide Muscheln in klaffender Erhaltung sind das Resultat einer erfolglosen Flucht der flach endobenthisch lebenden Zweischaler vor einer rasant aufsteigenden Redox-Grenze an die Sedimentoberfläche. Im Vestenberg-Mb. ist aber starke Durchwühlung insbesondere der unreinen Kalkbänke (Horizonte 318-9-III-c5, IIIa-3,

← Abb. 12: Burbecke: Säulenprofil. (Legende s. Abb. 19.)

III-c7u, III-c7) vorhanden. Die Kalke entstammen möglicherweise teilweise dem nahegelegenen Meggener Riff (Probe -IIIa-3 ist ein Mikrobioklasten-Floatstone mit Styliolinen!; diese sog. „Bioturbations-Bank“ wird u. a. behandelt bei der Beschreibung des Bonzeler Profils durch Schöne & Langenstrassen, im Druck). Das Meggener Riff ist bereits in der *kockelianus*-Zone entwickelt gewesen und vertritt später auch den Tentaculitenschiefer faziell (CLAUSEN 1978: 110). Vielleicht terminieren die beginnenden starken grobklastischen Schüttungen des Givetiums das Riffwachstum. Der linsenförmige Kalk aus Horizont 318-9-III-c5 bzw. 318-4814-III-c5 (eigentliche 'Bonzeler Grenzschicht') besteht aus Styliolinen, diversen Muscheln und Cephalopoden und wird als Styliolinen-Wacke- bis Packstone eingestuft. Gradierung und komplett erhaltene, z. T. auch vertikal eingebettete Dacryoconariden fallen auf. Andere, fossilfreie Kalke könnten konkretionär entstanden sein (z. B. - α 3 = Mikrit): Diese Bänke keilen seitlich aus und enthalten keine Fauna. U. a. diagenetische Kalkwanderung (z. B. Drucklösung) ist in manchen Bänken (z. B. - α 2) auch anhand der Cone-in-cone-Strukturen zu belegen. Styliolinitic (Styliolinen-Wackestones z. B. - γ 2) entstanden durch sekundäre Umlagerung (und Winnowing) Styliolinen-führender Sedimente (vgl. EBERT 1993, WALLISER 1995b).

Der Anteil an Styliolinen unter den Dacryoconariden ist generell zu Beginn der Bonzel-Zeit höher als während des Vestenberg-Mb.s. Dort ist eine höhere Diversität und ein größerer Anteil deutlich skulptierter Taxa charakteristisch. Homocenteniden zur Kohlberg-Zeit verdeutlichen den starken pelagischen Einfluß und markieren die maximale Expansion des sauerstoffdefizitären Wasserkörpers.

Der Verdacht, es handle sich bei einigen Stylioliniten des Vestenberg-Mb.s wegen der grünlichen Färbung um Tuffit-artige Gesteine, wurde mit petrochemischen Untersuchungen (RDA und IR) widerlegt. Die palynologische Aufbereitung einiger Horizonte blieb ergebnislos.

II.2.10 Burbecke (9a), Abb. 12

Das Profil am SE-Ortsausgang von Burbecke (r38260, h68560 bis r38120, h68660; Feldwegböschung) ähnelt dem Bonzeler Profil sehr stark (obgleich höherer Mächtigkeit). Aufgeschlossen ist der oberste Abschnitt des Bonzelerhammer-Mb.s bis zum höheren Teil des Vestenberg-Mb.s. Unter starkem Bewuchs wird die 'Bonzeler Grenzschicht' vermutet.

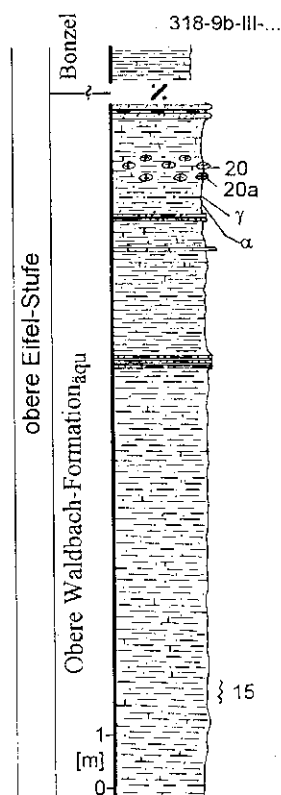
Die Lebensbedingungen am Boden waren hier wie am locus typicus der Bonzel-Fm. infolge Sauerstoffmangels restriktiv. Die hellere Sedimentfarbe (dunkelgrau, hellgrau, penséefarben), flache Mikrobioturbation und *Leiopteria* könnten aber auf zeitweise höhere Sauerstoffversorgung als am locus typicus hindeuten. Bei starker Ansammlung von Dacryoconariden und Mikrobioklasten konnten sich Kalkknollen bilden (*ensensis*-Zone, Horizont 318-9a-I-s bzw. 318-4814-I-s = Styliolinen-Mikrobioklasten-Mudstone in der Umgebung eines Styliolinitis). Wie bei Bonzel stieg das Energieniveau zur Wiedenest-Zeit enorm an. Sandige Kalkbänke (Horizont 318-9a-II bzw. 318-4814-II = etwa 7m über dem Profil in Abb. 12) sind als Styliolinen-Mudstones anzusprechen.

Abb. 13: Hengstebecktal: Säulenprofil. (Legende s. Abb. 19.) →

II.2.11 Hengstebecktal (9b), Abb. 13

Die oberen Meter des Waldbach-Fm_{aqu.s} sind hier aufgeschlossen (vgl. ZIEGLER 1978; „Wissenbacher Schiefer“ HENKE & SCHMIDT 1922b, partim). Grünlichgraue dickspaltende Tonschiefer mit geringem Karbonatgehalt enthalten benthische Fauna (u. a. *Productella* ex gr. *Pr. subaculeata*, Crinoiden, fenestellide Bryozoen; Horizont 318-9b-III-15 bzw. 381-4813-III-15). Das Gestein nimmt kontinuierlich dunklere Farböne an, begleitet von Kornverkleinerung. Ein Faunenwandel geht damit einher: Zunächst fällt der hohe Anteil an Trilobiten auf (Horizont 318-9b-III- α bzw. 318-4813-III- α). Schließlich gewinnt der Anteil planktischer Fauna die Oberhand (Horizont 318-9b-III- γ bzw. 318-4813-III- γ). Jetzt liegen siltige Tonschiefer von dunkler Farbe vor. Mehrere Kalkknollen-Lagen (kaum bioturbate, nicht gradierte Styliolinen-Bioklasten-Wackestones) sind eingeschaltet (Horizont 318-9b-III-20 bzw. 318-4813-

Hengstebecktal (9b)



III-20, -20a). Die benthische Fauna besteht aus kleinwüchsigen Brachiopoden und Muscheln. *Nowakia* (*Cepanowakia*) *pumilio* → *N. (Cep. ?) chlupaciana* ALBERTI 1979 und *Richteria fragilis* weisen auf die Obere Eifel-Stufe hin. Der Übergang zur Bonzel-Fm. ist nicht aufgeschlossen. Die Bonzel-Fm. besteht hier wie am locus typicus vorwiegend aus dunkelgrauen Tonschiefern.

In dieser Abfolge können der allmähliche Meeresspiegel-Anstieg und die kontinuierlich sinkende Sauerstoffversorgung anhand der Fauna und Lithologie nachvollzogen werden (Kornverkleinerung und Dunklerfärbung). Mangelnde Durchlüftung im Sediment, teilweise relativ hohe Sedimentationsrate und große Mengen von schalentragender Fauna fördern die Bildung von Kalkknollen. Nur gelegentlich ist im höheren Teil der Abfolge eine Besiedlung des Meeresbodens möglich. Der Ablagerungsraum befindet sich weit auf dem äußeren Schelf, nahe des Übergangs zum Hemipelagikum.

II.2.12 Hohlweg Holzweg (10), Abb. 14

Im Gegensatz zum weiter SE' gelegenen Hengstbecketal ist das Bonzel-Fm_{aqu} hier zumindest z. T. in rheinischer Fazies ausgebildet. Es weicht von den umliegenden Lokalitäten, vom locus typicus und vom Profil Bahnhof Linde

Hohlweg Holzweg (10)

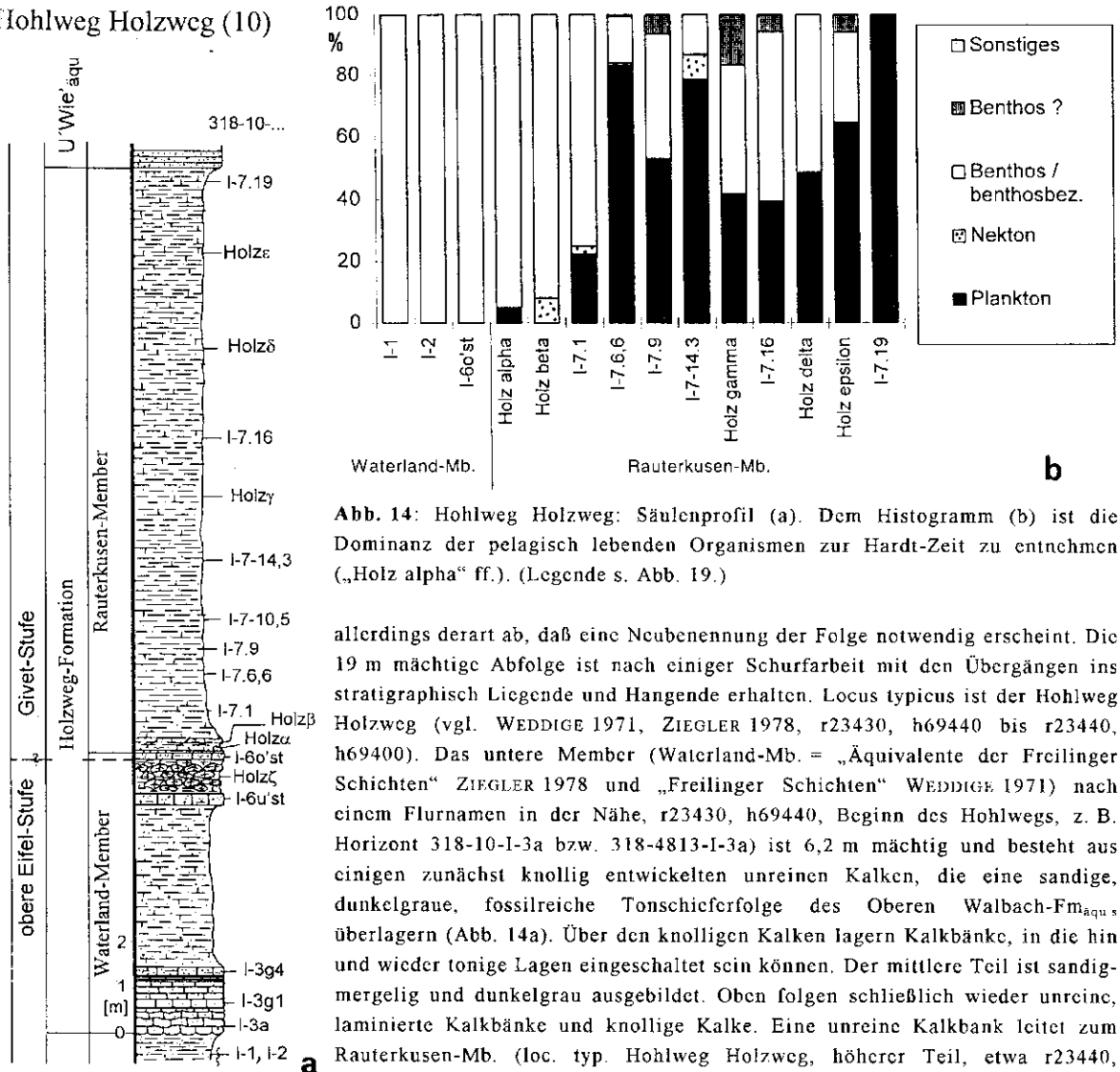


Abb. 14: Hohlweg Holzweg: Säulenprofil (a). Dem Histogramm (b) ist die Dominanz der pelagisch lebenden Organismen zur Hardt-Zeit zu entnehmen („Holz alpha“ ff.). (Legende s. Abb. 19.)

allerdings derart ab, daß eine Neubenennung der Folge notwendig erscheint. Die 19 m mächtige Abfolge ist nach einiger Schurfarbeit mit den Übergängen ins stratigraphisch liegende und hangende erhalten. Locus typicus ist der Hohlweg Holzweg (vgl. WEDDIGE 1971, ZIEGLER 1978, r23430, h69440 bis r23440, h69400). Das untere Member (Waterland-Mb. = „Äquivalente der Freilinger Schichten“ ZIEGLER 1978 und „Freilinger Schichten“ WEDDIGE 1971) nach einem Flurnamen in der Nähe, r23430, h69440, Beginn des Hohlwegs, z. B. Horizont 318-10-I-3a bzw. 318-4813-I-3a) ist 6,2 m mächtig und besteht aus einigen zunächst knollig entwickelten unreinen Kalken, die eine sandige, dunkelgraue, fossilreiche Tonschieferfolge des Oberen Walbach-Fm_{aqu}s überlagern (Abb. 14a). Über den knolligen Kalken lagern Kalkbänke, in die hin und wieder tonige Lagen eingeschaltet sein können. Der mittlere Teil ist sandig-mergelig und dunkelgrau ausgebildet. Oben folgen schließlich wieder unreine, laminierte Kalkbänke und knollige Kalke. Eine unreine Kalkbank leitet zum Rauterkusen-Mb. (loc. typ. Hohlweg Holzweg, höherer Teil, etwa r23440, h69400, ebenfalls nach einem nahegelegenen Flurnamen benannt, z. B. Horizont

318-10-I-7.16 bzw. 318-4813-I-7.16) über. Das Rauterkusen-Mb. (= 'Oderhäuser Schichten s. str.' WEDDIGE 1971 u. ZIEGLER 1978) besteht im unteren Teil aus einem dunkelgrauen, z. T. auch bräunlichem siltigen Tonschiefer, der schwach laminiert ist. Der Sand/Siltgehalt nimmt nach oben hin zu, ebenso die Siltbänderung. Die Tonschiefer werden außerdem mergeliger und heller. Der Übergang zum Wiedenest-Fm_{äqu} ist recht scharf: Mehr oder weniger unvermittelt setzen rostfarbene verwitternde, ockerfarbene Feinsandsteine und Siltsteine ein.

Das untere Member enthält noch neritische Faunenelemente, das obere überwiegend pelagische (Abb. 14b). Nach conodontenstratigraphischer Untersuchung sind wenigstens die höheren Teile des Waterland-Mb.s in die *ensensis*-bis *hemiansatus*-Zone zu stellen. Die basalen Kalke des unteren Mb.s enthalten typische Conodonten des Grenzbereichs *kockelianus/ensensis*-Zone (s. WEDDIGE 1971 oder ZIEGLER 1978: u. a. *Polygnathus angusticostatus* WITTEKINDT 1966, *Icriodus obliquimarginatus* BISCHOFF & ZIEGLER 1957 etc.).

Die unteren Kalkbänke (Horizonte 318-10-I-3a bzw. 318-4813-I-3a und -3g4) sind als bioturbater Mudstone zu definieren. Er enthält Zweischalcr. Flaserige Schichtung zudem auf bewegtes, strömendes Wasser hin. Die Kalke des höheren Abschnitts des Waterland-Mb.s werden als bioturbater, siltiger Mudstone (Horizont 318-10-I-Holzζ bzw. 318-4813-I-Holzζ) und Mud- bis Wackestone mit in situ-erhaltender Brachiopoden-Fauna und einigen Schalenfragmenten (Horizont 318-10-I-6o'st) angesprochen. Der untere Abschnitt der Kalkbank -6o'st enthält zudem solitäre Rugose, Echinodermen und mikrobioklastischen Schill (Gradierung und Transport!).

Nach einer benthosreichen Phase im höheren Teil der Waldbach-Zeit verschlechtern sich hier die Lebensbedingungen. Die Bonzel-Zeit ist anfangs mäßig turbulent: Im fließenden Wasser werden einige Zweischalcrreste transportiert. Faunenarmut selbst in benachbarten Regionen ist wahrscheinlich. Im höheren Teil der Abfolge sind Reste einer etwas faunenreicheren Vergesellschaftung vertreten. Das Rauterkusen-Mb. gehört vermutlich in die Hardt-Zeit. Karbonatische Bänke bleiben aus. Möglicherweise ist wegen erhöhter Sedimentationsrate die Bildung reicher Benthos-Gemeinschaften im näheren Umfeld dieser Lokalität unterbunden. Kleinwüchsige Fauna siedelt zu Zeiten geringer Sedimentationsrate. Die Wiedenest-Zeit setzt mit reichen grobklastischen Schüttungen ein.

II.2.13 Listertalsperre (11), Abb. 15

An den Blattrand-Grenzen der GKs 25 Olpe 4913, Attendorf 4813 und Drolshagen 4912 tritt an wenigen Stellen ein schnell verwitternder, siltstreifiger sehr dunkler Tonschiefer zutage, in den größere Kalkknollen (Horizont 318-11-I-1(OdK) bzw. 318-4913-I-1(OdK) = Mudstone mit Siltlagen) eingelagert sind.

Listertalsperre (11)

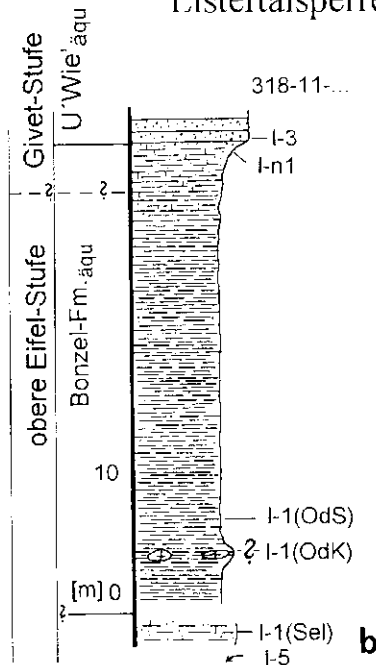
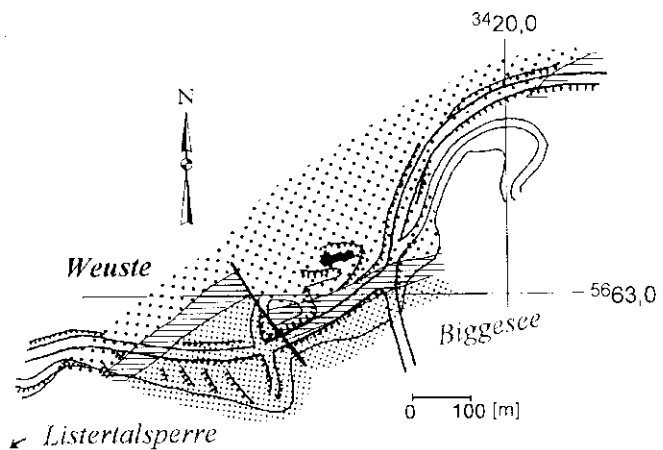


Abb. 15: Weuste/Listertalsperre: Kartierung (a) und Säulenprofil (b). (Legende s. Abb. 19.)



a

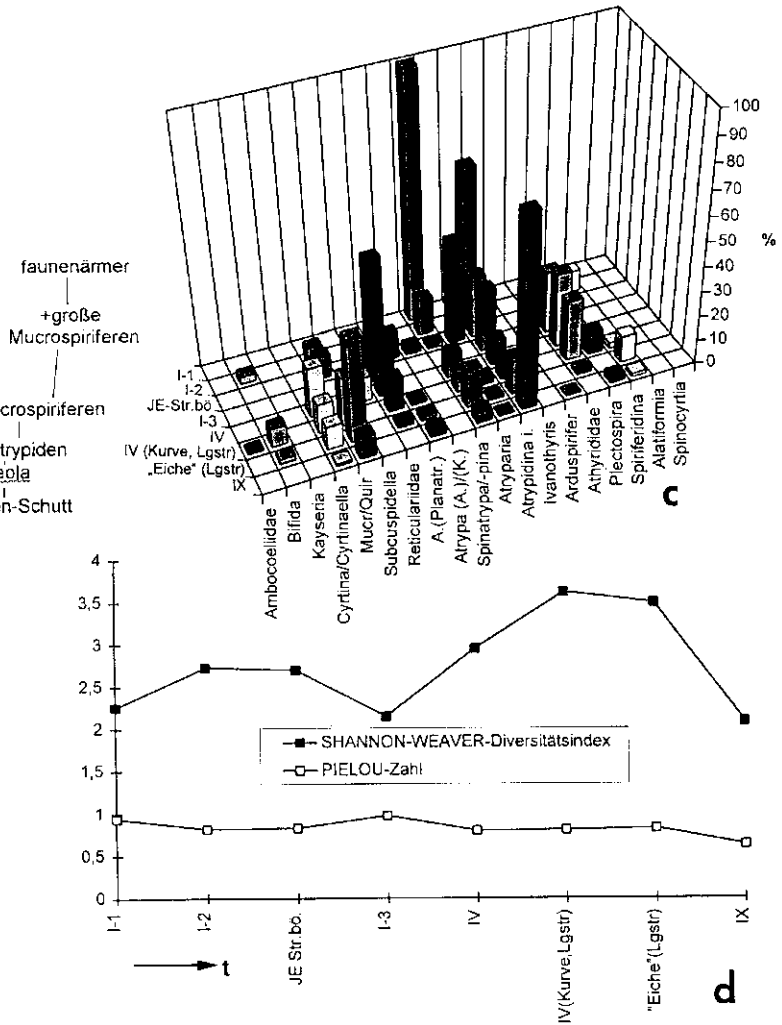
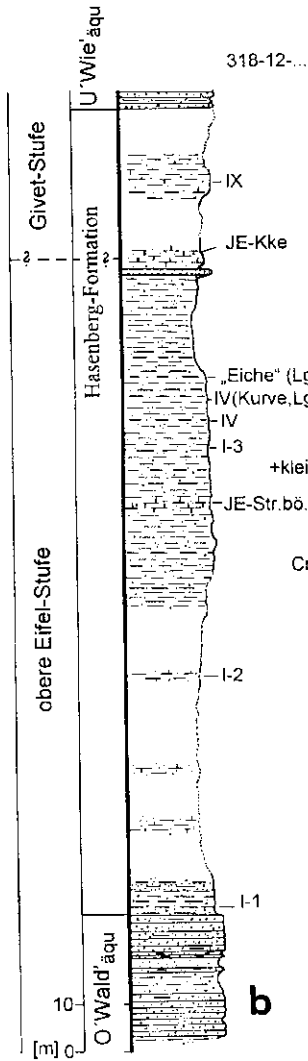
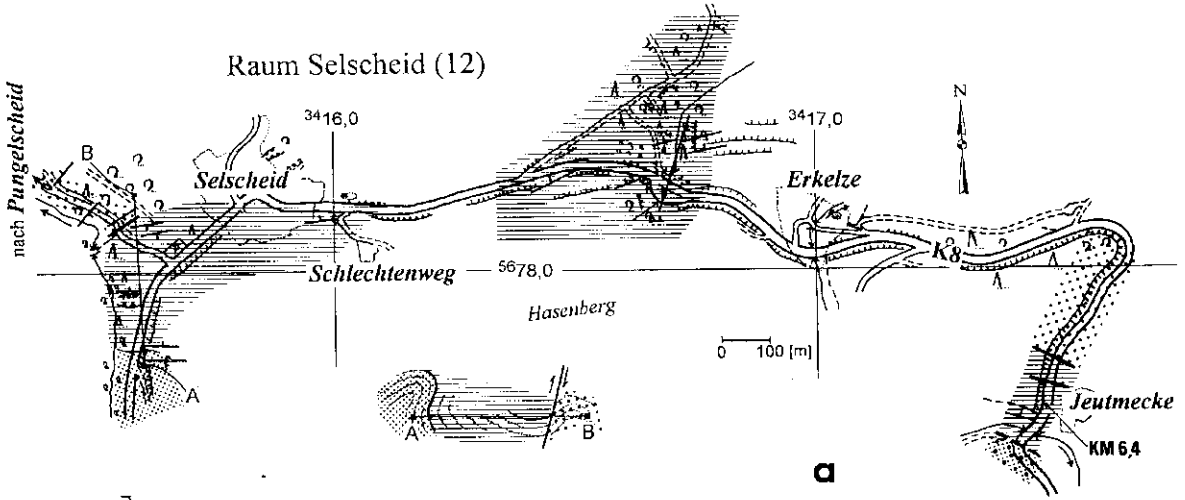
Obwohl die Grenze zum unterlagernden Waldbach-Fm_{aqu} (Crinoiden-Bryozoen-Schiefer: olivfarben-grünliche, stärker siltige Tonschiefer mit doppelklappiger, kaum fragmentierter Fauna) nicht aufgeschlossen ist, erscheinen recht unvermittelt milde, feinschiefrig spaltende, dunkelgraue bis blauschwarze Tonschiefer (vgl. TÖNEBÖHN 1981). Nach oben hin steigt der Karbonatgehalt deutlich an (jetzt braune Tonmergelschiefer). Die Grenze zu den hangenden rauhen Bänderschiefern, karbonatischen Siltsteinen und schräggeschichteten Sandsteinen des Wiedenest-Fm_{aqu} ist relativ scharf ausgebildet. Pelagische Fauna (oft pyritisierte Steinkerne) dominiert in den Tonschiefern. Winzige Muscheln in Pyriterhaltung sind recht häufig. Die bislang Abfolge umfaßt ungefähr 40 Profilmeter und wird als Bonzel-Fm_{aqu} bezeichnet (charakteristischer Fundpunkt unterhalb der Doppelbrücke über das Listertal und den Stausee S' Weuste, r19810. h63000, ss350/70). Die Abfolge ist TÖNEBÖHNS (1981) „Odershausen-Formation“ und SCHMIDTS (in DENCKMANN et al. 1924) „Tentaculitenschiefern“ synonym.

Das lebensfeindliche Milieu weit unterhalb der 'maximalen' Sturmwellenbasis verhindert fast jegliche Benthosbesiedlung. Distale Sturm-induzierte Ereignisse hinterließen hier nur schwache Siltstreifung im mm-Bereich. Der Faunenwechsel von der Oberen Waldbach- zur Bonzel-Zeit ist an dieser Stelle am deutlichsten und prägnantesten verwirklicht. Der markante litho- und biofazielle Wechsel weicht von allen bearbeiteten Fundpunkten deutlich ab. Außer der Transgression (*otomari*-Event) spielen möglicherweise auch Vertikalbewegungen (lokale Senkung) oder die Entwicklung von Schwellen im NW eine Rolle.

II.2.14 Raum Selscheid (12), Abb. 16

Intensive Spezialfaltung erschwert den Versuch, im Raum Selscheid (GK 25 Altena 4712) ein zuverlässiges Profil für die Bonzel-Zeit zu erstellen. Aus verschiedenen Lokalitäten (Abb. 16a) mußte ein vorläufiges Profil konstruiert werden. Dabei wurden benachbarte Lokalitäten (z. B. Verse, S-Blattrandgrenze GKs 25 Altena 4712/Herscheid 4812) zugrundegelegt. Eine detaillierte Bearbeitung des Selscheider Gebiets ist in Vorbereitung (LANGENSTRASSEN & SCHÖNE in Vorb.). Die Mächtigkeit der neu aufgestellten Hasenberg-Fm. [s. Abb. 16b, loc. typ. = Straßenböschung an der WNW-Seite des Parkplatzes an der K8 zwischen Erkelze und Selscheid, am Hasenberg, = loc. typ. der Selscheid-Fm. sensu HAFFER (1962) {siehe Diskussion im Kap. II.1.3}, r16660, h78155; vgl. FUCHS 1917: 83] kann 180 m betragen. Den *otomari*-Event in dieser Fazies nachzuweisen, dürfte kaum Erfolg haben: Die Liegendgrenze der Hasenberg-Fm. ist vermutlich mit Beginn feinklastischer Sedimente über Siltsteinen und Sandsteinen anzusetzen (Horizont 318-12-I-1 bzw. 318-4712-I-1). Über diesen grauen, siltigen bis sandigen Tonschiefern ist – erkennbar am Lesesteinbefund und der Geländemorphologie – ein leicht verwitternder mürber Tonschiefer entwickelt (-I-2). Mit allmählich steigendem Siltgehalt wird das Gestein fester und enthält außer kleinen Faunenelementen auch größere Spiriferiden (-JE-Str.bö., hier mergelig: untere *ensensis*-Zone, gering bioturbater Mud- bis Wackestone). Die grünlich-dunkelgrauen siltig-tonigen Gesteine des angegebenen locus typicus sind dem höheren Teil der Hasenberg-Fm. zuzuordnen (vgl. SCHÖNE 1996a). Kleine Bioherme, von denen SCHREINER (1976: Fundpunkt 10; hier -JE-KKe) berichtet, könnten in den höheren Abschnitt der Abfolge gehören. Die spärliche Conodontenfauna hat im Raum Selscheid bislang nicht zur Präzisierung der stratigraphischen Stellung beigetragen. Wahrscheinlich ist dieser mergelige Kalk aber der Senkel-Zeit (*ensensis/hemiansatus*-Grenzbereich) zuzurechnen. Darauf weisen jedenfalls die Kartierung und die Conodonten (*Icriodus platyobliquimarginatus* BULTYNCK 1987) aus den oberen, kalkig-sandigen oder -tonigen Partien der „Dresel-Formation“ (VIETH 1976) nahe Verse im Ahetal hin (Horizont 318-4712-V3, Kalke der Dresel-Fm., GK 25 Altena 4712, r10615, h74660, det. BULTYNCK 1996). Eine Neubearbeitung dieser Lokalität (s. a. GILLBRICHT 1983) ist beabsichtigt. Aus Sedimenten der Dresel-Fm. der Meßtschblätter Altena 4712, Lüdenscheid 4711, Herscheid 4812 und Iserlohn 4612 werden *Mucrospirifer diluvianus* (STEININGER 1853), *Nowakia* ex gr. *N. (N.) otomari*?, *Spinocyrtia (Carpinaria) a. ascendens* (PRIESTERSBACH 1935), *Icriodus obliquimarginatus*, *Icr. cf. Icr. eslaensis*

Abb. 16: Für den Raum Selscheid sind ein bilanziertes Säulenprofil (b), eine Kartierung (a), die Entwicklung der Gesamtdiversität (d) und die zeitintegrierte Entwicklung der Spiriferiden-Verteilung (c) dargestellt (Legende s. Abb. 19). Die Diversität ist durch zwei Indizes (s. Kap. III.3.1) ausgedrückt. Die gleichmäßige Verteilung der Taxa zueinander (PIELOU-Zahl) nimmt vom Bonzelerhammer- (I-1) zum Hardt-Mb_{aqu} (IX) langsam ab, wenige Arten dominieren über den Rest; dennoch verläuft der SHANNON-WEAVER-Index unabhängig davon: Das indiziert ein schwankendes Artenspektrum. Die Senkel-Communities sind ausgesprochen artenreich. Am Beispiel der Spiriferiden (c) läßt sich dieser Trend nachvollziehen.



VAN ADRICHEM BOOGAERT 1967 [*Icr. lindensis* WEDDIGE 1977], *Polygnathus linguiformis* ssp. und *Polygnathus* ex gr. *Po. varcus* STAUFFER 1940 gemeldet (VIETH 1976, BEHRENS 1980, ERDMANN 1982, HOFFKNECHT 1984, LOTTMANN 1984, SCHINDLER 1984, SCHÄFER 1986), sämtlich Indizien für ein Senkel-Alter.

Der Silt/Sandgehalt nimmt zum stratigraphisch Hangenden weiter zu; Sandbänke können eingeschaltet sein. Der Anteil an distalen Tempestiten wächst. Der Übergang zum Wiedenest-Fm_{aqu} ist nicht aufgeschlossen. Aus einem lokalen Kalkvorkommen innerhalb der überlagernden Sandsteine (neu geschobener Weg N' der K8 bei Km 3,370, r17560, h78140) meldet JUCKENACK (1985) *Polygnathus linguiformis* ssp. b WEDDIGE 1977. Diese Form tritt nach bisheriger Kenntnis ab dem Odershäuser Niveau auf (WEDDIGE 1977: 317). In einer eigenen Beprobung konnte ein *Icriodus amabilis* BULTYNCK & HOLLARD 1980 geborgen werden (Horizont 318-12-Erk.Hof bzw. 318-4712-Erk.Hof; Reichweite nach BULTYNCK 1995/96: Abb.1 bis *hemiansatus*-Zone). Gegen ein Wiedenest-Alter spricht also vorerst nichts.

Entlang des unteren Waldweges SW' des Sohlbergs in Richtung Pungelscheid sind die höheren Teile der Hasenberg-Fm. stark verfaultet. Nach HAFFER (1962) trennt eine streichende Störung die „Odershäuser“ und „Bräkerkopf-Schichten“ von der Klippenkopf-Fm. ab. MAY (1986) hat Hinweise für ein Bräkerkopf-Alter (wahrscheinlich etwa Waldbach-Zeit wegen *Struveina* s. u.). Eigene faunistische Untersuchungen liegen bislang nicht vor, so daß vorerst offen bleiben muß, ob eine Auf- oder eher Abschiebung (o. Ä.) wahrscheinlich ist.

In die Bräkerkopf-Fm. (also „Unnenberg-Sandstein“_{aqu} {vgl. dazu Tab. 1} oder Waldbach-Fm_{aqu} ?) gehören nach MAY [1986: wegen *Struveina parcefurcata* (Spriestersbach 1915)] und BASSE (1996: 96, Locs. 32, 32a; dort als Äquivalente der Unnenberg-Fm., spätes Eifelium eingestuft) auch verschiedene Karbonatkomplexe auf der Linie Sirrin-Grimminghausen. Die einzelnen Kalkstein-Vorkommen (hier Horizonte 318-12-V bzw. 318-4712-V, -V-I und -II) gehören wohl zu ein und derselben Abfolge: „Grimminghäuser Kalk“ ausgeschieden durch SCHREINER (1976). Der als Korallen-Stromatoporen-Floatstone identifizierte Kalk (Horizonte 318-12-V bzw. 318-4712-V, -V-I = Locs. 32, 32a BASSE 1996: 96) enthält *Icriodus regularicrescens* BULTYNCK 1970 (det. WALLISER 1996) und möglicherweise bislang unbeschriebene Conodonten, die als *Icriodus* n. sp. aff. *Icr. corniger retrodepressus* BULTYNCK 1970 (det. BULTYNCK 1996) mit Tendenzen zu *Icr. arkonensis*-Formen bestimmt werden können (vgl. Kap. IV.1.2). Vielleicht sind diese *retrodepressus*-Taxa Vorläufer von *Icriodus* ex gr. *Icr. arkonensis*. *Icr. corniger retrodepressus* kennzeichnet den Grenzbereich *partitus/costatus*-Zone (BULTYNCK 1995/96: Abb. 1; entspräche der Mühlenberg-Zeit). Hier ist er aber (abgesehen von Tendenzen zur *arkonensis*-Gruppe) mit *Icriodus regularicrescens* vergesellschaftet, der eher für jüngere Abfolgen charakteristisch ist (ibidem: Abb. 1). BASSE (1996: 96) nennt aus diesen Gesteinen *Pedinopariops (Ped.) proniceps*, eine Form, die der späten *kockelianus*-Zone zuzurechnen ist (vgl. z. B. WEDDIGE 1996). Damit engt sich der stratigraphische Rahmen für den Grimminghausen-Kalk auf die obere *kockelianus*-Zone ein.

Während oberen Waldbach-Zeit bildeten sich fleckenhaft riffartige Gebilde und Biostrome, die steigendem Meeresspiegel oder starken Schüttungen zum Opfer fielen. Die geringe Diversität (Abb. 16d), geringe Bioturbation und Kleinheit der Tiere zu Beginn der Hasenberg-Fm. deuten auf restringierende Bedingungen in tieferem Wasser hin. Mit besserer Sauerstoffversorgung verbunden bildet sich allmählich eine artenreiche Community heraus („Eiche“, Abb. 16c, d). Dort sind einige Exemplare aus der *Nowakia otomari*-Gruppe nachgewiesen worden. Der Ablagerungsraum liegt knapp oberhalb der 'maximalen' Sturmwellenbasis, aber weit unterhalb der Normalwellenbasis. Am locus typicus ist die Lebensgemeinschaft in situ erhalten, ebenso am Fundpunkt „Eiche“. Am Beispiel der Spiriferida verdeutlicht Abbildung 16c das hohe Artenspektrum zur Senkel-Zeit. Zu den anspruchslosen Arten zählen einige Atrypiden und *Mucrospirifer* (untere Hasenberg-Fm.).

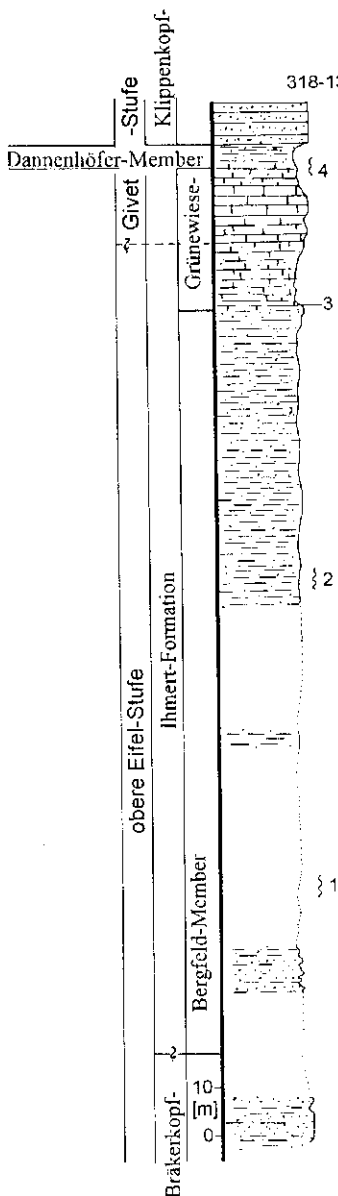
II.2.15 Grüner Bach (13), Abb. 17

Über der Sandstein/Siltschiefer-Wechselfolge der Bräkerkopf-Fm. folgt im Grüner Bach-Tal S' Iserlohn (GK 25 Iserlohn 4612) das Bergfeld-Mb_{aqu} der Ihmert-Fm. („Untere Honselerschichten“ FUCHS 1911, partim; „Ihmerter Schichten“ LOTZE 1955; vgl. EISENLOHR 1969, MAY 1986). Es sind laminierte Feinsandsteine, wechselgelagert mit grünlichgrauen, karbonatischen, sandstreifigen Ton- und Siltschiefern. Die Gesteine sind recht faunenarm. Nur einzelne Lagen enthalten Chonetiden oder reichlich *Xystostrophia* und selbst erste *Spinocyrtia (Carpinaria)*-Formen.

Über dem ca. 140 m mächtigen Mb. folgt ein Äquivalent des Grünwiese-Mb.s. Dabei handelt es sich um dunkelgraue bis schwarze Mergelschiefer und mittelgrau Kalkgesteine. Zunächst fallen karbonatische Lagen mit

reichlich Brachiopoden [vor allem *Spinocyrtia (Carpinaria) a. ascendens* vel *an. andreasmayi* STRUVE 1992]} auf. Es folgen alveolithide Korallen, Pionierassoziationen also, die im höheren Teil des Grünewiese-Mb.s in echte Bioherme mit Hexagonarien übergehen. Über dem etwa 35 m mächtigen Komplex folgen einige Meter karbonatische siltige Tonschiefer und schließlich mächtige Sandsteinpakete der Klippenkopf-Fm. Die zeitliche Zugehörigkeit des Grünewiese-Mb. konnte bislang mit Conodonten an dieser Lokalität nicht geklärt werden (Horizont 318-13-Ihm4 bzw. 318-4612-Ihm4 \approx -D3; s. a. KLINGEBIEL 1987). Conodonten aus den Ihmterter Kalken von benachbarten Lokalitäten (REUTER 1988, KLÖCKNER 1988, EBERT 1988) legen die Vermutung nahe, daß Teile dieses Kalk-Abschnitts in die Senkel- und Hardt-Zeit fallen (alle Typen zusammengefaßt: *Icriodus eslaensis* [*Icr. lindensis*], *Icr. obliquimarginatus*, *Icr. struvei* WEDDIGE 1977, *Icr.* aff. *Icr. amabilis*, *Icr. ex gr. Icr. regularicrescens*, *Icr. ark. arkonensis*, *Polygnathus linguiformis* ssp., *Eognathodus bipennatus* ssp., *Tortodus* sp.). Vorausgesetzt es liegt keine

Grüner Bach (13)



fazielle Sonderentwicklung vor, entsprechen die Gesteine der Klippenkopf-Fm. zeitlich der Wiedenest-Fm. Die Untersuchungen dieser Lokalität sollen an anderer Stelle ausführlicher bearbeitet werden.

Schon jetzt verdichten sich aber die Hinweise, daß die Auswirkungen der globalen Umweltumwälzungen auch in dieser Fazies ihre Spur hinterlassen haben. Der lithofazielle Wechsel zu Beginn der Ihmert-Fm. steht sehr wahrscheinlich in unmittelbarem Zusammenhang mit der späteifelischen Transgression. [Nach MAY (1993) entspricht der untere Abschnitt des Bergfeld-Mb.s der Eifeler Freilingen-Fm.] Erst zur Grünewiese-Zeit sind die notwendigen Voraussetzungen der Riffbildner wiederhergestellt: Vor allem Sauerstoffgehalte und Schüttungsintensitäten bestimmen das Wachstum der Bioherme.

← Abb. 17: Säulenprofil Grüner Bach. (Legende s. Abb. 19.)

II.2.16 Raum Pernze/Wiedenest (14), Abb. 18

Die Tonmergelschiefer-Fazies im Raum Pernze/Wiedenest weicht vom typischen Gummersbacher Mergelschiefer oder dem Brachiopoden-Mergelschiefer von Bredenbruch ausweislich eines höheren pelagischen Einflusses deutlich ab. Für die etwa 80 m mächtige Sedimentfolge („Odershäuser Schichten“ GRABERT 1969) wird hier die Bezeichnung Rohren-Fm. (loc. typ. = Bahneinschnitt Rohren bei Pernze am Fuße des Frumbergs, r08765, h56540; Horizont 318-14-III bzw. 318-4912-III) eingeführt. Die Untergrenze ist nicht aufgeschlossen. Die Rohren-Fm. wird aber unterlagert von sehr viel grobkörnigeren, kalkarmen, grünlich-braungrauen Ton- bis Siltschiefern, die gegenüber dem Wohnstudio HORNBRUCH (Haus Nr. 286) in Pernze (hervorragend aufgeschlossener Sattel-First!) zu studieren sind. Die Fauna besteht aus Strömungs(?)orientierten Brachiopoden (vielleicht sogar aktive Ausrichtung nach der Strömung ?; bei den mitunter doppelklappig erhaltenen Chonetiden sind die fragilen Randstacheln nur selten erhalten, was in Anbetracht des groben Sediments aber nicht zwangsläufig Transport impliziert). Ein sehr viel geringeres Energieniveau und geringere Sauerstoffversorgung bestanden zur Rohren-Zeit. Die Fm. läßt sich in zwei Member weiter zergliedern. Das Frumberg-Mb. (loc. typ. = loc. typ. der Fm., benannt nach dem gleichnamigen Berg) besteht aus monotonen dunkelgrauschwarzen Tonmergelschiefern mit winziger Fauna und reichlich Pelagos. Pyrit-Steinkernerhaltung kann vorkommen. Mit schichtparallelen Anreicherungen von Siderit-Knollen (Horizont 318-14-III bzw. 318-4912-III) beginnt das Pernze-Mb. (loc. typ. = Böschung neben Neubau in Pernze, NW' der B55, r08640, h56650). Zum stratigraphisch Hangenden hin steigt der Psammit-Anteil kontinuierlich an, das Gestein nimmt hellere Farbe an.

Am locus typicus liegt eine reiche Benthosvergesellschaftung mit großen Brachiopoden vor. Es stehen dort mehrere Meter eines sandigen mittel- bis dunkelgrauen, bräunlichen, z. T. gebankten, mergeligen Sediments an (siltiger mikrobioklastischer Wackestone, reichlich autochthone Anteile! = Horizont 318-14-IV/Pernze bzw. 318-4912-IV/Pernze). Starke Durchwühlung und Mikroschill sowie teilweise doppelklappige Erhaltung sind kennzeichnend. Conodonten aus den Sideritknollen oder den mergeligen Gesteinen lassen keine Bestätigung der stratigraphischen Stellung zu. Nahe dem Übergang zur Wiedenest-Fm. nimmt der Sandgehalt in den hell- bis mittelbraunen, mergeligen Schiefercn kontinuierlich zu. Der Grenzbereich selbst ist nicht zuverlässig ergründbar; vielleicht liegt eine Störung vor.

Die mäßig günstigen Lebensbedingungen zur Oberen Waldbach-Zeit verschlechtern sich zur Bonzel-Zeit erheblich. Es können nur noch winzige Benthonten siedeln. Crinoidenstiele zeigen geringe Transportwege an. Die Schalen-Fauna ist lagenweise angereichert und wenig fragmentiert. Bioturbation erzeugte mitunter Mikroschill-Lagen. Geringer Transport trifft auch auf die benthosreichen Vergesellschaftungen zur Senkel-Zeit zu. Die Durchlüftungsverhältnisse haben sich dort enorm verbessert. Wachsender Sedimenteintrag und turbulenteres hydrodynamisches Regime beenden die günstigen Lebensbedingungen bald wieder.

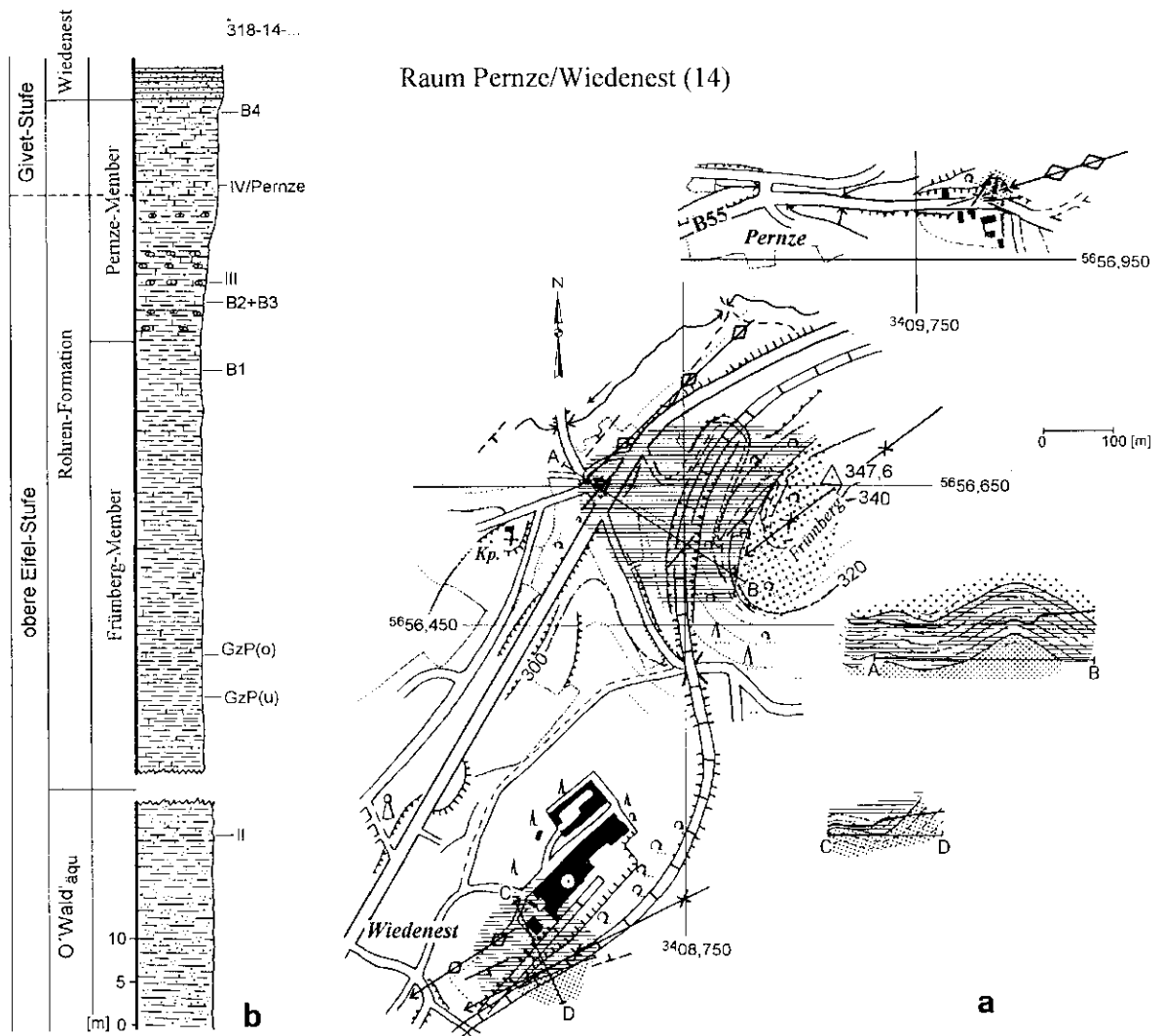


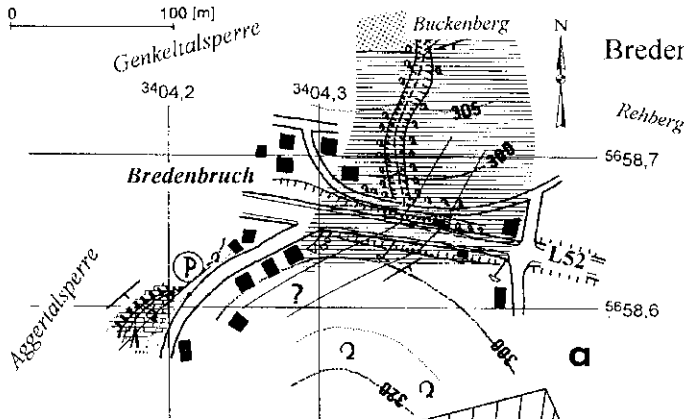
Abb. 18: Pernze/Wiedenest: Kartierung (a) und Säulenprofil (b). (Legende s. Abb. 19.)

II.2.17 Bredenbruch (15), Abb. 19

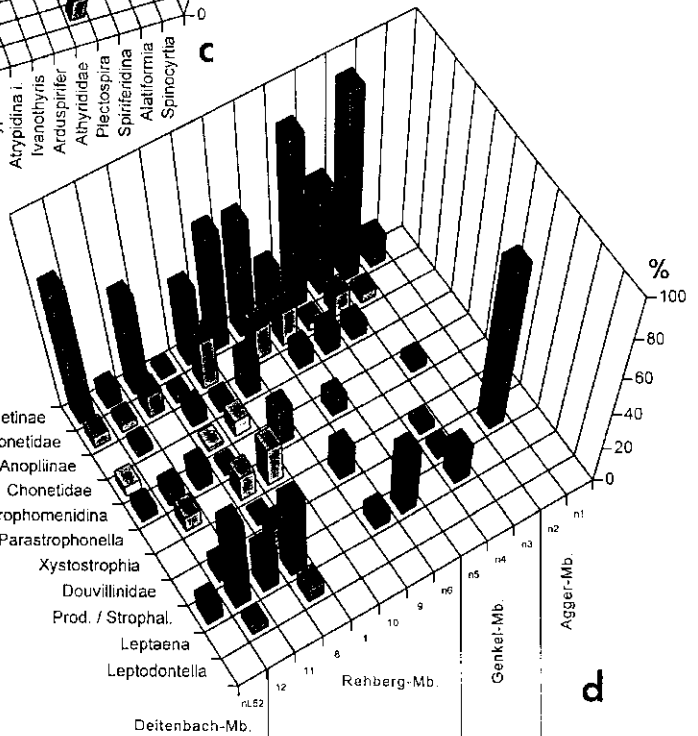
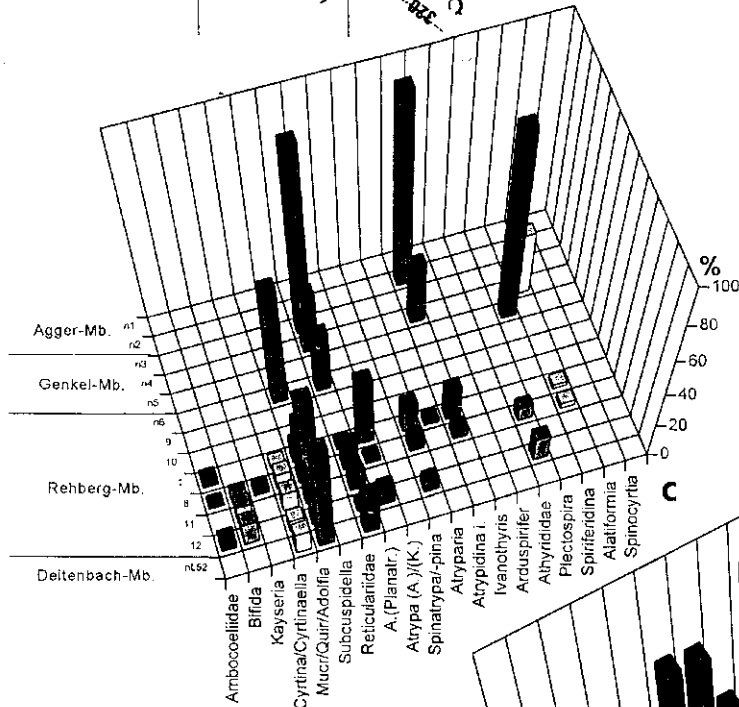
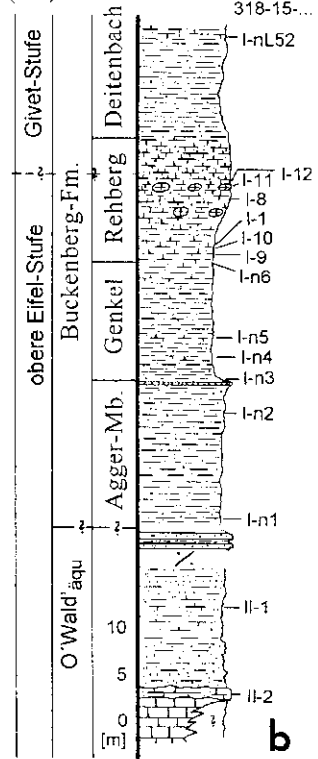
Das Profil von Bredenbruch weicht von den benachbarten Lokalitäten (z.B. Bahnhof Gummersbach, Rohren, Rospe) sowohl lithologisch als auch nach seinem Fauneninhalt deutlich ab. Die etwas mehr als 55 m mächtige Abfolge („Tentaculitenschiefer der Odershäuser Schichten“ + „Gummersbacher Mergelschiefer“ FUCHS & SCHMIDT 1928 oder „Odershausen-Formation“ ROUSHAN 1986 sind Teil der Abfolge) wird deshalb mit einem neuen Namen belegt: Buckenberg-Fm. (loc. typ. Hohlweg-Profil in Bredenbruch, am SW-Fuß des Buckenbergs, r04360, h58670 bis r04375, h58775, GK 25 Gummersbach 4911). Die Untergrenze ist heute nicht mehr aufgeschlossen. Eine Beschreibung liefert ROUSHAN (1986). Der untere Teil der Buckenberg-Fm. ist repräsentiert durch ockerfarbene, sandstreifige, tonige Silt- bis siltige Tonschiefer. Der oberste Abschnitt des unterlagernden O'Waldbach-Fm_{äqu.} besteht aus olivfarbenen bis grünlich-grauen oder bräunlichen, laminierten Feinsandsteinen, die mit sandigen, grünlich-grauen, sandstreifigen Tonschiefern wechselgelagert sind. Schichtparallele Crinoiden-Schuttlagen deuten auf entsprechend hohes Energieniveau hin. Das hydrodynamische Regime nimmt offensichtlich unvermittelt ab (*otomari*-Event). Die Obergrenze der Buckenberg-Fm. ist nicht aufgeschlossen. Aus lithologischen Erwägungen und Vergleichen mit anderen Profilen im Arbeitsgebiet kann diese Fm. in vier Member untergliedert werden.

Das Agger-Mb. (loc. typ. Hohlweg Bredenbruch, kurz vor Einmündung auf ein Feld, am SW-Fuß des Buckenbergs, benannt nach der nahegelegenen Aggertalsperre, r04375, h58765, ungefähr 96,5 m N' Hohlweg-Einmündung, Horizont 318-15-I-n1 bzw. 318-4911-I-n1) besteht aus sandlaminierten Tonschiefern (grünlich-braungrau, bräunlich-olivfarbengrau) bis Siltschiefern (beigefarben-grau). Pflanzenhächsel können in den tempestitischen Lagen angereichert sein. Im höheren Abschnitt des 16 m mächtigen Mb.s treten plattige, wenige mm-mächtige Feinsandstein-Bänke auf. Darüber folgt unvermittelt ein Sedimentationswechsel: Das Genkel-Mb. (loc. typ. Hohlweg-Bredenbruch, wie oben, benannt nach der Genkeltalsperre, r04355, h58720, ca. 49 m N' Hohlweg-Einmündung, Horizont 318-15-I-n3 bzw. 318-4911-I-n3) umfaßt eine 13 m mächtige pelitbetonte Abfolge. Die Gesteine sind etwas dunkler als die des Agger-Mb.s. Das Faunenspektrum beschränkt sich nach wie vor im wesentlichen auf kleine, dünnchalige Brachiopoden (Abb. 19c, d) und Dacryoconariden bzw. auch dickschalige Tentaculiten. Der Kalkgehalt nimmt zum stratigraphisch Hangenden hin allmählich zu. Einzelne tempestitische Lagen mit gut erhaltener Fauna (Horizont 318-15-I-n5 bzw. 318-4911-I-n5) zeugen von Sturmereignissen. Als Besonderheit gilt die *Plumalina*-Fazies (ebenfalls -I-n5). Mit deutlicher Zunahme benthischer, autochthoner Fauna (dickerschalige und größere Taxa wie z. B. *Leptaena*; vgl. auch Abb. 19c, d) beginnt das Rehberg-Mb. [= der eigentliche Brachiopoden-Mergelschiefer und wohl zeitäquivalent mit dem „Gummersbacher Mergelschiefer“ FUCHS & SCHMIDT (1928), loc. typ. = S-Ausgang des Hohlwegs Bredenbruch, benannt nach dem weiter E' gelegenen Rehberg, r04360, h58670, Horizont 318-15-I-1 bzw. 318-4911-I-1]. Innerhalb der etwa 14 Profilmeter des Rehberg-Mb.s entwickelt sich aus einem grünlich-braungrauen Tonmergelschiefer ein grauer Mergelschiefer (Horizont 318-15-I-8 bzw. 318-4911-I-8 = siltiger bioklastischer Wackestone) mit lentikulären Kalkknollen (Horizont 318-15-I-12 bzw. 318-4911-I-12 = siltiger Wackestone). Die Conodontenfauna datiert in den Grenzbereich *ensensis/lemiansatus*-Zone. Die Fauna liegt nicht selten in doppelklappiger, vollkörperlicher Erhaltung vor. Allerdings weist die stärkere Fragmentierung der Fauna im höheren Teil des Rehberg-Mb.s (Kalkknollen) auf weiteren Transport und steigendes Energieniveau hin. Ein Trend der sich zum stratigraphisch Jüngeren hin noch verstärken wird. Mit Beginn des Deitenbach-Mb.s (loc. typ. = S' Straßenböschung der L52 in Richtung Deitenbach, im stratigraphisch Hangenden des Brachiopoden-Mergelschiefers, Schürfe, Horizont 318-15-I-nL52 bzw. 318-4911-I-nL52, r04400, h58630) nimmt der Kalkgehalt deutlich ab, der Sandgehalt aber weiter zu. Der Faunengehalt in diesem zumeist dunkelolivfarbenen, siltig-sandigen Tonschiefer ist gegenüber dem Rehberg-Mb. stark abgereichert. Verglichen mit dem Raum Selscheid beispielsweise ist diese Lokalität mehr küstenwärts gelegen, die Meerestiefe geringer (durchschnittlich höherer Silt/Sandanteil, Pflanzenreste). Zu Beginn der Buckenberg-Fm. weisen die recht dunkle Sedimentfarbe und der spärliche Fauneninhalt auf restriktive Lebensbedingungen hin. Zahlreichen Sturmereignissen fallen nahegelegene reiche Benthosvergesellschaftungen anheim. Dennoch kann sich hier erst zur Senkel-Zeit ein reiches Bodenleben entwickeln.

Eine Besonderheit in diesem Gebiet ist das bereits bei JUX (1960) beschriebene Riff am Ufer des Genkel-Arms. Das Bioherm ist keineswegs ein laterales Pendant des Brachiopoden-Mergelschiefers, wie FUCHS & SCHMIDT 1928, JUX 1960 oder GRABERT 1969 vermuten. Genausowenig gehört es in die Waldbach-Zeit, was PRIESTERSBACH (1942), THIENHAUS (1940) und ROUSHAN (1986) annehmen. Aufgrund conodontenstratigraphischer Untersuchungen [Horizont 318-15-II-2 bzw. 318-4911-II-2 mit *Icriodus excavatus* WEDDIGE 1984, det. BULTYNCK 1996; möglicher-



Breidenbruch (15)



Legende (für Abb. 5-21):

- Kalk, -Linsen
- mergelig, kalkig
- tonig
- siltig/sandig
- Pyrit
- Farbintensität
- Wiedenest-Fm. äqu
- Bonzel-Fm. äqu
- Waldbach-Fm. äqu
- Störung

← **Abb. 19:** Säulenprofil (b), Kartierung (a) und die zeitintegrierte Entwicklung der Verteilung spiriferider und strophomenider Brachiopoden (c resp. d) für den Fundpunktbereich Bredenbruch, außerdem Legende für die Abb. 5-21. Wie in der Meinkenbrachter Fazies (Abb. 9c) dominieren die *Holynetiinae* während des *otomari*-Intervalls („n1“ bis „n6“); dann bildet sich eine artenreiche Community heraus. Ausweislich zahlreicher dickschaliger Taxa (*Leptaena*, *Mucrospirifer* etc.) zur Senkel-Zeit ist eine höhere Wassertiefe als im Meinkenbrachter Raum wahrscheinlich. Typisch ist die Atrypiden-*Mucrospirifer*-Vergesellschaftung (vgl. Abb. 16c, 9e). Mauersignatur in 19c kennzeichnet das Bredenbruch-Riff incl. Talus.

weise gewisse Tendenzen zu *Icriodus amabilis*, deshalb vielleicht etwas älter als der bekannte *Icr. excavatus*; *Icr. amabilis* hat aber einen deutlichen Sporn und erscheint insgesamt länger (frdl. mdl. WALLISER 1996)] muß das Gestein vielmehr wahrscheinlich der *rhenanus*/unteren *varcus*-Zone zugerechnet werden (d. h. etwa Finnentropfer Schichten oder gar Massenkalk sensu WEDDIGE 1977: Tab. 4).

Jedenfalls entwickelten sich aufgrund günstiger Bedingungen fleckenhafte Bioherme, die späterer erhöhter Wasserbewegung und gesteigertem Sedimenteintrag zum Opfer fielen (Riff-Talus Horizont 318-15-II-2 bzw. 318-4911-II-2 u. a. mit *Dicricoconus* sp., Volynitidae indet., *Tentaculites* sp., gekrümmtes Taxon *Tentaculitida* indet.). Nach dem Ende des Riffwachstums werden aber zunächst noch mittelgraue Tonschiefer und vor allem sandige und tonige Siltschiefer (Horizont 318-15-II-1 bzw. 318-4911-II-1) geschüttet, in denen einige faunenreiche Lagen auffallen: *Tentaculitida* indet., *Styliolina* sp., *Nowakia* aff. *N.(N)*, ex gr. *otomari*?, *Atryparia*? sp., *Spinatrypa* sp., *Bifida* sp., *Strophomenidina* indet., *Reticulariidae* indet., *Leiopteria* sp., sehr viele Crinoiden-Ossikel (Waldbach-Zeit!). Die Crinoiden-Ossikel liegen oft noch im Verband miteinander vor und machen somit nur mäßig starke Wasserbewegung und geringe Transportwege wahrscheinlich. Die Fragmentierung der Schalen ist auf Bioturbation zurückzuführen. Bis zum Beginn der Buckenberg-Fm. gehen die Wasserbewegung und der grobklastische Anteil offenbar kontinuierlich zurück, was vielleicht schon mit dem steigenden Meeresspiegel und dem sich vertiefenden Ablagerungsraum zusammenhängt.

II.2.18 Bahnhof Gummersbach (16), Abb. 20

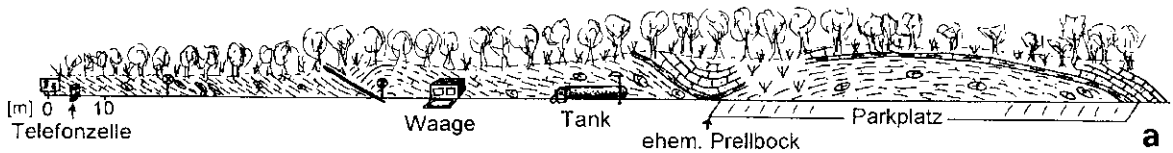
Den mittleren und oberen Abschnitt des Bonzel-Fm_{aq.s} (? „Odershausen-Formation“ ROUSHAN 1986) erschließt das schwach gefaltete und tektonisch leicht gestörte Profil an der Böschung des Bahnhofs Gummersbach. Die in braungefleckten, dunkelgrauen Mergelschiefer (Horizont 318-16-BfG3 bzw. 318-4911-BfG3) eingebetteten Kalkknollen (-16-BfG2, -III-1 und -III-2) enthalten eine Conodontenfauna der *ensensis*-Zone (Obere Eifel-Stufe). Die Mergelschiefer nehmen nach oben hin hellere Farbtöne an. Die Kalkknollen werden größer (Horizont 318-16-III-4 bzw. 318-4911-III-4) und weisen große mikrofaziale Übereinstimmungen mit dem Bredenbrucher Brachiopoden-Mergelschiefer (Horizonte 318-15-I-8 bzw. 318-4911-I-8 und -11) auf (hier: siltiger Wacke- bis Packstone mit stark angebohrten, lange Zeit exponierten, allochthonen Faunenresten und ähnlichen ästigen Bryozoen wie in Bredenbruch). Auffällig ist auch, daß in allen beprobten Kalken vorliegender Untersuchung nur in Bredenbruch und hier vermehrt semitextulariide Foraminiferen (auch im Bf. Linde-Profil) und Fischreste (zahlreich nur im Bf. Gummersbach-Profil) gefunden wurden. Die übrigen Kalke (Horizonte 318-16-III-6 bzw. 318-4911-III-6 = „C“ ROUSHAN 1986: 14, 15 = Wiedenest-Fm., -III-5 und -BfG-D = beide „D“ ROUSHAN 1986: 14, 15) haben keine kritische Conodontenfauna erbracht. Die Grenze zur Wiedenest-Fm. wird mit Einsetzen der dickbankigen Kalke („D“ Roushan 1986: 14, 15 = „Wiedenest-Formation“) vermutet: Die Bioklasten-Packstones (Horizont 318-16-BfG-D bzw. 318-4911-BfG-D) deuten auf erhöhtes Energieniveau hin. Weil die Fauna weitaus weniger stark angebohrt ist als in den Kalken zuvor, darf auf eine erhöhte Sedimentationsrate geschlossen werden.

Relativ dickschalige, stark berippte (s. FABER et al. 1977, FÜRSTICH & HURST 1974) Brachiopoden-Taxa mit 'Zick-Zack'-Kommissur (s. HERTA SCHMIDT 1937) und starke Bioturbation indizieren einen hohen Sedimenttransport (Turbicolarität, CARLS et al. 1993) und ausreichend Sauerstoff über dem Meeresboden. Echte Infauna beschränkt sich bemerkenswerterweise auf Sauerstoffarmut-tolerierende Ichnofauna (*Chondrites*, vgl. SEILACHER 1990). Das hydrodynamische Energieniveau, der Sedimenteintrag und die Sauerstoffversorgung steigen zum stratigraphisch jüngeren an. Biostromale Faunenelemente häufen sich.

Als Äquivalent der Odershäuser Schichten sensu THIENHAUS (1940) stellt MAY (1986) im Gummersbacher Gebiet das „Rospe-Member“ auf. MAY (1986) bezieht sich auf WALLISER (1985: 403): Danach erhält der *otomari*-Event [, und nicht die gesamte Abfolge „Odershäuser Kalk“ wie MAY (1986: 31) schreibt!] ein „Junkerberg-Alter“.

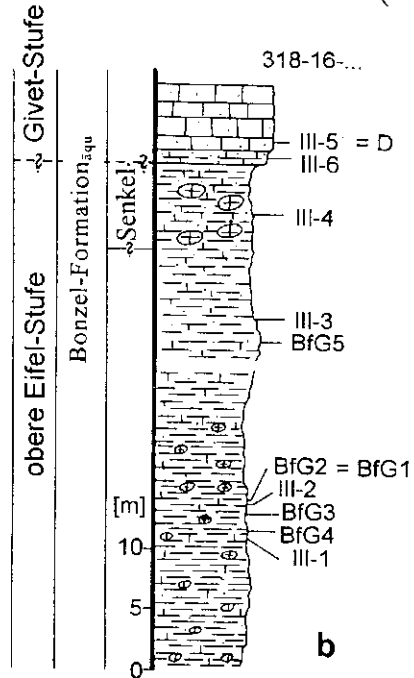
NNE

SSW



Bahnhof Gummersbach (16)

Abb. 20: Bahnhof Gummersbach: Aufschlußskizze (a) und Säulenprofil (b). (Legende s. Abb. 19.)



MAYS (1986) Fauna, vor allem vom locus typicus des Rospe-Mb.s liefert in der Tat – wie eigene Untersuchungen bestätigen (Horizont 318-4911-IV-1) – einige Indizien für ein Junkerberg-Alter, und damit höchstwahrscheinlich ein prä-Odershausen-Alter. Wichtige Formen sind nach MAY (1986): *Yeothyris b. bicollina* (STRUVE 1961), *Atrypa (Kyrtatrypa) culminigera* STRUVE 1966, *Atryparia aureolata* (STRUVE 1966) und *Atrypa (Planatrypa) collega* STRUVE 1966. [Der „*Tentaculites sulcatus* ROEMER“ hat sich im nachhinein als dickschaliger Tentaculit herausgestellt (det. SCHÖNE, 1996); zunächst bestand die Hoffnung, es handle sich um eine stratigraphisch verwertbare *Nowakia*-Form]. Auch lithologische Kriterien könnten diese stratigraphische Einstufung untermauern. Im Vergleich zu den weiter nördlich gelegenen Bonzeler-Äquivalenten im Bahnhof Gummersbach-Profil sind die Sedimente des „Rospe-Members“ viel heller, grobkörniger (sogar Ball-and-pillow-Strukturen) und bioturbat entschichtet. BASSE (frdl. mdl. Mitt. 1997) hat Hinweise für obere Bonzel-Zeit. Einstweilen behält sich der Verfasser jedoch vor zu entscheiden, ob es sich beim „Rospe-Member“ um prä-Event-Ablagerungen handelt oder möglicherweise doch um ein Zeitäquivalent der Bonzel-Fm. (vielleicht Senkel-Mb.?).

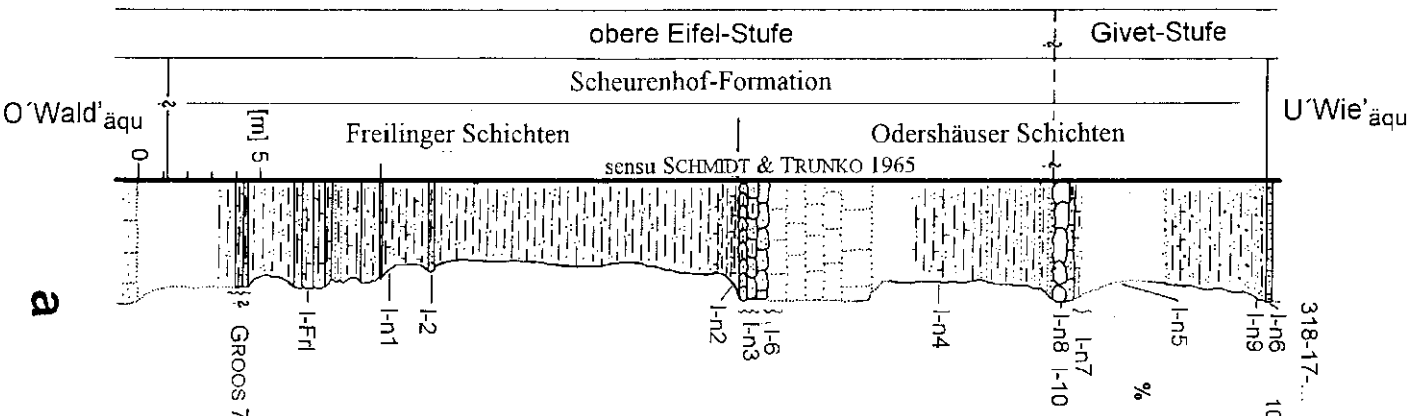
II.2.19 Hohlweg SW' ehem. Bahnhof Linde (17), Abb. 21

Die bereits zu Beginn der Bonzel-Zeit hochdiversen Benthos-Vergesellschaftungen an dieser – zwischen Eifeler und sauerländischer Fazies vermittelnden – Lokalität verdeutlichen, daß die globalen Umweltveränderungen hier keine derart tiefgreifenden Auswirkungen auf die Lebensbedingungen hatten wie andernorts im Untersuchungsgebiet: Kritischer Sauerstoffmangel bestand nicht. Dennoch dominieren unter den Spiriferiden wie z. B. im Raum Selscheid Atrypiden und *Mucrospirifer* (Abb. 21b). Einige Meter über den nicht angetroffenen Kalken der „Selscheider Schiefer“ mit *Struvocina parcefurcata* (s. SCHMIDT & TRUNKO 1965), die KLEINEBRINKER (1992) in den Grenzbereich „australiscnsensis“-Zone zu stellen gewillt ist, stehen fossilreiche Mergel der „Freilinger Schichten“ an. Selbst riffartige Gebilde gab es zur unteren Bonzel-Zeit (Horizont 318-17-I-2 bzw. 318-4909-I-2). Wegen deutlich abweichender Fazies benennt der Verfasser die Gesamtabfolge, also „Freilinger Schichten“ und „Odershäuser Schichten“ sensu SCHMIDT & TRUNKO (1965) als Scheurenhof-Fm. (≥ 46 m; „Untere Honseler Schichten“ DIETZ et al. 1935, partim; loc. typ. Böschung am zugewachsenen Waldweg NW' parallel zum ehemaligen Bahndamm und zur L284 verlaufend, orthogonal zum Hohlweg, etwa 64 m NE' der Abzweigung von der nach Scheurenhof führenden Straße, r92610, h54045, Horizont 318-17-Frl bzw. 318-4909-Frl). Die Liegendgrenze ist nicht aufgeschlossen, fällt aber laut SCHMIDT & TRUNKO (1965) mit Ende der „Selscheider“ Kalke (Waldbach-Zeit) zusammen.

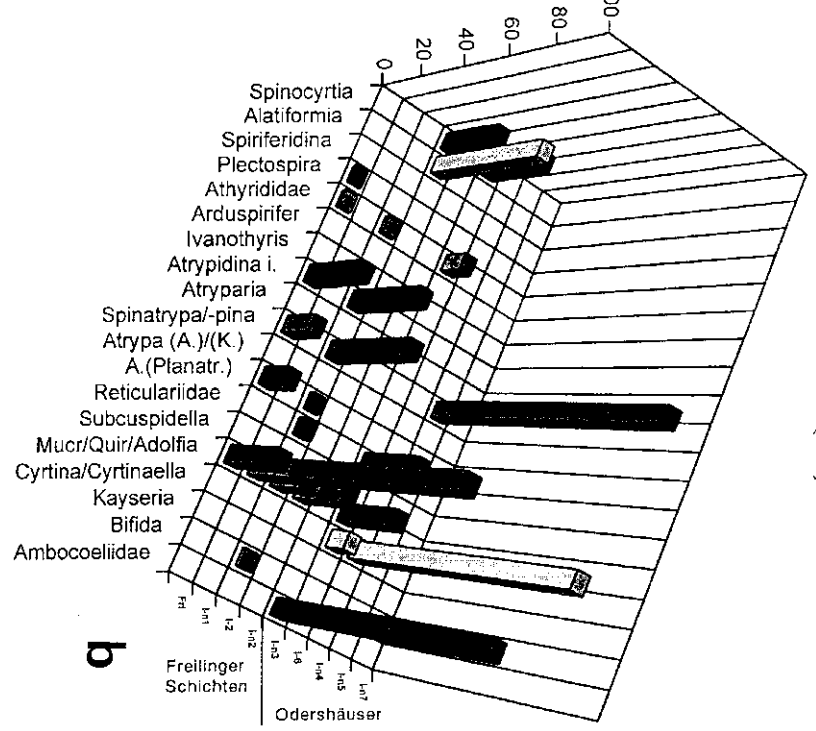
Abb. 21: Säulenprofil (a), Kartierung (c) und vertikale Verteilung der Spiriferiden (b) für den Bereich Bahnhof Linde. (Legende s. Abb. 19.) Bereits während des Freilingiums (vgl. a. Abb. 16c) treten die Senkel-üblichen Spiriferiden auf.

→

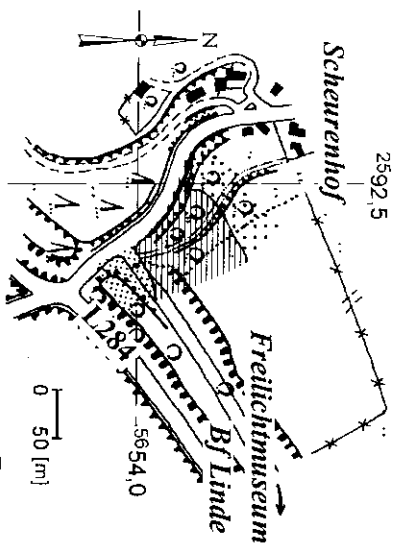
Hohlweg SW' ehem. Bahnhof Linde (17)



a



b



c

Groos 763: Linde 8

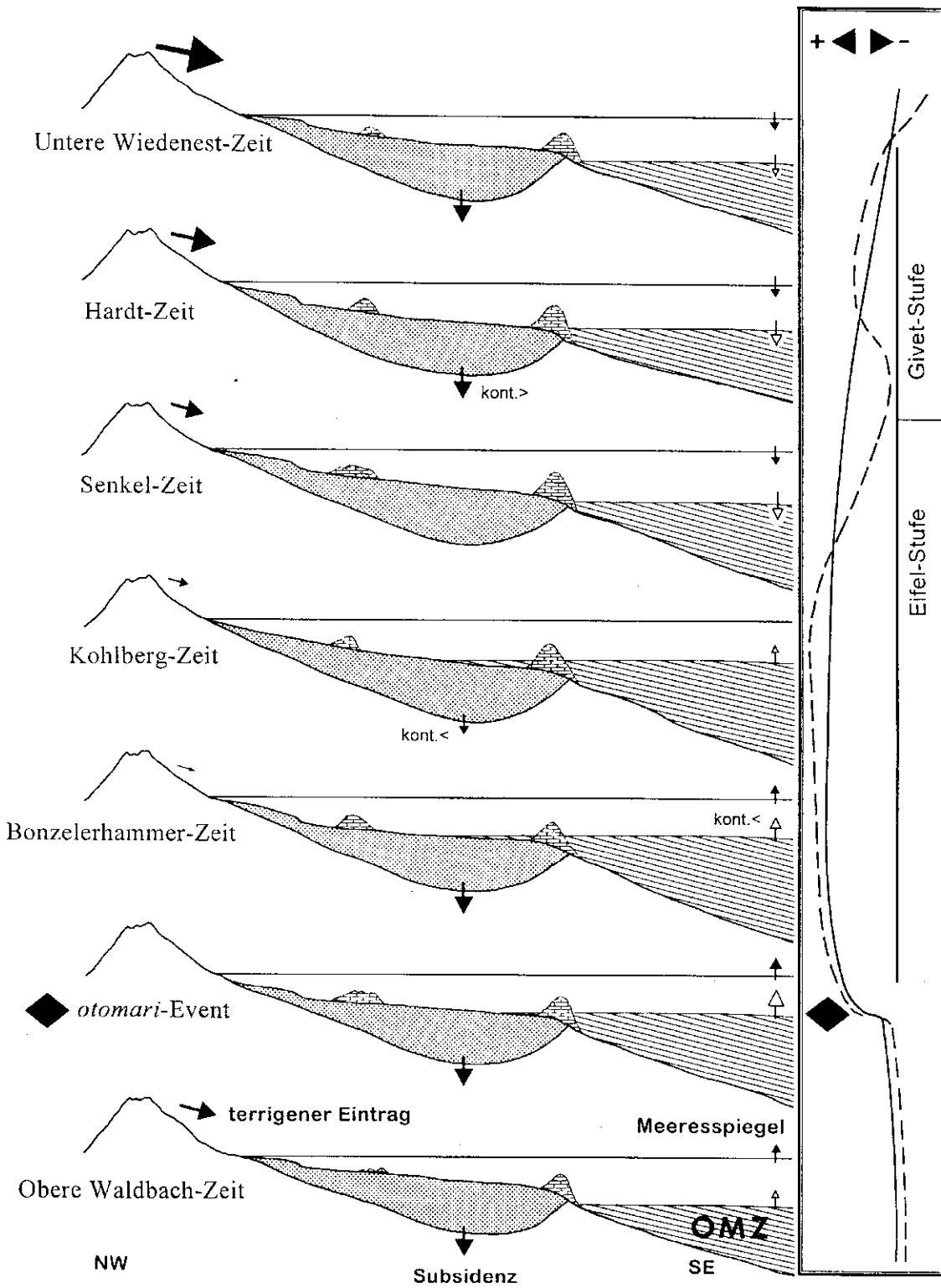
Erste Conodonten aus einer kalkigen Bank im tiefen Teil der „Freilinger Schichten“ stellte Frau Dr. UFFENORDE freundlicherweise zur Verfügung (GROOS 1969: 763-Linde 8): untere *ensensis*-Zone [det. SCHÖNE: *Polygnathus* ex gr. *Po. xylus* (juvenil), *Po. pseudofolius*? WITTEKINDT 1966 (mit *eiflius*-Knoten), *Icriodus arkonensis tiliaris* WEDDIGE 1988, *Icr. aff. Icr. struvei*, *Icr. regularirescens*→? *Icr. obliquimarginatus*. An dieser Stelle sei angemerkt, daß auch im Cherry Valley Limestone (Horizont 318-Cherry Valley NY2 und 3) *Icriodus arkonensis tiliaris* enthalten ist. Daneben treten Formen auf, die *Icr. sp. aff. Icr. struvei* vel aff. *Icr. amabilis* nahe kommen. Nach RICKARD (1986) gehört der Cherry Valley-Kalk in die *kockelianus*-Zone. *Icriodus arkonensis tiliaris* kommt nach WEDDIGE (1977: 300, *Icr. sp. A*) in den Freilinger Schichten „von Linde im Bergischen Land“ vor, also in der *ensensis*-Zone (ibidem: Tab. 4). Für die Lage des *otomari*-Events ergeben sich für das Cherry Valley nunmehr drei Möglichkeiten: inmitten des Union Springs-Tonschiefers, inmitten des Cherry Valley-Kalksteins oder an der Basis der Chittenango Shales. Lithologische Erwägungen schließen die beiden ersten Möglichkeiten aus. *Icriodus arkonensis tiliaris* ist höchstwahrscheinlich nicht auf die untere *ensensis*-Zone beschränkt, sondern erscheint bereits in der späten *kockelianus*-Zone. *Icriodus struvei* und *Icr. amabilis* reichen in die *hemiansatus*-Zone hinein (BULTYNCK 1995/96), haben ihre Hauptverbreitung aber früher. Der Beginn der Schwarzschiefer-Episode über dem Cherry Valley-Kalk korrespondiert zeitlich mit dem *otomari*-Event.] Über dem zumeist blaugrauen Mergelschiefer mit eingelagerten grünlichen Feinsandsteinbänken lagern bräunlich-grüngraue, sandige Siltschiefer und siltig/sandige Tonschiefer (Horizont 318-17-I-n1 bzw. 318-4909-I-n1). Die sog. „Odershäuser Schichten“ beginnen mit mergelig-sandigem Gestein (Horizont 318-17-I-n2 bzw. 318-4909-I-n2), das schnell in Kalkknollen (Horizont 318-17-I-n3 bzw. 318-4909-I-n3 = untere Odershausen-Fm.) übergeht. Typisch für die gesamte Scheurenhof-Fm. ist übrigens *Leptacna analogaeformis* BIERNAT 1966 (neben *Mucrospirifer*, Atrypiden usw. natürlich, Abb. 21b): In flacheren Meeresbereichen bei besserer Durchlüftung (s. Diskussion in Kap. IV.2) stellt diese Form einen hohen Prozentsatz der Faunenvergesellschaftungen. In den knolligen Kalken ist sie besonders zahlreich vertreten. Dann sind Reste eines Stromatoporen-Korallenriffs überliefert (Horizont 318-17-I-6 bzw. 318-4909-I-6). Der Sandgehalt der darüber abgelagerten Sedimente steigt kontinuierlich an. Ein kleines Stromatoporen-Riff („J“ in SCHMIDT & TRUNCKO 1965: 832; hier: Horizont 318-17-I-n8 bzw. 318-4909-I-n8) datiert ungefähr in den Grenzbereich *ensensis*/*hemiansatus*-Zone). Nach einer Aufschlußlücke (möglicherweise weiteres Stromatoporen-Riff: Horizont 318-17-I-n5 bzw. 318-4909-I-n5) folgen stärker sandige, mergelige Siltschiefer mit eingeschalteten Sandsteinen und Siltsteinen. Die Scheurenhof-Fm. grenzt schließlich an die karbonatischen, plattigen Sandsteine der Wiedenest-Fm. (Horizont 318-17-I-n6 bzw. 318-4909-I-n6).

Der flachmarine Akkumulationsraum war während der Scheurenhof-Fm. keiner starken Wasserbewegung ausgesetzt (siehe Mikrofazies-Analyse). Wegen guter Durchlüftung etablierten sich neben hochdiversen Benthosgemeinschaften zahlreiche Bioherme. Gerüstbildend waren tabulate Korallen und Stromatoporen. Zum stratigraphisch Hangenden hin macht sich ein wachsender terrestrischer Sedimenteintrag bemerkbar.

II.2.20 Zusammenfassung; Fazielle Entwicklung

Lithologie und Fauna widerspiegeln die allgemeinen ökofaziellen Entwicklungstrends (s. Diskussionen in den Kap. III und IV). Sauerstoffversorgung, Wasserbewegung, Umlagerungsrate und Sedimenteintrag nehmen von der Waldbach- zur Bonzel-Zeit generell ab. Hochdiverse Benthosvergesellschaftungen beschränken sich auf küstenwärts gelegene, flachmarine Regionen (Bahnhof Linde). In beckenwärtiger Richtung sind bei zeitweise herabgesetzter Sedimentationsrate und Umlagerungsrate sowie besserer Sauerstoffversorgung *Pseudocamarophoria*, *Skenidioides*, *Procteria* (*Granulidictyum*) und kleine Chonetiden typisch (Meinkenbracht, z. B. Schelle-Mb.; s. Fossilliste im Anhang). Eine große Auflagefläche [z. B. *Procteria* (*Granulidictyum*), Chonetiden mit Randstacheln], und leichte, dünne Schalen (*Pseudocamarophoria*, *Skenidioides*) erleichtern die Besiedlung von Weichsubstraten. In den dunklen Schieferen, z. B. von den Fundpunktbereichen Bonzel, Burbecke, Blauer Bruch, Listertalsperre, Menkhäusen und Remblinghausen besteht die benthische Fauna z. B. aus winzigen Gastropoden, die sich vielleicht von Mikroorganismen ernähren, die bei geringeren Sauerstoffwerten und fehlenden Gastropoden das weiche Sediment

Abb. 22: Schema für die Faziesentwicklung und Angabe des vermuteten relativen Meeresspiegels (durchgezogene Linie) und der relativen Tiefe des Ablagerungsraums (unterbrochene Linie). Die Pfeilstärken symbolisieren Intensitäten (des terrigenen Sedimenteintrags, der Subsidenzrate, des Meeresspiegel- oder OMZ-Anstiegs). kont. = kontinuierlich; > = zunehmende/r; < = abnehmende/r; OMZ = Sauerstoff-Minimum-Zone (s. Kap. IV.2). →



verhärten (s. Kap. IV.2.4). Dünnschalige, Sauerstoffdefizite tolerierende, kleine Taxa repräsentieren die benthische Fauna. Zum Teil bevorzugen sie Hartsubstrate (mikrobiell verfestigte Sedimente oder tote Schalen usw.: *Cyrtina*, *Athyris*, einige inartikuläre Brachiopoden, *Pterochaenia*, *Leiopteria*). Einige leichte Epibenthonten können auch unverfestigte Weichsubstrate besiedeln (winzige Muscheln, *Buchiola*, *Acrotretacca*).

Mit Beginn der Senkel-Zeit erobern sich die hochdiversen Communities ihren Lebensraum auch in tieferen Meeresbereichen zurück. Es handelt sich vorwiegend um dickschalige Taxa (Atrypiden), viele große (*Schizophoria*), stark berippte Typen, oft mit Zick-Zack-Kommissur (*Primipilaria*, *Mucrospirifer*, *Quiringites*?, ähnlich den *Arduspiriferiden* zur Waldbach-Zeit) und Arten mit Setae (Vorfilter oder Sinnesorgan als Schutz bei hohem Sedimenteintrag und Umlagerungsrate; *Mucrospirifer*, *Quiringites*?, Reticulariidae, Ambocoeliidae, *Xystostrophia*, *Schizophoria*). Sauerstoffversorgung, Turbilität, Sedimenteintrag, Korngröße und Wasserbewegung waren stark gestiegen. In küstenferneren oder lokal vor zu hoher Sedimentation und Umlagerung geschützten Lebensräumen dominieren flache, zum Teil geniculate Liegeformen mit adult atrophiertem Stiel (*Leptacna*, *Xystostrophia*, Douvilliniidae). Im Boden mit Stacheln verankerte Brachiopoden (*Productella*, *Spinatrypa*) sind zu hoher Sedimentationsrate schutzlos ausgeliefert. Postmortaler Bewuchs weist außerdem auf geringenergetische Milieus (zeitweise geringe Sedimentationsrate) hin.

Die Termination riffartiger Komplexe kurz vor bzw. mit dem *otomari*-Event in weiten Teilen des Schelfs kann im wesentlichen mit dem Anstieg der sauerstoffarmen Zone (s. Kap. IV) und hoher Tontrübe erklärt werden. Nur auf lokalen Untiefen in ausreichend mit Sauerstoff versorgten Meeresräumen (weitgehend frei von hohem Eintrag feinklastischen Detritus) war biohermale oder -stromale Entwicklung möglich gewesen. Die Expansion der sauerstoffdefizitären Zone hat aber nicht ausgereicht, um nennenswerte Extinktionen der Benthonten zu bewirken, aber die Dominanz bestimmter Taxa der Faungemeinschaften nachhaltig gesteuert.

Das *otomari*-Intervall ist eine Phase pelitdominierter, siliziklastischer, karbonatarmer Sedimentation. Stärkere Karbonatproduktion auf dem Schelf setzt erst zur Senkel-Zeit wieder ein. Für die Mikritbildung können Mikrobohrer, zerkleinerter Korallenschutt (ähnlich *Halimeda*: Aragonitnadeln), kalkiges Nannoplankton oder mikrobielle Kalkschlamm-Fällung (am Boden oder in der freien Wassersäule) ursächlich sein (vgl. FLÜGEL 1982). Feingeschichtete Kalke (Marpe) gehen auf Kalkschlamm-Transport zurück. (Es sei angemerkt, daß es sich bei sämtlichen Kalken um – diagenetisch bedingt – sideritische Gesteine handelt, die sich mit saurer Kaliumhexacyanoferrat-III-Lösung blau anfärben lassen). Zu Beginn der Senkel-Zeit setzt auf jeden Fall eine bedeutende biohermale und biostromale Entwicklung ein, und das weltweit (vgl. HLADIL 1986, u. a.). Kurz darauf (Submember 2 des Senkel-Mb_{aqu.s.}) könnten viele Riffe dem steigenden hydrodynamischen Regime zum Opfer (Rud- und Floatstones) gefallen sein.

Die beobachteten Entwicklungen sollen nun im geodynamischen und öko-faziellen Kontext interpretiert werden (dazu Abb. 22). Bedingt durch den globalen Temperaturanstieg steigt der Meeresspiegel eustatisch an, wandert die Schelfkante nach NW (Schelfkantenverlauf um die Eifel/Givet-Grenze s. Abb. 1; dieser und die Trennung zwischen mittlerem und äußeren Schelf rekonstruiert nach eigenen Ergebnissen unter Berücksichtigung der Arbeiten von THIENHAUS 1940, HAPPER 1962, SCHMIDT 1962, MÜLLER 1965, MEISCHNER 1971, GOLDRING & LANGENSTRASSEN 1979 und LANGENSTRASSEN 1983). Daran knüpft sich auch die Anhebung der Pycno/Oxycline. Einige Riffe wachsen zunächst mit steigendem Meeresspiegel mit. Der *otomari*-Event terminiert viele Karbonat-Produktionsstätten. Die Karbonatbildung ist jetzt generell deutlich minimiert. Wegen des Meeresspiegel-Anstiegs werden die Liefergebiete der Küstenregionen überflutet. Der Sedimenteintrag geht deutlich zurück, ebenso Umlagerungsrate und Wasserbewegung. Der Ablagerungsraum vertieft sich rasant infolge minimalen Eintrags von terrigenem Material und anhaltend fortschreitender Subsidenz (Bonzelerhammer-Zeit). Zur Kohlberg-Zeit herrschen die tiefsten Ablagerungsbedingungen, weil die zuvor eingeleiteten Entwicklungen kulminieren. Vermindertem Relief kennzeichnet den Schelf. Die zuvor häufigen Styliolinite oder Styliolinen-reichen Gesteine sind kaum noch zu beobachten. Die Subsidenz läßt aber allmählich nach. Zu Beginn der Senkel-Zeit findet eine extensive biohermale und biostromale Entwicklung und eine massive Wiederbesiedlung tieferer Teile des Schelfs statt. Hoher Sedimenteintrag bei anfänglich fehlender Subsidenz und sinkender Meeresspiegel führen zu einer schnellen Verflachung der Lebensräume. Mit wachsenden Sauerstoffgehalten im Wasser steigt die Benthosdiversität explosionsartig an. Kontinuierlich sinkender Meeresspiegel, gesteigertes hydrodynamisches Energieniveau und höherer Sedimenteintrag denudieren vorhandene Riffe und riffartige Gebilde oder sedimentieren sie zu. Mit

einsetzender Subsidenz zur Hardt-Zeit vertieft sich der Schelf wieder. Erst zur Wiedenest-Zeit erreichen Subsidenz und Sedimenteintrag wieder etwa ein Gleichgewicht.

III AUSWERTUNG UND DARSTELLUNG DER DATEN: TRENDS

III.1 Lebensweise: Pseudopelagos?

Um Aussagen über die Lebensbedingungen am Meeresboden und Adaptationen benthisch lebender Tiere treffen zu können, muß nicht nur Autochthonie bzw. Parautochthonie der Fauna sichergestellt sein; vor allem muß pseudopelagische (= pseudoplanktische, epiplanktische; vgl. WIGNALL & SIMMS 1990) Lebensweise ausgeschlossen werden.

Zur Begriffswahl sei nur soviel angemerkt: WETZEL (1966) versteht unter Pseudoplankton nur Holzflitter, Bernstein und Sporomorphe. „Epiplankton“ greift zu kurz und vermittelt den Eindruck, Anheftung könne nur an Planktonen stattfinden. Der Verfasser spricht daher von pseudopelagischer Lebensweise (vgl. SIMMS 1986).

Zahlreiche, deutlich laminierte Schwarzschiefer enthalten autochthone Fossilvergesellschaftungen epibenthischer Lebewesen (z. B. KAUFMANN 1978, 1981; WIGNALL & MYERS 1988). Die Dominanz pelagischer Organismen in solchen Sedimenten hat schon früh Anlaß dazu gegeben, generell lebensfeindliche Verhältnisse am Meeresboden zu proklamieren (z. B. RUEDEMANN 1934: 33). Ein zweifelhaftes Argument! Es wurde die Existenz von Tieren gefordert, die sich an mobile Substrate anzuheften vermögen.

Ohnehin bestand lange Zeit ein regelrechtes Vakuum, was das Wissen um den Bereich zwischen ausreichend sauerstoffversorgten und sauerstofffreien Lebensräumen angeht. SCHMIDT (1935, 1944, 1956) mißt dem Sauerstoffgehalt auf die Verbreitung der schalentragenden Organismen besondere Bedeutung bei. Er erkennt beispielsweise die hohe Toleranz der Ophiuren und der „Würmer“ gegenüber Sauerstoffmangel („curoxybiont“, SCHMIDT 1935). Ein Fazies-Schema, das u. a. die abgestuften Sauerstoffgehalte berücksichtigt, präsentiert SCHMIDT in seinen Werken von 1944 und 1956. Erst seit der klassischen Arbeit von RHOADS & MORSE (1971) wird die Fauna der dysoxischen Zone intensiv bearbeitet. Dabei schenken spätere Autoren besonders den möglichen Anpassungen der benthischen Schalenträger an Sauerstoffdefizite Beachtung. Im Folgenden soll das Für und Wider, auch an Beispielen des eigenen Materials, vorgeführt werden.

III.1.1 Pseudopelagische Lebensweise: Ausweg aus einem Erklärungsnotstand?

ULRICH (1911: 356-359) nimmt *Sargassum*-artige Bedingungen bei der Schwarzschiefer-Genese an und hält eine „epiplanktonische“ Lebensweise für phosphatschalige inartikuläre Brachiopoden (*Lingula*) sowie dünnchalige und byssate Muscheln für sehr wahrscheinlich. „Die Anheftung an flotierenden Sectang“ war „unzweifelhaft“ der Fall (übersetzt aus RUEDEMANN 1934: 33), und zwar u. a. für *Acrotreta*, *Lingula*, *Orbiculoidea* (ibid.: 33) und *Pterochaenia* (ibid.: 56). Anheftung an Tang vermuten beispielsweise auch SCHUCHERT (1910: 446), RUDWICK (1965), HAVLÍČEK (1967), AGER (1967), BERGSTRÖM (1968) oder THAYER (1974). Sicher belegt wird keine dieser Vermutungen.

Es soll keineswegs angezweifelt werden, daß es pseudopelagische Lebensweise gegeben hat und gibt. Die „unzweifelhaften“ Beispiele längst vergangener Zeiten liefern u. a. PAUL (1939) und HAUFF & HAUFF (1982) mit Abbildungen von Crinoiden auf Treibholz, SELACHER (1982, Epöken auf Ammoniten) oder MCROBERTS & STANLEY (1989). Trotzdem suggerieren andererseits Abbildungen wie in WIGNALL (1994: 33, Abb. 3.15) eher zufällige Assoziation verschiedener Taxa oder post mortem-Besiedlung am Meeresboden.

Nicht alles, was nicht pelagisch lebt, hat notwendigerweise pseudopelagisch gelebt! Die Implikationen, die RUEDEMANN (1934) ins Feld führt und die später verschiedentlich durch entsprechende Funde noch manifestiert wurden, sind trotz der Analogieschlüsse zu rezenten Beispielen (*Sargassum*) meistens widerlegbar und lassen sich auch zugunsten einer benthischen Lebensweise umdeuten. Zu den schlagkräftigsten Argumenten gehören die geringe Körpergröße und die leichte Schale (Dünnchaligkeit: geringe Ornamentik, SCHMIDT 1931: 912; Reduktion der Brachialpapillen, ROWELL & KRAUSE 1973: 713; erhöhter organischer Anteil, JEFFERIES & MINTON 1965: 164, oder Phosphatschaligkeit: Schwebecinrichtungen, WILLIAMS & LOCKLEY 1983 oder auch WILLIAMS & ROWELL 1965).

Es wird meistens stillschweigend als Faktum hingenommen – wie WIGNALL & MYERS (1988: 371) monieren –, daß in der Schwarzschiefer-Fazies permanent ein 'anoxisches' Regime bestanden hat. KAUFFMAN (1978, 1981) weist im Posidonienschiefer des Toarciums bodennahe Strömungen nach und widerlegt damit das bis dahin standhaft vertretene 'stagnant basin model', nach dem ein absolut ruhiges, anoxisches Ablagerungsmilieu vorgeherrscht hätte. Vielmehr kann er eine episodische Besiedlung des Meeresbodens, z. T. auch toter Ammonitengehäuse („benthic islands“) aufzeigen. In KAUFFMANS Modell fluktuiert die Grenze zum sauerstofffreien Milieu episodisch ins Sediment. Die hochdynamische Natur der Schwarzschiefer-Fazies betonen auch SAGEMAN et al. (1991). Als Indizien für wechselhafte Sauerstoffbedingungen im Bonzeler Profil können nuculide Muscheln (flachgrabend, s. u.) und *Conocardium* gelten. SEILACHER (1990: 299) erachtet es als höchstwahrscheinlich, daß *Conocardium* (Mollusca, Klasse Rostroconcha) eine H₂S-Pumpe besessen habe und aufgrund von Chemosymbiose und besonderer Morphologie in lebensfeindlichem Milieu leben konnte. Opportunistische Besiedlung des Meeresbodens war also von Zeit zu Zeit möglich gewesen (WIGNALL & MYERS 1988; umgekehrt RICHTER 1931: Benthische Fauna wird durch Schwefelwasserstoff getötet, der bei episodischen Stürmen aufgewühlt wird). Die Pseudopelagos-Theorie für Pterioden durch PAUL (1939) weisen KAUFFMAN (1978, 1981) und WIGNALL (1987) zurück. SEILACHER (1982: 113) hält niedrigdiverse Communities kleiner, speziell adaptierter, epi- und infaunaler Organismen auf bzw. in nährstoffreichen, sapropelischen Substraten für ephemersch (kurzlebig) und eher die Ausnahme. Bemerkenswert ist bei all diesen Beschreibungen jeweils, daß es sich um relativ kleine, dünnchalige Besiedler handelt. Unberücksichtigt bleibt allzuoft leider auch der taphonomische Aspekt: THOMPSON & NEWTON (1987) beschreiben eine in situ-erhaltene *Leiorhynchus*-dominierte Lebensgemeinschaft, in der dieser Brachiopode der Strömung nach ausgerichtet ist: Dieser dünnchalige, speziell an dysaerobe Fazies angepaßte Rhynchonellide lebte im Gegensatz zu THAYERS (1974: 128) Vermutung nicht pseudopelagisch.

Winzige dünnchalige und somit leichte Zweiklapper bleiben auch zurück, wenn sich nach einer opportunistischen Besiedlung schnell wieder anoxische Bedingungen einstellen und die Brut töten (SAGEMAN et al. 1991: 544). OSCHMANN (1991, 1994: 418) deutet solche winzigen Schalen als Prodissoconchen oder kleine Dissoconchen, BULMAN (1964) und ZIEGLER et al. (1968) als Riesenlarven von *Lingula*; während es sich nach THAYER (1974) um procrastinate Besiedler (die Besiedlung hinauszögernde, zaudernde Tiere) handelt. Obgleich SCHUBERT (1996) aufgrund der Körpergrößen-Häufigkeitsverteilungs-Spektren für winzige Muscheln im Wissenbacher Schiefer mehrere Generationen ableiten kann und deshalb keineswegs eine opportunistische Besiedlung juveniler Individuen vorliegt, bleibt die These episodisch (und längerfristig) günstiger Lebensbedingungen bestehen. Bei solchen winzigen Pelocyptiden, Brachiopoden, aber auch Gastropoden handelt es sich sicherlich um eigene Arten. Interessant ist im übrigen, daß auch bei der pelagischen Fauna, nämlich bei den Cephalopoden, während des *otomari*-Intervalls relativ winzige Formen auftreten. Mangels ausreichenden Materials werden in der vorliegenden Arbeit aber keine Diagramme zur Größenverteilung der winzigen Faunen zum Vergleich angeboten.

Wenn sich nun ausschließlich speziell adaptierte Taxa im restringierenden Milieu am Meeresboden niederlassen, muß den Larven der vielen anderen Arten, die aufgrund zu geringer ökologischer Potenz bald sterben würden, ein Mechanismus zur Verfügung stehen, der vor einer Besiedlung gleich zu Anfang warnt: Denkbar wäre z. B. die Reaktion auf ein chemisches Signal.

Die geringe Körpergröße ist beispielsweise folgendermaßen erklärbar: Mangels ausreichender Sauerstoffversorgung und eventuell erhöhter Toxizität wachsen diese Tiere langsam, erreichen aber trotz ihres juvenilen Erscheinungsbildes früh die Maturität (Pädomorphose). Umgekehrt führen BURTON & CURRY (1985) pädomorph bedingte, geringe Körpergröße als Möglichkeit zur permanenten Anheftung an mobile Substrate (Algen) an.

Eine geringe Körpergröße kann physiologische Gründe haben: Kleine Taxa sind besser an verminderte Sauerstoffversorgung angepaßt (RAFF & RAFF 1970; aber ROWELL & KRAUSE 1973: 792). Gleichzeitig ist ein leichter Organismus natürlich prädestiniert für das Leben auf weichem Sediment (FÖRSICH & HURST 1974), und eben eine solche Substratbeschaffenheit besteht in der dysaeroben Fazies (bis auf den untersten, also sauerstoffärmsten Abschnitt dieser Zone, vgl. Kap. IV.2.1, 2.4).

Pseudoplankton muß faziesbrechend auftreten. Mit diesem Argument weisen WIGNALL & SIMMS (1990) auch die vermutete pseudopelagische Lebensweise für Chonetiden, einige Strophomeniden und *Leiorhynchus* nach HAVLÍČEK (1967), BERGSTRÖM (1968) und THAYER (1974) zurück. Eine deutliche Faziesabhängigkeit und geringe lokale Verbreitung zeigen im Material der vorliegenden Arbeit *Pseudocamarophoria* (= *Leiorhynchus*), die winzigen Muscheln (oder/und Brachiopoden) und Gastropoden, *Holynetes* cf. *H. holynensis* HAVLÍČEK & RACHEBOEUF 1979

und *Philippotia*, Acrotretacea, nuculide Muscheln, *Buchiola* hier insbesondere *B. digitata* ROEMER 1850 (nur bei Bonzel und im Hengstebecktal, s. o.), *Pterochaenia* und *Cardiolo*. Es handelt sich insgesamt betrachtet um leichtgewichtige Formen, die kaum oder nur schwach berippt sind. Wie im Kapitel IV.2.5 ausführlich dargestellt, sind auch aus physiologischen Erwägungen andere Interpretationen als die unablässig diskutierte pseudopelagische Lebensweise diskutabel.

Daß einige sogenannte pseudopelagische Taxa ausschließlich in der Schwarzschiefer-Fazies vorkommen (z. B. *Pterochaenia* usw.), mag natürlich taphonomische Gründe haben: *Buchiola* konnte in stärker siltiger oder sandiger Fazies nur selten nachgewiesen werden. Vielleicht sind Organismen ab einer bestimmten Schalendicke oder aufgrund einer besonderen Schalenstruktur und chemischen Zusammensetzung wegen Lösungseffekten nur in Ausnahmefällen überlieferbar gewesen. Ein Punkt für Pseudoplankton wäre das weitgehende Fehlen in gröberklastischer Lithofazies natürlich, wenn beachtet wird, daß Pseudopelagos – selbst rezent (s. aber unten) – wegen fehlender Anheftungsmöglichkeiten nur sehr selten auftritt (SAGEMAN et al. 1991: 544) und auch nur bei sehr geringer Sedimentationsrate eine Chance hat, in moderater Menge erhalten zu bleiben (WIGNALL & SIMMS 1990: 364).

Buchiola ist nur äußerst selten in helleren Tonschiefern zu finden. Wieder kann das Argument der schnellen Schalenlösung (Aragonitschale bei Muscheln!) angebracht sein, und es muß mehr oder weniger unwiderlegt stehengeblieben werden. In diesen helleren Tonschiefern sind aber andere dünnchalige Taxa vertreten: In Meinkenbracht (Bonzelerhammer- und Kohlberg-Mb_{aqu}) wird eine hohe Sedimentationsrate vermutet; *Holynetes* cf. *H. holynensis* und *Philippotia* belegen aber zeitweise geringere Raten. Trotzdem fehlen hier *Buchiola*, *Cardiolo* und *Pterochaenia*. Ihr Ausbleiben ist wohl eher faziesbedingt und z. B. an der Substratbeschaffenheit gelegen: Wenn *Buchiola*-Taxa in größerer Zahl auftreten, ist das Sediment i. d. R. recht dunkel. Möglicherweise konnten diese Arten, beinahe konkurrenzlos, auf mikrobiell verhärtetem Sediment siedeln, sich anheften. Vielleicht bestanden spezielle Adaptationen, um in sauerstoffdefizitären Bereichen zu überleben. WIGNALL (1994: 34) nimmt aufgrund funktionsmorphologischer Gründe für infaunale Lebensweise an. Erst anhand vergleichender Studien bezüglich Skulptur und Morphologie mit an *Sargassum* angehefteten Muscheln wird die Lebensweise von *Buchiola* sicherer zu klären sein (konstruktionsmorphologischer Aspekt). Als Versuch in diese Richtung ist WIGNALLS (1990, 1994: 35) „paper pecten“-Morphotypen-Klassifikation anzusehen. Danach ist nur *Pterochaenia* (als 'mytiliformer' Morphotyp) theoretisch zu pseudopelagischer Lebensweise befähigt gewesen.

In größerer Zahl tritt *Buchiola* auch in Kalktempestiten/turbiditen (z. B. Horizont 318-9-III-c5 bzw. 318-4814-III-c5, Horizont 318-1-X bzw. 318-4820-1) auf. In Vergesellschaftungen mit tabulaten Korallen, Athyriden etc. sind überwiegend einklappige, vorzugsweise unfragmentierte Schalen erhalten. *Buchiola* ist sogar einmal als doppelklappiges Exemplar erhalten. Das könnte geringe Transportenergie und wohl Autochthonie bis Parautochthonie indizieren. Diese Erhaltung kann auch dann auftreten, wenn ein ganzes Algenbündel zu Boden sinkt und einige Zweiklapper vor Disartikulation bewahrt. Aber wie ist die Konzentration der Pelecypoden-Assoziation in einem einzigen, über offensichtlich größere Distanzen hinweg gleichförmigen Horizont (von Bonzel, wohl auch Hengstebecktal und Burbecke, bis hin nach Bad Wildungen) erklärbar? Warum ist dieses Sterbeereignis aller Wahrscheinlichkeit nach gekoppelt mit dem Verschwinden einiger Goniatiten-Taxa? Wieso entwickeln sich gleichzeitig in den küstennäheren Schelfregionen hochdiverse Faunenvergesellschaftungen? Diese Phänomene sind merkwürdig und können noch nicht beantwortet werden. Weitere Untersuchungen sind notwendig.

Vorausgesetzt das Anheftungssubstrat ist taphonomisch bedingt nicht nachweisbar, dann ließe sich das faziesabhängige Auftreten allenfalls damit begründen, daß das Anheftungssubstrat kein Tang, sondern ein nekritisches Objekt gewesen ist, das einige Milieus gemieden hat. Eine zweite Möglichkeit liefert THAYER (1974: 130): Er erklärt die reduzierte Häufigkeit von Pseudopelagos in küstennäheren Regionen mit 'Fluktuationen' durch stärkeren, beckenwärtigen Transport.

Holynetes cf. *H. holynensis* soll wegen asymmetrischer Verteilung der *Spines* (Schloßbrandstacheln, nur auf einer Seite vom Wirbel) pseudopelagisch gelebt haben (RACHEBOEUF & GARCIA 1996). Verteilung und Häufigkeit sprechen aber gegen diese Vermutung. In einigen Horizonten (Meinkenbracht, Pernze/Wiedenest) wurden vereinzelt doppelklappige Individuen nachgewiesen. Nennenswerter Transport muß ausgeschlossen werden.

Auch wenn mono- oder paucispezifische Anreicherungen von Zweiklappern zwar in sehr dunklen Tonschiefern gefunden werden, nicht aber in helleren durchwühlten Sedimenten, dann ist das noch kein Beweis für pseudopelagische Lebensweise. Mobile infaunale Schlammfresser (Detritusfresser, Deposit-feeders) können die

Sedimentoberfläche möglicherweise für bestimmte Suspensionsfresser durch Erzeugung einer 'flauschigen' bis 'nepheloiden' Schicht (SAVRDA et al. 1991: 540) instabil und unbewohnbar machen („trophic-group amensalism“, RHOADS & YOUNG 1970). Zu hoher Trübeanteil (nepheloide Schicht, vgl. SAVRDA et al. 1991) in den ersten Millimetern oberhalb der Sedimentoberfläche verhindert die Ansiedlung von Larven der Suspensionsfresser. Manche Schlammfresser vertilgen außerdem die Larven von Suspensionsfressern (THORSON 1966). Niedrigdiverse Fossilvergesellschaftungen, die nur in einer bestimmten Fazies vorhanden sind, können auch an eine eng begrenzte Nische angepaßt sein: So lebten chemosymbiontische Epibenthonten fast ausschließlich in der exaeroben Zone (SAVRDA & BOTTJER 1991).

SEILACHER (1990: 303) und SAGEMAN et al. (1991) schließlich fragen, weshalb nur in bestimmten Horizonten angebliche 'Pseudoplanktonten' angereichert sind, während viele andere fossilieer bleiben. Ohne den Verbündeten der Pseudopelagos-Hypothese einen Trumpf zuschieben zu wollen, muß ehrlicherweise angeführt werden, daß scheinbar fossilieere Horizonte auf dem nächsten Quadratmeter Schichtfläche fossilreich sein können (Patchiness).

Als eine wichtige Voraussetzung für Pseudopelagos nennt OSCHMANN (1994: 421) ein planktotropes Larvenstadium. Je länger der planktotrophe Lebensabschnitt andauert, um so größer stehen die Chancen für ein pseudopelagisches Adultstadium. Nach OSCHMANN haben artikulate Brachiopoden lecithotrophe Larven [JABLONSKI & LUTZ (1983: 37): Rezenten Artikulate besitzen ausschließlich nonplanktotrophe Larven]. Für paläozoische wird aus Gründen der großen geographischen Verbreitung dennoch planktotropes Larvenstadium vermutet (s. JABLONSKI & LUTZ 1983). Der gleiche Fall trifft für inartikulate Brachiopoden zu.

Schwarzschiefer-Fazies war im Paläozoikum häufiger entwickelt und geographisch weiter verbreitet als später. Man würde deshalb auch entsprechend mehr Pseudopelagos-Assoziationen in diesen Sedimenten vermuten. Hinweise darauf fehlen aber.

„All-or-nothing“ heißt die Devise bei der Besiedlung von mobilen Anheftungssubstraten: Adulte Individuen ziehen Larven durch chemische Substanzen an (WIGNALL & SIMMS 1990: 367). Das hat zur Folge, daß das Artenspektrum gering bleibt und eine Art dominiert. Auf geringere Diversität der Assemblages auf *Sargassum* machen bereits ULRICH (1911) und RUEDEMANN (1934: 18) aufmerksam. Die Diversität der Faunenvergesellschaftungen mit *Buchiola* im bearbeiteten Material ist sehr gering (vgl. Daten im Anhang). Bemerkenswert ist aber die stark wechselnde Begleitfauna: Bei Bonzel ist neben *Buchiola aquarum* BEUSHAUSEN 1895, *B. aff. ferruginca* HOLZAPFEL 1895 und *B. mucronata* BEUSHAUSEN 1895 auch *Cardiola*, *Chaenocardiola*, *Pterochaenia* und *Buchiola digitata* vorhanden. In anderen Lokalitäten tritt nur *Buchiola ex gr. B. aquarum* auf. In den Cephalopoden-reichen Kalkknollen von Bonzel, die ursächlich auf ein vielleicht ebenfalls globales Ereignis zurückgehen (Spät-Eifclium 2-Event?), sind mit einer ausgesprochen reichen Pelecypoden-Fauna vergesellschaftet. Im Hengstebecktal (O'Waldbach-Zeit) fallen nur wenige orthocone Cephalopoden und wenige *Buchiola*-Individuen auf. In Meinkenbracht sind Cephalopoden extrem selten, *Buchiola* kommt trotzdem in wenigen Exemplaren vor. Im Raum Pernze gesellen sich winzige glattschalige Brachiopoda indet. zu den Faunenvergesellschaftungen, die ansonsten nirgends nachgewiesen werden konnten.

Die Adaptation pseudopelagisch lebender Taxa an dieses spezielle Habitat erfordert eine lange Evolution (vgl. z. B. RUEDEMANN 1934: 20). Vergleiche möglichen Pseudopelagos' aus verschiedenen Zeiten der Erdgeschichte und der rezenten Sargasso-See lassen prinzipielle gemeinsame Eigenschaften angehefteter Lebensweise erkennen: geringe Körpergröße, dünne Schale, strukturell gleiche Besiedlungsmuster und Besiedler, gleichbleibende geringe Diversität (ibid.: 21), und das trotz neuer Feinde, die im Laufe der Zeit die Weltmeere bereicherten (ibid.: 20). Betrachtet man aber die vermeintlichen Pseudopelagos-Assoziationen, von denen in der Literatur gesprochen wird, dann fällt auf, daß die Zusammensetzung von Fall zu Fall stark variiert. Oft soll nur ein einziges Taxon dieses Habitat besiedeln.

Die lange Evolution der Lebensgemeinschaften mobiler Substrate macht die Existenz 'fakultativen Pseudoplanktons' (WIGNALL & SIMMS 1990: 367, OSCHMANN 1994: 421) nicht plausibel. Formen, die eigentlich benthisch leben, sind in aller Regel fest in eine Nahrungskette eingebunden. Bei Wegfall eines oder mehrerer Glieder können die Arten womöglich gar nicht überleben. Dennoch ist nicht auszuschließen, daß einige Taxa über eine sehr hohe ökologische Potenz in bezug auf Nahrung verfügten. Bei der Übertragung aktualistischer Erkenntnisse aus der Sargasso-See auf paläozoische Verhältnisse ist Vorsicht geboten: Vielleicht gab es tatsächlich Arten mit sehr hoher ökologischer Toleranz, Arten, die eigentlich benthisch lebten, sich aber auch an Tange anhefteten; vielleicht war es nur eine opportunistische Art. Die hohe Variabilität der Zusammensetzung mutmaßlicher Pseudopelagos-Assoziationen

widerspricht den o. g. Feststellungen RUEDEMANNs aber: Einige Taxa kommen geographisch lediglich eng begrenzt vor (s. o.).

Überbesiedelte Tange könnten – der zu hohen Last wegen – zum Meeresboden hin absinken (OSCHMANN 1994: 421, SHEEHAN 1977, IJIMA 1901). SHEEHAN (1977) führt das auch auf die unzureichende Möglichkeit der Alge zurück, weiter Photosynthese betreiben zu können. Die Alge stirbt und sinkt schließlich zu Boden. In Bodennähe könnten die Aufsiedler aber vielleicht weiterleben.

Zusammenfassung: Zahlreiche Argumente für und gegen pseudopelagische Lebensweise wurden diskutiert: Trotzdem steht der signifikante Beweis noch aus. Für den überwiegenden Teil der in Frage kommenden Fauna nimmt der Verfasser benthische Lebensweise an. Insbesondere das Fehlen vermehrtlicher an mobile Substrate angehefteter Taxa in Nicht-Schwarzschiefer-Fazies und die Inkongruenz (Struktur, Diversität) solcher Faunenvergesellschaftungen überhaupt, machen die leichtfertige Einordnung zum Pseudopelagos unwahrscheinlich. Außerdem sprechen wechselnde Häufigkeiten der Taxa eher für eine fazielle Abhängigkeit.

Im folgenden soll nun auf einige der in Schwarzschiefer-Fazies vorkommenden, charakteristischen Taxa genauer eingegangen werden, welche bisher vernachlässigt wurden.

III.1.2 Autökologie weiterer ausgewählter Taxa

Die Superfamilie Acrotretacea umfaßt inartikularte Brachiopoden von äußerst geringer Körpergröße (einige 100 µm bis wenige mm). Zu hohe Sedimentationsrate und Korngröße bereiten diesen winzigen Formen Probleme: Gleiches gilt selbstverständlich auch für die winzigen Zweiklapper z. B. im Menkhäusen-Profil. Die Sedimentationsrate und Korngröße sind dort aber sehr viel geringer als z. B. in Meinkenbracht. Das kalkig-mergelige Senkel-Mb. (am loc. typ.) z. B. liefert wenige Exemplare von Acrotretaceen. Bei angenommener kontinuierlicher Sedimentationsrate – hier ist der Silt bzw. Feinsandgehalt schon recht hoch – mag pseudopelagische Lebensweise nicht von der Hand zu weisen sein. Die leichte organische Schale ist ein weiteres Indiz. In Tonschiefern konnten nirgends Acrotretaceen nachgewiesen werden. Dem mag zugrunde liegen, daß die winzigen Taxa einfach nicht entdeckt wurden, dort nicht erhaltungsfähig waren oder aber nicht dort gelebt haben, vorausgesetzt es handelte sich um benthische Formen. Acrotretaceen sind außerdem in den Kalkgesteinen des Vestenberg-Mb.s bei Bonzel enthalten. Das planktotrophe Larvenstadium inartikulater Brachiopoden (JABLONSKI & LUTZ 1983) und das Auftreten der äußerst leichten, dünnschaligen Acrotretaceen in recht grobem Sediment (und bei hoher Sedimentationsrate) implizieren eher angeheftete Lebensweise als benthische. Die geringe biogeographische Verbreitung mahnt aber zur Vorsicht bei dieser Interpretation.

Aufgrund seiner leichten, organischen Schale wird *Orbiculoidea*, ebenfalls ein Inartikulate, meist zum Pseudopelagos gerechnet (z. B. RUEDEMANN 1934). SEILACHER (1990: 303) zieht Parallelen zu monospezifischen, opportunistischen Besiedlungen in der 'exaeroben' Zone (SAVRDA & BOTTJER 1987; s. auch Kap. IV.2): Speziell an äußerst geringe Sauerstoffwerte angepaßtes Makrobenthos mit flachen Schalen, auch *Orbiculoidea*, kann auf einem mikrobiell verhärteten Meeresboden ansiedeln: Die Bakterien verhindern die Ausbildung einer nepheloiden Schicht über dem Meeresboden. Tatsächlich ist auch *Orbiculoidea* eine biogeographisch nicht weit verbreitete Form und nur in einzelnen Horizonten vertreten. Die Lebensweise bleibt auch hier ungesichert.

Bei *Leiopteria* (*Leptodesma*) sp. handelt es sich um eine kleine (etwas mehr als 1 cm), relativ dünnschalige, schwach konzentrisch ornamentierte pteriide Muschel mit asymmetrischen Aurikeln, die ähnlich *Ptychopteria* byssata war und wohl als Suspensionsfresser epifaunal bis semiinfaunal lebte. In den untersuchten Abfolgen ist sie sehr selten, aber dennoch deutlich biogeographisch beschränkt vertreten. Sie bevorzugt schwach kalkige, pelitbetonte Substrate, die auch mäßig Sauerstoff-restriktiv sein dürfen (Bonzel, Burbecke, Meinkenbracht, Selscheid).

Holynetinae div. gen. und andere schwach ornamentierte, dünnschalige, kleine Chonetiden kommen besonders zahlreich z. B. in Meinkenbracht, Bredenbruch und Pernze/Wiedenest vor. Einige Exemplare in doppelklappiger Erhaltung, z. T. mit Schloßbrandstacheln und wohl in Ausrichtung nach der Strömung (Pernze/Wiedenest) können als deutliche Hinweise auf in situ-Erhaltung gewertet werden. Die Schloßbrandstacheln vergrößern die Auflagefläche (RACHEBOEUF 1981) und ermöglichen das Siedeln auf weichem, tonigen Sediment, dessen Silt/Feinsandanteil mäßig hoch ist. Obwohl die Profilmächtigkeit in Meinkenbracht auf eine im Durchschnitt recht hohe Sedimentationsrate schließen läßt, benötigen die kleinen Chonetiden geringen Sedimenteintrag. Sie treten gern gehäuft in einzelnen Lagen auf und lassen deshalb schwankende Sedimentationsraten vermuten. Als weitere Indizien für zeitweise geringeren Sedimenteintrag fungieren auch zwei typische Korallen in dieser Fazies: *Kerfordictyum* und *Procteria*

(*Granulidictyum*). Der relative Anteil der Chonctiden an der Gesamtfaua steigt bis zu einem gewissen Punkt mit sinkendem Sauerstoffgradienten an (vgl. Bredenbruch, Hohlweg Holzweg, Bahnhof Bremke, Hengstebecktal, u. a.). Gleiches gilt für den dünnchaligen, relativ kleinen, rhynchonelliden Brachiopoden *Pseudocamarophoria* (vgl. Meinkenbracht, Pernze/Wiedenest). Im Raum Pernze/Wiedenest ist *Holynetes* mit *Pseudocamarophoria* massenhaft vergesellschaftet (Horizont 318-14-B4 bzw. 318-4912-B4).

Als besonders tolerant gegenüber Sauerstoffarmut erweisen sich einige glattschalige, kleine Athyriden, die sich der Gattung *Glassia* oder *Leptathyris* zuordnen lassen. Sie verbleiben als eine der wenigen, höchstwahrscheinlich benthischen Taxa im restringierenden Milieu in Bonzel, Burbecke, Listertalsperre und Meinkenbracht.

Die Toleranz der nuculiden Muscheln gegenüber Sauerstoffarmut bleibt unübertroffen: In der pelitbetonten Lithofazies mit relativ geringem gröberklastischen Eintrag sind sie von Iserlohn bis Bonzel und von Linde bis zum Hellbecketal vertreten. Die Sauerstoffgehalte schwanken in den einzelnen Faziesräumen erheblich. Wie beispielsweise STANLEY (1970) und BAILEY (1983) zu entnehmen ist, lebten diese siphonaten, sehr dünnchaligen, schwach skulptierten Sedimentfresser infaunal. Obwohl sie sich nur flach eingruben, mußten sie dennoch besondere Anpassungen (vorwiegend gegenüber geminderten Sauerstoffbedingungen, s. Kap. IV.2.5) verfügen, um in z. T. sauerstofffreier Umgebung mit u. U. niedrigen pH-Werten existieren zu können. Die geringe Körpergröße und schwache Skulptur befähigte die Nuculiden, schnelle vertikale Bewegungen auszuführen und so unmittelbar auf Änderungen der Toxizitätsverhältnisse oder Sedimentationsraten reagieren zu können (vgl. STANLEY 1970: 58-62). Klaffende Erhaltung der Schalen parallel zur Sedimentoberfläche in verschiedenen Horizonten im Bonzeler Profil zeugt davon, daß die mobile Infauna der aufsteigenden Redox-Grenze nach oben folgte. Das Milieu wurde aber auch über der Sedimentoberfläche anoxisch (möglicherweise auch euxinisch), tötete alles Leben, und die Schalen der Infauna reicherten sich auf der Sedimentoberfläche an (vgl. OSCHMANN 1991: 567).

Turrilepas gehört zu den Macheridia, einer Tiergruppe mit ungesicherter taxonomischer Stellung. Aus der Gestalt der dorsalen Sklerite der Turrilepadida ist die Lebensweise ableitbar: Die terrassenartigen Rugae mit ihrem nach posterior gerichteten scharfen Ende (die Exemplare von Meinkenbracht und Hohlweg Holzweg) sind als Adaptation für Graben in pelitischem, losen Sediment zu werten (DZIK 1986: 124). Infaunale Lebensweise macht einen gewissen Sauerstoff-Gehalt im Sediment erforderlich. *Rotasaccus* (Klasse Ophiocystoidca, Echinodermata) liefert einen zusätzlichen Hinweis auf – jedenfalls episodisch – ausreichende Sauerstoffbedingungen auf der Sedimentoberfläche (vgl. HAUDE & LANGENSTRASSEN 1976: Abb. 1) in den Schichtfolgen Meinkenbracht und Hohlweg Holzweg. In ähnlicher Weise kann das Milieu im Profil Bahnhof Bremke anhand der Hyolithen erschlossen werden. Die zur Ordnung Orthothecida gehörenden Hyolithen lebten auf oder knapp im Sediment als Detritusfresser. Ihre Sauerstoffanforderungen gelten als gering (MAREK & YOCHELSON 1976: 11).

Schließlich bieten Spurenfossilien (*Chondrites* und ? Nematoden-Spuren) die Möglichkeit, relative Sauerstoffgehalte zu rekonstruieren. In Abhängigkeit von verfügbarem Sauerstoff legt der endobenthische Sedimentfresser *Chondrites* breitere und tiefer ins Sediment reichende resp. flachere, schmalere Gangsysteme an (BROMLEY & EKDALE 1984).

III.2 Vermehrt pelagische Fauna

Die Auswirkungen der Umweltveränderungen sind am deutlichsten am Wechsel der Verteilung der Lebensweisen abzulesen: Mit der Verschlechterung der Lebensbedingungen für das Benthos auf weiten Teilen des Schelfs nimmt der Anteil pelagisch lebender Arten zu; die pelagische Fauna progrediert auf den Schelf (THIENHAUS 1940: 57). Die Gründe für die veränderten Benthosbedingungen sind Thema eines späteren Kapitels (Kap. IV).

Abbildung 23a zeigt die Verteilung der Lebensweisen für ungefähr isochrone Ablagerungen verschiedener Lokalitäten während fünf Zeitscheiben im Arbeitsgebiet. [Fälle ungesicherter Lebensweise (pseudopelagische) sind der Rubrik „Benthos“/-bezogen“ zugeordnet.] Viele der ehemals Benthos-dominierten Schelfregionen werden zur Bonzelerhammer-Zeit vom Pelagos beherrscht. Erst zur Senkel-Zeit erobert das Benthos wieder große Areale des Schelfs zurück (vgl. Kap. IV.1.1). Die Hardt-Zeit bringt einen erneuten, vergleichsweise schwächeren Vorstoß der planktischen und nektischen Meeresbewohner nach NW mit sich. Auch in der über den gesamten Schelf pro Zeitscheibe gemittelten Darstellung tritt die Dominanz planktischer und nektischer Lebensweise gegenüber benthischer oder benthosbezogener zur Bonzelerhammer-Zeit hervor (Abb. 28a).

III.3 Diversität und Verteilung

III.3.1 Artenspektrum, SHANNON-WEAVER-Index und PIELOU-Zahl

Veränderungen der Lebensbedingungen lassen sich auch in Zahlen ausdrücken. In restringierenden Milieus nimmt die Artenvielfalt i. allg. ab (s. aber ETTER 1995). 'Artenvielfalt' oder 'paläontologische Diversität' bezieht sich allein auf die Anzahl verschiedener Arten einer Community. Auf das generelle Problem der Differenzierung von Arten durch verschiedene Autoren oder die unterschiedlichen Abgrenzungskriterien innerhalb der verschiedenen Tiergruppen ist bereits im Kapitel 1.4 eingegangen worden. In der Neontologie und neuerdings auch in der Paläontologie erfreuen sich verschiedene Diversitätsindizes zunehmender Beliebtheit. 'Diversität' definiert sich über die Anzahl verschiedener Arten – also der paläontologischen Diversität oder dem Artenspektrum – und das Verhältnis der Arten zueinander (Verteilungszahl). Die gebräuchlichste Gleichung ist der SHANNON-WEAVER-Diversitätsindex (SHANNON & WEAVER 1949). MARGALEF (1958) führt diese von den Informationstheoretikern SHANNON und WEAVER entwickelte Funktion in der Ökologie ein. Außer der Integration der 'Verteilungszahl' [auch „eveness“ oder PIELOU-Zahl (PIELOU 1966, 1977: 292) genannt] in die Diversitätsmessung hat die Verwendung solcher Gleichungen erstens den Vorteil, daß Sammlungsfehler stark minimiert werden und im Gegensatz zur schlichten Messung des Artenspektrums kaum ins Gewicht fallen (PIELOU 1977: 299). Zweitens können unterschiedliche Horizonte hinsichtlich ihrer Diversitäten genauer verglichen werden. Allerdings gilt der SHANNON-WEAVER-Index streng genommen nur für infinite, also sehr große Fossilvergesellschaftungen. Bei kleinen Communities sollte daher eigentlich der BRILLOUIN-Diversitätsindex (BRILLOUIN 1962) zur Anwendung kommen. Die vorliegende Arbeit bedient sich aber ausschließlich des SHANNON-WEAVER-Diversitätsindex und der PIELOU-Verteilungszahl, weil die beprobten Horizonte in aller Regel recht artenreich sind und andere Funktionen für unseren Zweck keine erheblichen Verbesserungen bringen. PIELOU (1977: 301) rät dem Wissenschaftler ohnehin, daß Intuition ratsam ist, welchem der vielen verschiedenen Indizes man den Vorzug gibt. Der SHANNON-WEAVER-Diversitätsindex

$$H' = - \sum_{n=1}^s [p_n \ln(p_n)]$$

rechnet mit dem relativen Anteil p_n (, wobei p_n Werte zwischen 0 und 1 annehmen kann; also: p_n = Individuenzahl der Art n / Gesamtindividuenzahl der Community oder p_n = relativer Anteil der Art n in Prozent / 100) der 1., 2., ... n . Art in einer Fossilvergesellschaftung mit s verschiedenen Arten. H' kann Werte zwischen 0 und ∞ (= größte Diversität) annehmen. Die Diversität ist um so höher je mehr verschiedene Arten vorkommen und je gleichmäßiger diese verteilt sind. Solange eine einzige Art stark dominiert und alle übrigen nur in Einzelexemplaren vorliegen, bleibt der Wert H' klein und ändert sich auch nicht wesentlich bei zunehmender Artenvielfalt. Entscheidend ist die Verteilung. Die Verteilungsstruktur (= „eveness“, PIELOU-Verteilungszahl) geht hier also genauso wie das Artenspektrum ein und kann separat wie folgt ausgedrückt werden:

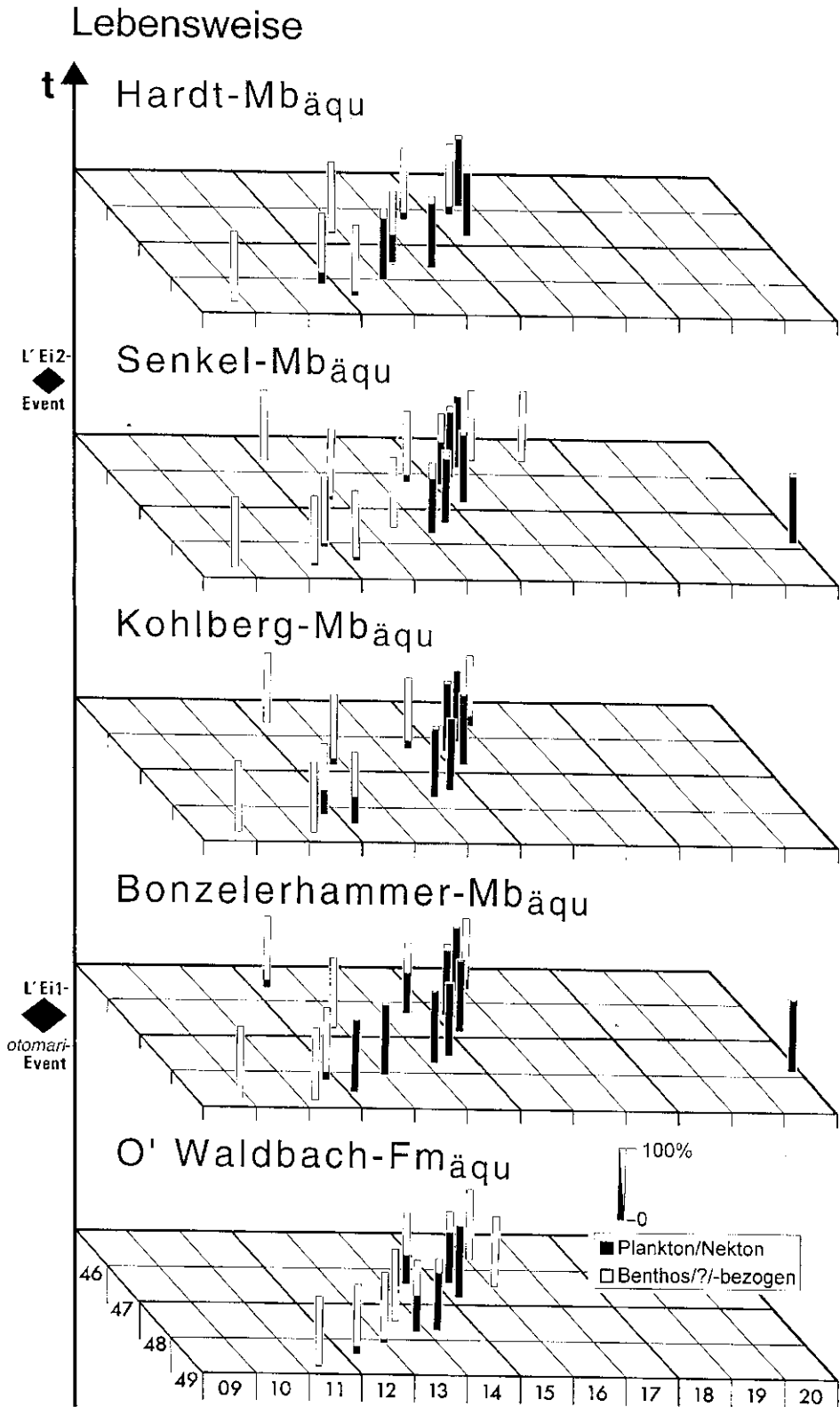
$$J = H' / \ln s.$$

Der Wert J kann zwischen 0 (Monospezifität oder eine Art extrem dominant, alle übrigen sehr selten) und 1 (größte Gleichförmigkeit) liegen. Die Anzahl verschiedener Arten ist weniger relevant als deren relative Häufigkeit zueinander.

Für den paläökologischen Zweck empfiehlt LASKER (1976), nur den PIELOU-Index zu verwenden, weil differentielle Fossilhaltung die Werte für taxonomische Diversität in Fossilvergesellschaftungen unterschiedlicher Fazies mehr oder weniger deutlich bestimmt. Aus diesem Grunde werden jeweils beide Indizes mitgeteilt.

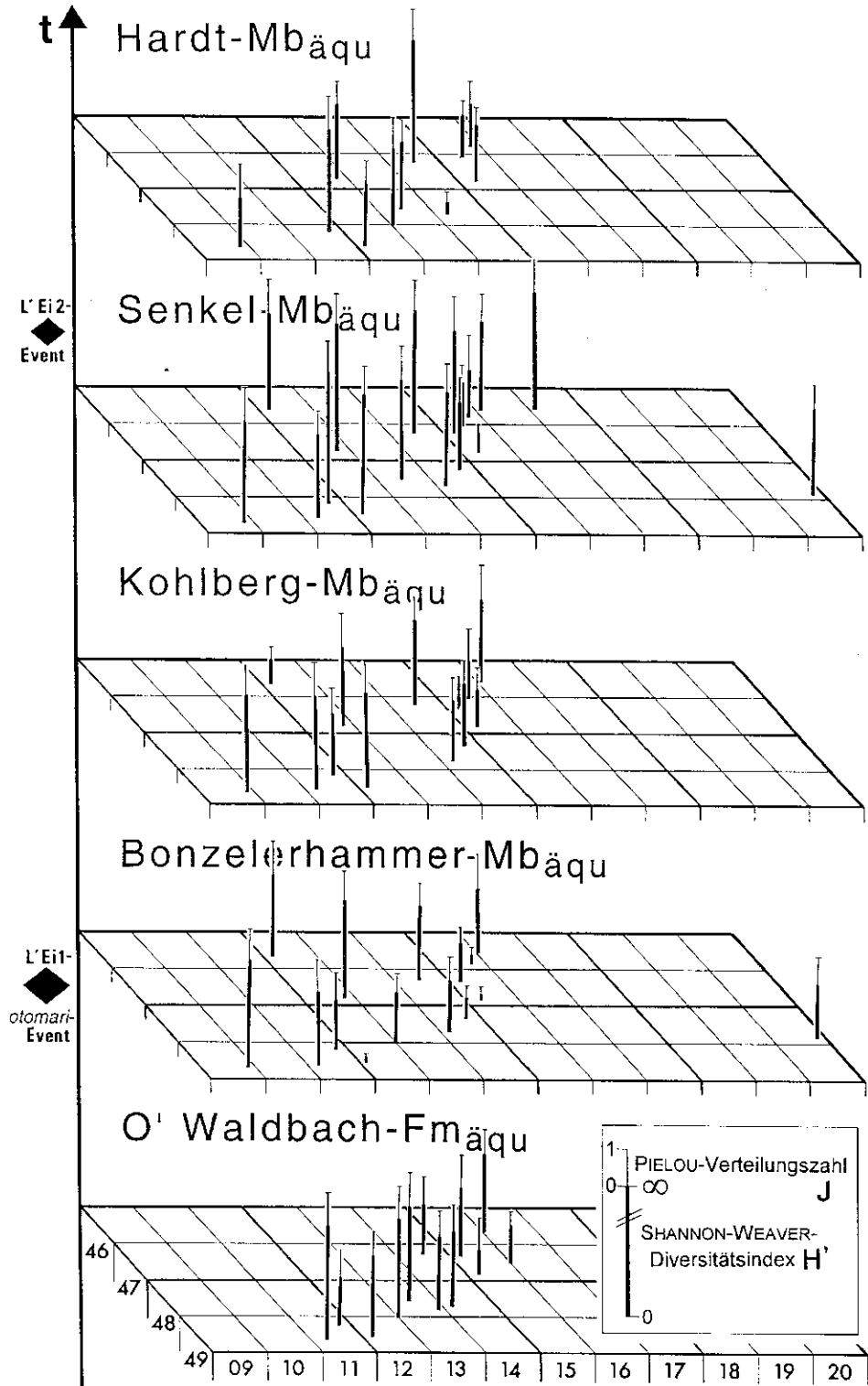
Abb. 23: Raum-Zeit-Diagramme für die Verteilung der Lebensweisen (a; S. 54) und die Diversität und Verteilung der Gesamtfauna (b; S. 55). Hohe Werte für H' stehen für eine artenreiche Vergesellschaftung und ähnliche Häufigkeiten der Taxa. Niedrige Werte für J zeigen im Extremfall Monospezifität an oder bedeuten, daß wenige Arten nach Anzahl gegenüber anderen dominant sind.

→



a

Gesamtfauna: Diversität und Verteilung



b

III.3.2 Einbruch der Diversität, ein Überblick

Zu den Auffälligkeiten, die zeitlich mit dem *otomari*-Event einhergehen, zählt zweifellos die Verminderung der Diversität (z. B. der benthischen und benthosbezogen lebenden Organismen, CHLUPÁČ & KUKAL 1986). Zwar geht es aus den vorliegenden Untersuchungen nicht genügend hervor, aber die Gesamtdiversität sinkt bereits innerhalb des Oberen Waldbach-Fm_{aqu.} erheblich ab. Im Profil Hengstebecktal kann der allmähliche Fauneneinbruch zu dieser Zeit zumindest z. T. exemplarisch studiert werden. Um den finalen Diversitätseinbruch schließlich zu verfolgen, ist das Profil Bonzel empfehlenswert. Verschiedene Diplomarbeiten des IMGP Göttingen vermitteln einen Eindruck wie hochdivers die Faunengemeinschaften während der Blütezeit in der Waldbach-Fm. auf dem Meßtischblatt Endorf gewesen sind [z. B. HERING 1992, MÖRCHEN 1992 (Selscheid-Fm.); SCHÖNE 1994 (mittlerer Teil der Unnenberg-Fm.?).]. Desweiteren liefern dazu die Arbeiten von THIENHAUS (1940), SPRIESTERSBACH (1942), HAFFER (1962), MÜLLER (1965), SCHMIDT & TRUNKO (1965) u. a. m. Fossilisten (i. d. R. Selscheider Schiefer, vgl. Kap. II.1.3). Das gemittelte Verhalten der Diversitätsindizes der Gesamtfaua jeder Zeitscheibe ist Abbildung 28j zu entnehmen: Von der O'Waldbach- zur Bonzelerhammer-Zeit nehmen der SHANNON-WEAVER-Index und die PIELOU-Verteilungszahl – pauschal betrachtet – deutlich ab. Das bedeutet sowohl ein generell eingeschränktes Artenspektrum als auch die Prominenz einer oder weniger derjenigen Arten, die unter den veränderten Lebensbedingungen existieren können. Langsam erholt sich die Fauna wieder. Die Diversität und die Gleichförmigkeit der Verteilung erreichen in der Senkel-Zeit sehr hohe Werte, vergleichbar den hier nicht dargestellten aus der unteren und mittleren Waldbach-Zeit, vielleicht auch etwas höhere. Ein erneuter Einbruch läßt sich zur Hardt-Zeit beobachten.

Solche über den gesamten Schelf gemittelten Trends sind zwar bemerkenswert, weil sie, wie gesagt, anzeigen, ob es insgesamt Veränderungen gegeben hat, Veränderungen, die jeden Faziesraum in irgendeiner Weise beeinflussen; sinnvoller erscheint allerdings, den von Lokalität zu Lokalität sehr unterschiedlichen Einflüssen von Umweltparametern größere Bedeutung beizumessen (vgl. Abb. 23b, s. u.), weil die Auswahl der Meßpunkte zu einer bestimmten Zeitscheibe mehr oder weniger willkürlich geschehen ist. Auf diese Weise sind z. B. eventuell überproportional mehr Daten vom Hemipelagikum als vom äußeren Schelf mitgegangen. Eine Signifikanzanalyse böte sich an, um zu ermitteln, welche Gewichtung einzelnen Datenpunkten innerhalb der Gesamtanalyse zukommt. Dabei sind z. B. der sich vom Becken zur Küste hin kontinuierlich verminderte Einfluß der sauerstoffdefizitären Zone (vgl. Kap. IV.2) und die differenzierte Reaktion der einzelnen Ökotypen (vgl. Kap. IV.1.1) von Interesse. Wie sich später noch zeigen wird, kann der Schelf zur Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit gewissermaßen partitioniert werden: Etwas SE' Selscheid verläuft eine Art Faziesgrenze, nicht scharf, sondern mit kontinuierlichen Übergängen. Weiter beckenwärts siedeln nur speziell an Sauerstoff-restriktive Fazies adaptierte Ökotypen, küstenwärts stenoxybionte Taxa. Küstenwärts und auf Untiefen (nahe Hohlweg Holzweg ?) bilden sich Refugien für Ökotypen mit geringerer ökologischer Potenz. Aber auch der Einfluß der Sedimentationsrate, der Subsidenz, der Tiefe usw. müßten erwogen werden. Es ist fraglich, ob für eine solche Analyse im Rahmen dieser Arbeit überhaupt genügend Lokalitäten untersucht wurden. Außerdem muß hinterfragt werden, ob eine andere Methode nicht mit den verfügbaren Daten vergleichbare Ergebnisse liefert und darüber hinaus noch Abschätzungen der ökologischen Toleranzen einzelner Ökotypen zuläßt – beileibe keine weniger aufwendige Angelegenheit! Gezielt werden dazu Trends einzelner Lokalitäten mit den Gesamttrends verglichen.

Kehren wir nun zu dem Verhalten der Diversität zurück und betrachten detailliert die Entwicklungen (Abb. 23b). Hier offenbart sich ein gegenüber dem gemittelten Gesamtdiversitäts-Trend anderes Phänomen: Die Gesamtfaunen-Diversität ändert sich differenzierter von Lokalität zu Lokalität. Die Reaktion der Gesamtfaua ist faziesabhängig. Küstenwärtige Regionen sind weniger stark vom generellen Diversitäts-Trend geprägt als beckenwärtige. In küstenwärtigen Lebensbereichen tragen die benthisch lebenden Organismen wesentlich zu höheren Gesamtwerten bei, während die Benthonten in beckenwärtigen Gebieten infolge der 'Event-bedingten', ungünstigeren Lebensbedingungen immer seltener werden, in Lebensräumen, die unter normalen Umständen noch besiedelt werden könnten (s. Kap. IV.1.1, z. B. Senkel-Zeit).

Das invertierte Diversitätsverhalten in Meinkenbracht von der O'Waldbach- zur Bonzelerhammer-Zeit ist auf Sammlungsfehler zurückzuführen. Leider fehlen in küstennäheren Regionen (z. B. Bf. Linde, Grüner Bach, Raum Selscheid und Hohlweg Bredenbruch) geeignete Aufschlüsse, welche die Bearbeitung des Übergangsbereichs O'Waldbach-Fm_{aqu}/U'Bonzelerhammer-Mb_{aqu} zulassen. Zudem sind insbesondere die stratigraphischen Stellungen der Profile Grüner Bach und Heggen-Schederberge nicht gesichert.

Pelagische Fauna

Auch die pelagisch lebenden Organismen sind nicht unbeschadet am Event vorbeigekommen. Besondere Aufmerksamkeit wurde in der vorliegenden Arbeit der Reaktion der Tentaculiten auf den *otomari*-Event gewidmet. Aus Abbildung 24a geht zunächst einmal der Diversitätseinbruch und die deutlich geminderte Gleichförmigkeit hervor. In der Oberen Waldbach-Zeit ist die Diversität noch relativ hoch, die Verteilung der Taxa zueinander relativ ausgeglichen. Die Profile Hengstebecktal und Bonzel liefern Kalkknollen oder sandige Kalksteinbänke mit einer reichhaltigen Dacryoconariden-Fauna aus der *kockelianus*-Zone mit *Nowakia* (*Cepanowakia*) aff. *N. (Cep.) pumilio*, *Nowakia (Cep.)* aff. *N. (Cep.) pumilio* → *N. (Cep. ?) chlupaciana*, *Richteria fragilis* (ROEMER 1850) usw. Abbildung 24b und 28e verdeutlichen die Situation kurz nach dem Event: Die Styliolinen dominieren weit über stärker skulptierte Dacryoconariden. Zur Senkel-Zeit ist die Diversität enorm angestiegen (Abb. 24a). Viele neue Taxa sind entstanden, oft von nur kurzer phylogenetischer Dauer (SCHÖNE 1996b, SCHÖNE & SCHUBERT 1996). Unter den nowakiiden Tentaculiten z. B. tritt Krümmung auf (SCHÖNE & SCHUBERT 1996). Beachtlich sind allochrone Merkmalsverschiebungen bei *Nowakia (N.)* ex gr. *otomari* BOUČEK & PRANTL 1959 (z. B. SCHÖNE 1996a, Literaturverweise darin und s. o.): Durchschnittlich mehr weitständig längsornamentierte *otomari*-Formen mit hauptsächlich symmetrischen, relativ scharfkantigen Transversalringen prägen die O'Waldbach- und Bonzelerhammer-Zeit. Später stehen die Längsleisten enger zusammen und werden die Transversalringe asymmetrischer. Zur Oberen Waldbach-Zeit gibt es bereits *otomari*-Vertreter, wenn auch nur selten (Obere *kockelianus*-Zone, Bonzel, Horizont 318-4814-III-γ4 bzw. 318-9-III-γ4). Auch LÜTKE (1985: 213) meldet erste *Nowakia otomari*-Formen aus der *kockelianus*-Zone (Lone-Mountains, Nevada). Die ersten schwarzen Tonschiefer über dem Oberen Waldbach-Fm_{aqu} weisen immer einen deutlich höheren Anteil an *Nowakia* ex gr. *N. (N.) otomari*-Exemplaren auf. Meistens sind es die einzigen stärker skulptierten Dacryoconariden überhaupt. Gegenüber den Styliolinen ist ihr Anteil aber trotzdem gering. Unzutreffend ist dagegen die Ansicht SAUERLANDS (1983), neben *Nowakia otomari* träten nie andere nowakiide Tentaculiten auf. Die Vergesellschaftung von Cepanowakien mit *N. otomari* in der oberen *kockelianus*-Zone und die hochdiversen Dacryoconariden-Vergesellschaftungen des Senkel-Mb_{aqu.s} sind klare Gegenargumente (vgl. auch LÜTKE 1985, RUAN & MU 1989).

Parallelen zur Entwicklung der Tentaculiten machen sich bei den Cephalopoden und Conodonten bemerkbar. Unter den Goniatiten (CHLUPÁČ & TUREK 1983, CHLUPÁČ & KUKAL 1986, 1988, HOUSE 1983, 1985, 1989, BECKER & HOUSE 1994, BULTYNCK & WALLISER 1991, WALLISER 1991b, 1995c: 231-232, BARNES et al. 1995: 327) sterben bereits vor dem *otomari*-Event verschiedene Formen aus (*Foordites*, *Chlupacites*, *Pinacites*), andere mit dem Event (*Exopinacites*). Einige überleben den Event, verschwinden aber im Laufe des *otomari*-Intervalls (*Fidelites*, *Subanarcestes*). Neue Taxa entstehen während des *otomari*-Intervalls (*Maenioceras*). Der Spät-Eifel 2-Event (Ende des *otomari*-Intervalls, nicht aber das der *otomari*-Entwicklungsreihe!) markiert ein weiteres bedeutendes Ereignis, dem Goniatiten zum Opfer fallen (*Mitraxites*, *Parodiceras*).

Weiterhin sind die Auswirkungen auf die Conodonten (BULTYNCK & WALLISER 1991, BULTYNCK et al. 1991, WEDDIGE 1977, WALLISER 1985, 1991c, 1995c: 231-232) bemerkenswert: Der *otomari*-Event terminiert offensichtlich *Tortodus k. kockelianus*. Während des *otomari*-Intervalls ist eine rasante graduelle Evolution, besonders der *Polygnathus ensensis*-ZIEGLER & KLAPPER 1976 und *Po. pseudofoliatius*-Formen feststellbar (WALLISER 1991c: 29, 1995c: 231).

Äußerst drastisch sind die Trilobiten in der pelagischen Fazies betroffen (CHLUPÁČ & KUKAL 1986, CHLUPÁČ 1994): Der *otomari*-Event beschleunigt deren Diversitätseinbruch seit Beginn der Eifel-Stufe erheblich. Mehr als 70 % der Taxa, die vor dem Event existieren, sterben aus. Anders als bei den Goniatiten werden die Extinktionen hier nicht durch Innovationen kompensiert. CHLUPÁČ (1994: 495) betont aber, daß die küstenwärtige Fazies keineswegs durch entsprechende Veränderungen heimgesucht wird. BASSE (Irdl. mdl. Mitt. 1995) weist auf die Vorherrschaft von Trilobiten mit geringem Relief und kleinen Augen während des *otomari*-Intervalls auf dem Rhenohherzynischen Schelf hin (Asteroptyginae, Dechenellinae, Proetinae). Bedeutende Veränderungen des Trilobiten-Artenspektrums gibt es auf dem Rhenohherzynischen Schelf nicht.

Benthische Fauna

Noch erstaunlicher sind aber die Parallelen zwischen der Entwicklung pelagischer und benthischer Lebewesen. Die Aussterberate fällt bei den benthisch lebenden Organismen zwar erheblich unspektakulärer aus. Aber dennoch bricht die Diversität der Brachiopoden auf weiten Teilen des Schelfs ebenfalls zusammen (Abb. 25a).

Tentaculita: Diversität und Verteilung

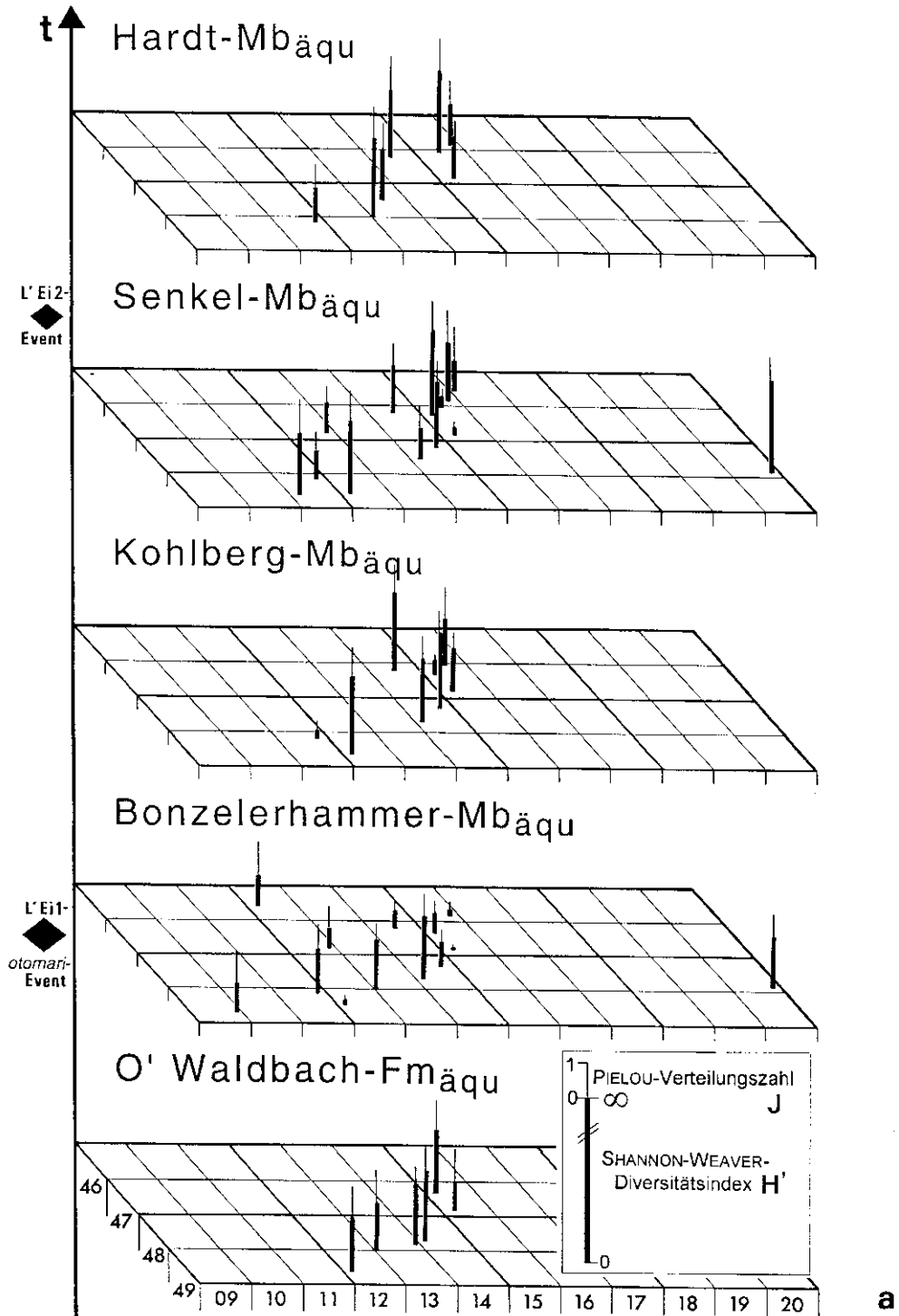
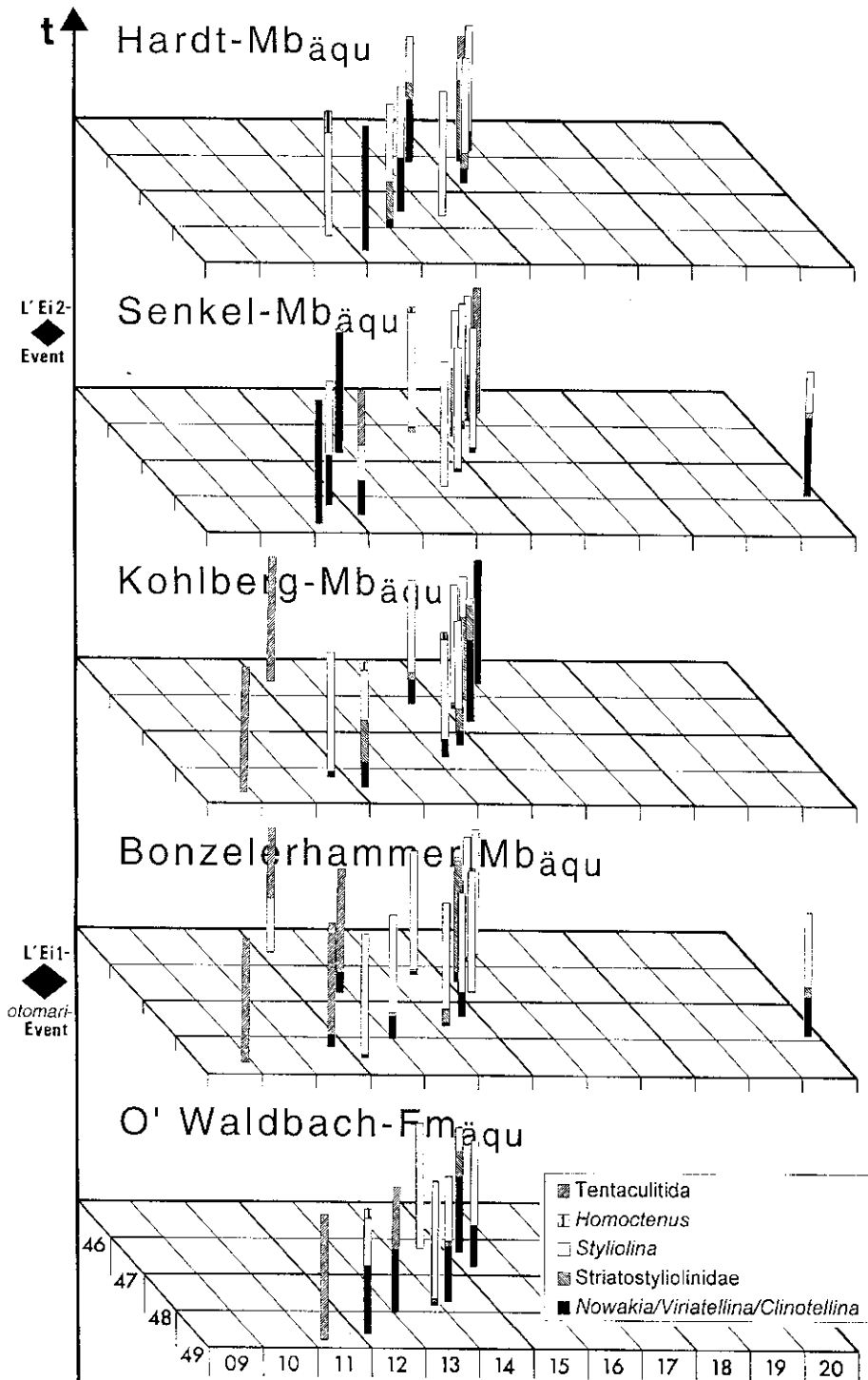


Abb. 24: Raum-Zeit-Diagramme für Tentaculiten: Diversität und Verteilung (a; S. 58) sowie Häufigkeiten bestimmter Gruppen (b; S. 59).

Tentaculiten, normiert auf 100%



b

Küstenwärtige Gebiete bilden (Bsp. Lindc) Überlebensorte für migrierte Taxa. Dort ist die Diversität zu Beginn des *otomari*-Intervalls recht hoch. Zur Senkel-Zeit breiten sich, ausgehend von solchen Überlebensorten, wieder überaus reichhaltige Benthos-Communities auf dem gesamten Schelf aus. Überaus hohe Diversitäten werden erreicht. Über mikroevolutive Entwicklungen gezielt für das *otomari*-Intervall ist bei Brachiopoden nach Wissen des Verfassers nichts bekannt (s. Kap. IV.1.2) und wurde mangels ausreichenden, gut erhaltenen Materials auch in dieser Arbeit nicht intensiver verfolgt.

Bleiben wir zunächst bei der Besprechung der gemittelten Trends und stellen Vergleiche an.

Der SHANNON-WEAVER-Index für die Gesamtfaina des gesamten Arbeitsgebiets (vom mittleren und äußeren Schelf, Hemipelagikum und Blauer Bruch) erlebt mit dem *otomari*-Event wie oben erwähnt einen Einbruch, obgleich bereits im Vorfeld des Events eine Diversitätsminderung eingetreten ist. In ähnlicher Weise verhält sich der PIELOU-Index: Die Gleichmäßigkeit der Verteilung der Communities sinkt (Abb. 28j). Auf der taxonomischen Ebene der Klassen hingegen verhalten sich die Indizes unterschiedlich: Die Diversität der Brachiopoden vermindert sich wesentlich weniger deutlich als die der Tentaculiten (Abb. 28i), erhöht sich anscheinend sogar leicht von der O'Waldbach- zu Bonzelerhammer-Zeit. Die hohe Diversität zur mittleren Waldbach-Zeit (vgl. oben) ist derjenigen zur Senkel-Zeit ähnlich. Innerhalb der Oberen Waldbach-Zeit nimmt die Diversität kontinuierlich ab. Der 'Event' selbst hat somit keine sehr einschneidenden Auswirkungen auf die gemittelte Brachiopodendiversität, wobei erneut auf die Schwierigkeit hingewiesen werden muß, den Event in küstenwärtigen Faziesräumen zeitlich zu fassen. Die gleichförmige Verteilung unter den Brachiopoden insgesamt bleibt im wesentlichen bestehen (Abb. 28h).

Das alles erfordert eine genauere Untersuchung der Diversität der einzelnen Brachiopoden-Ordnungen (Abb. 28f): Die Diversitätsänderungen von der O'Waldbach- zur Bonzelerhammer-Zeit sind auch hier nicht markant entwickelt. Dennoch zeigt sich gegenüber der Senkel-Zeit (und damit wohl auch gegenüber der mittleren Waldbach-Zeit) jeweils eine Diversitätsabnahme. Während des *otomari*-Intervalls sind die Arten der Strophomeniden in annähernd gleichen Verhältnissen zueinander verteilt (Abb. 28g); außerdem erreichen die Strophomeniden generell ein höheres Artenspektrum als die Spiriferiden. Aus Abbildung 28g geht außerdem hervor, daß sich die Verteilungszahlen der vier betrachteten Ordnungen zur Senkel-Zeit einander ähnlicher sind als während des Intervalls. Das erklärt unter anderem die gestiegenen SHANNON-WEAVER-Werte.

Der Vergleich gemittelter Brachiopoden-Diversitätstrends und die Entwicklung der Diversitäten der Brachiopoden an einzelnen Lokalitäten zeigt unglaublicherweise eine sehr große Übereinstimmung (Abb. 25a). Obwohl küstenwärtige Faziesräume durch insgesamt höhere Diversitäten gekennzeichnet sind, steigen die Werte auch hier zur Senkel-Zeit noch an. In gleicher Weise weichen die Diversitätstrends der Spiriferiden (Abb. 26a) und Strophomeniden (Abb. 26b) nicht vom gemittelten Trend der beiden Ordnungen ab. Die niedrigsten Diversitäten bestimmen die Kohlberg-Zeit, die höchsten die Senkel-Zeit. Nur die absolute Höhe der Diversität ist bei den Spiriferiden in küstenwärtigen Regionen zumindest während des *otomari*-Intervalls höher als in beckenwärtigeren. Umgekehrt verhält es sich bei den Strophomeniden.

Wie sind die Brachiopoden-Ordnungen nun auf dem Schelf verteilt? Darüber gibt Abbildung 25b Auskunft: In beckenwärtigen Regionen dominieren Strophomeniden nach Häufigkeit zur Bonzelerhammer-, aber auch schon zur O'Waldbach-Zeit. In Richtung Küste übernehmen die Spiriferiden die zahlenmäßige Vorherrschaft. Der gleiche Trend, der sich schon bei den Diversitäten gezeigt hat. Orthiden sind nur entlang eines schmalen küstenparallelen Streifens auf dem äußeren Schelf etwas häufiger vertreten. Zur Kohlberg-Zeit besteht die Dominanz der Strophomeniden in küstenferner Fazies weiterhin. Die Rhynchonelliden treten verstärkt hervor, und das zum Teil auch in küstenwärtigen Lokalitäten (Ausnahme: Heggen-Schederberge, die Lokalität ist stratigraphisch aber überhaupt nicht gesichert!). Bunte Vielfalt prägt das gesamte Neritikum zur Senkel-Zeit. Bislang unterrepräsentierte Ordnungen der artikulaten Brachiopoden bereichern die Vergesellschaftungen wieder. Die Spiriferiden machen den Strophomeniden die Vormachtstellung beinahe streitig. Die pelagische Fazies (Blauer Bruch) weist sich, soweit aus den allodapischen Kalken ableitbar ist, während restriktiver Bedingungen durch die unangefochtene Dominanz inartikulater Brachiopoden aus. Auf den Karbonatschwellen sind offenbar hauptsächlich Spiriferiden und Strophomeniden die konstituierenden Ordnungen der Communities.

Die häufigsten Ökotypen der Orthiden, Spiriferiden und Strophomeniden im Mittel sämtlicher Fundpunkte sollen wiederum gesondert betrachtet werden. Hier zeigen sich nämlich ebenfalls individuelle Trends. Abbildung 28b präsentiert einige ausgewählte Taxa der Strophomeniden auf 100 % normiert. Den Hauptanteil der Strophomeniden stellen zur Bonzelerhammer-Zeit die Holynetinac, zur Kohlberg-Zeit *Leptaena*, *Xystostrophia*, *Productella*,

Douvilliniidae und *Parastrophonella* büßen ihren relativen Anteil ein und können sich erst zur Senkel-Zeit wieder behaupten. Bei den Spiriferiden (Abb. 28d) dominieren Atrypiden, *Bifida* und *Mucrospirifer/Quiringites?* zur Bonzelerhammer-Zeit. Während der Kohlberg-Zeit konstituieren sich die Spiriferiden im wesentlichen aus Atrypiden, Reticulariiden und Ambocoeliiden. Auch zur Senkel-Zeit überwiegen die Atrypiden wieder. Die Cyrtiniden können sich erst zur Senkel-Zeit wieder etablieren. Zuletzt sollen die Orthiden vorgestellt werden (Abb. 28c): *Schizophoria* erleidet einen deutlichen Einbruch ungefähr mit dem *otomari*-Event. *Aulacella*, *Kayserella* und *Phragmophora* ziehen ihren Nutzen aus den veränderten Umweltbedingungen. *Skcnidioides* ist relativ zahlreich vertreten, kann seine Stellung aber zur Senkel- und Hardt-Zeit noch ausbauen.

Wenigstens für die Spiriferiden (Abb. 27a) und Strophomeniden (Abb. 27b) soll dieser allgemeine Trend nun an einzelnen Lokalitäten überprüft werden. Die Cyrtiniden sind während des *otomari*-Intervalls nur in Meinkenbracht relativ häufig. Zur Senkel-Zeit bewohnen sie wieder häufiger küstennähere Lebensräume. Dieser Ökotyp konnte möglicherweise nicht in den besonderen Lebensgemeinschaften der Refugien während der Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit leben. *Mucrospirifer/Quiringites?* und Reticulariiden sind relativ sauerstoffbedürftig. Sie meiden deshalb beckenwärts gelegene Lokalitäten während des *otomari*-Intervalls, besiedeln aber den Schelf zur Senkel-Zeit ausgiebig. *Bifida* zeigt keine wesentlichen Reaktionen auf die verminderten Lebensbedingungen. Atrypiden besitzen das breiteste ökologische Toleranzspektrum der Spiriferiden.

Leptaena besiedelt küstennähere Regionen im Raum Bahnhof Linde zunächst zahlreich und breitet sich zur Senkel-Zeit über den Schelf aus. Sauerstoffbedürftigkeit war für den Siedlungsort dieser Art also wesentliches, bestimmendes Element. *Xystostrophia* und *Productella* wandern unterdessen ebenfalls in Richtung Becken. Die Holyneten vertragen Sauerstoffarmut am besten unter den Strophomeniden. Zur Senkel-Zeit bleiben sie aber küstennäheren Regionen fern.

III.3.3 Minimum fenestellider Bryozoen und biostromaler/biohermaler Bildungen

Charakteristisch für die Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit ist das drastisch reduzierte Vorkommen oder je nach Fazies auch das Fehlen von Fenestelliden-Dickichten oder biostromaler bzw. biohermaler Bildungen, ein Trend der sich schon in der O'Waldbach-Zeit ankündigt. Wie bei der Besprechung der lithofaziellen Entwicklungen schon angedeutet wurde, überwiegt zu diesen Zeiten die Akkumulation pelitischer, karbonatarmer Sedimente. Erst mit dem Senkel-Mb_{4qu} beginnt eine extensive Karbonatbildung, und das offensichtlich weltweit gleichzeitig. In der Kielce-Region in Polen (Heiligkreuz-Gebirge) terminiert der *otomari*-Event die Sabkha-Phase (Beginn der Skaty-Beds) und gibt den Weg frei für eine mehrstufige, extraregionale Bildung von Karbonatplattformen (RACKI 1988; Abb. 7, 1993: 158 ff.). Die Korallen/Stromatoporidaen-Vergesellschaftungen des Koněprusy-Komplexes in Böhmen und Moravien überlagern dunkle Schiefer des Kačák-Mb.s mit Beginn der *hemiansatus*-Zone (HLADÍK 1986, 1989, 1993). Die alveolithiden Korallen und Actinostromatiden sind verglichen mit prä-Event-Vergesellschaftungen sehr viel stärker diversifiziert.

III.3.4 Zusammenfassung und Interpretation der Trends

Bereits vor dem *otomari*-Event verändern sich die Lebensbedingungen auf einigen Teilen des Schelfs. Insbesondere benthische Lebewesen sind betroffen. Der Raum Bonzel-Hengstbecktal eignet sich für entsprechende Studien besonders: Der Meeresspiegel scheint langsam anzusteigen. Brachiopoden-dominierte Communities mit fenestelliden Bryozoen und Crinoiden weichen einer Trilobiten-Cephalopoden-dominierten Community. Obwohl das hier nicht quantitativ belegt worden ist, kann von einer allmählichen küstenwärtigen Verlagerung und sehr wahrscheinlich eines Teleskopings der Communities schon im Laufe der O'Waldbach-Zeit ausgegangen werden (zur Diskussion von Verschiebung der Communities und Teleskopung siehe weiter unten). Erst in der sehr späten *kockelianus*-Zone, nahe der Grenze *kockelianus/ensensis*-Zone, wenige Meter unterhalb des Event-Horizonts verfärbt sich das Sediment deutlich: Die olivfarbenen Ton- bis Siltschiefer werden zusehens dunkelgrau bis grauschwarz. Der *otomari*-Event ist zwar nicht durch Conodonten abgesichert, aber durch das relativ unvermittelt reiche Auftreten von *N. otomari* und die jetzt fast schwarzen Tonschiefer repräsentiert. Die zunehmende Dunkelfärbung des Sediments indiziert das Ansteigen der sauerstoffdefizitären Zone (sie ist sicherer Grund für das küstenwärtige Zurückweichen der benthischen Communities).

Einige pelagisch lebende Organismen (der Conodonten, Tentaculiten, Goniatiten z. B.) sterben aus (Bio-Event). Aber auch schon vorher werden einzelne Formenkreise dezimiert.

Brachiopoda: Diversität und Verteilung

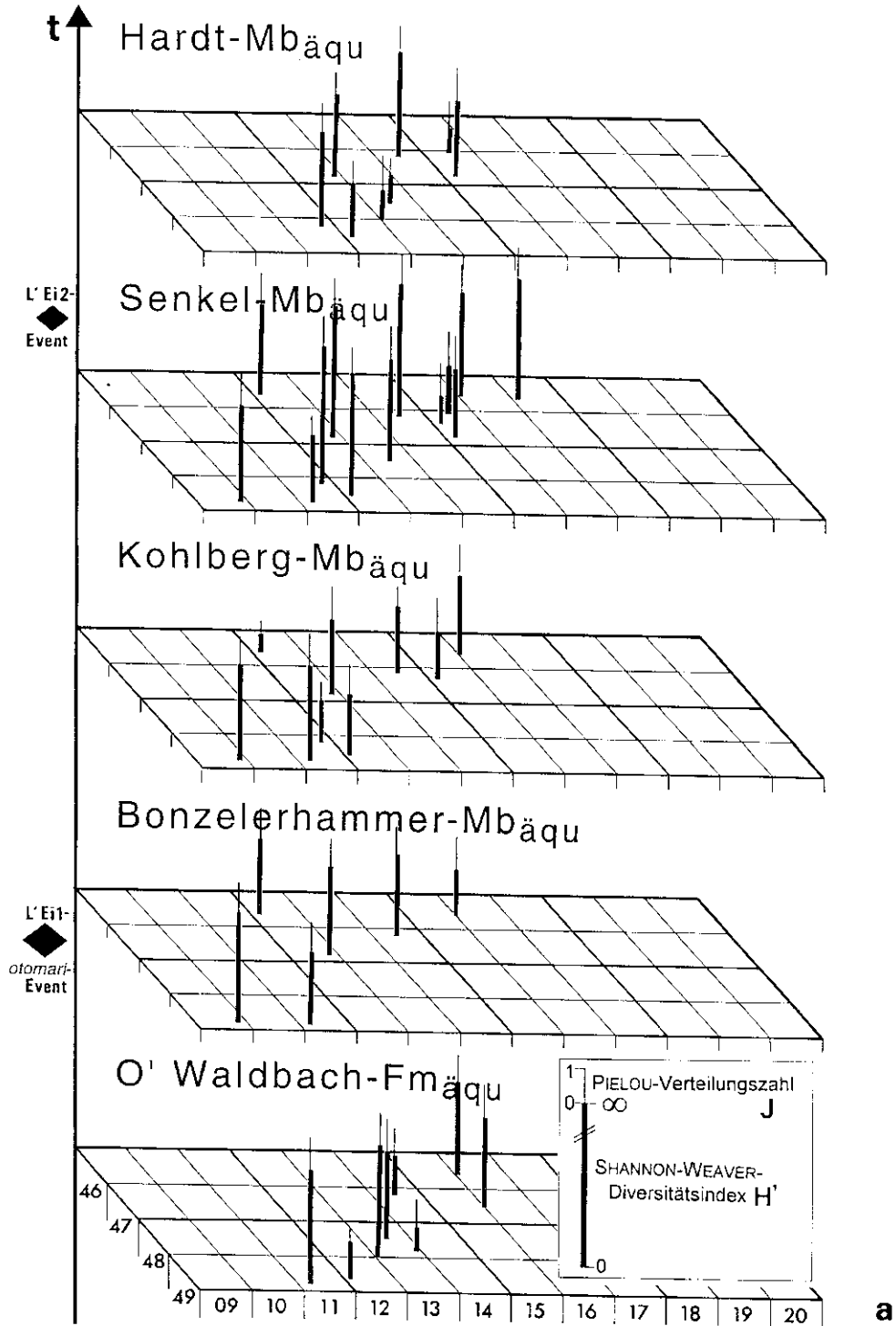
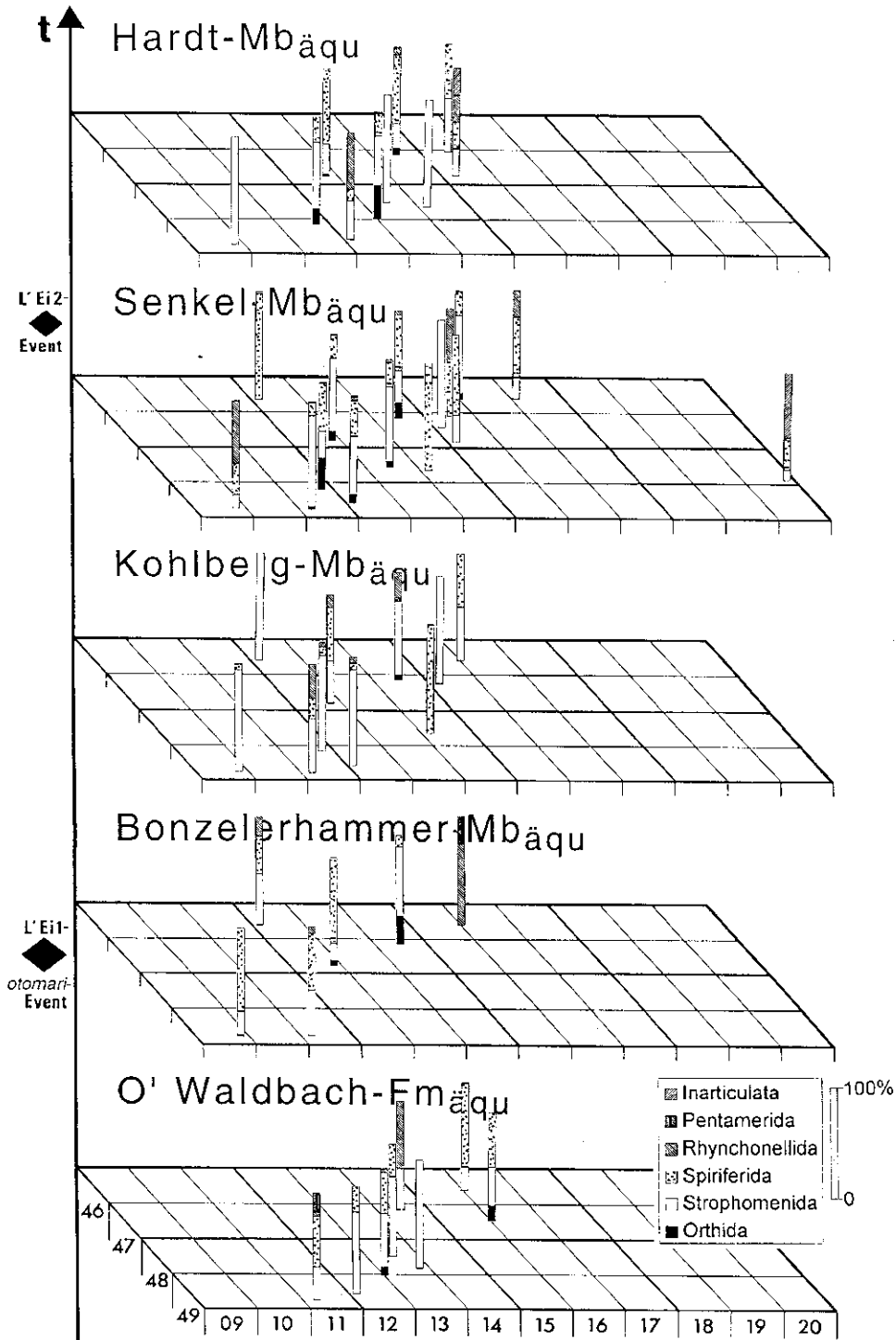


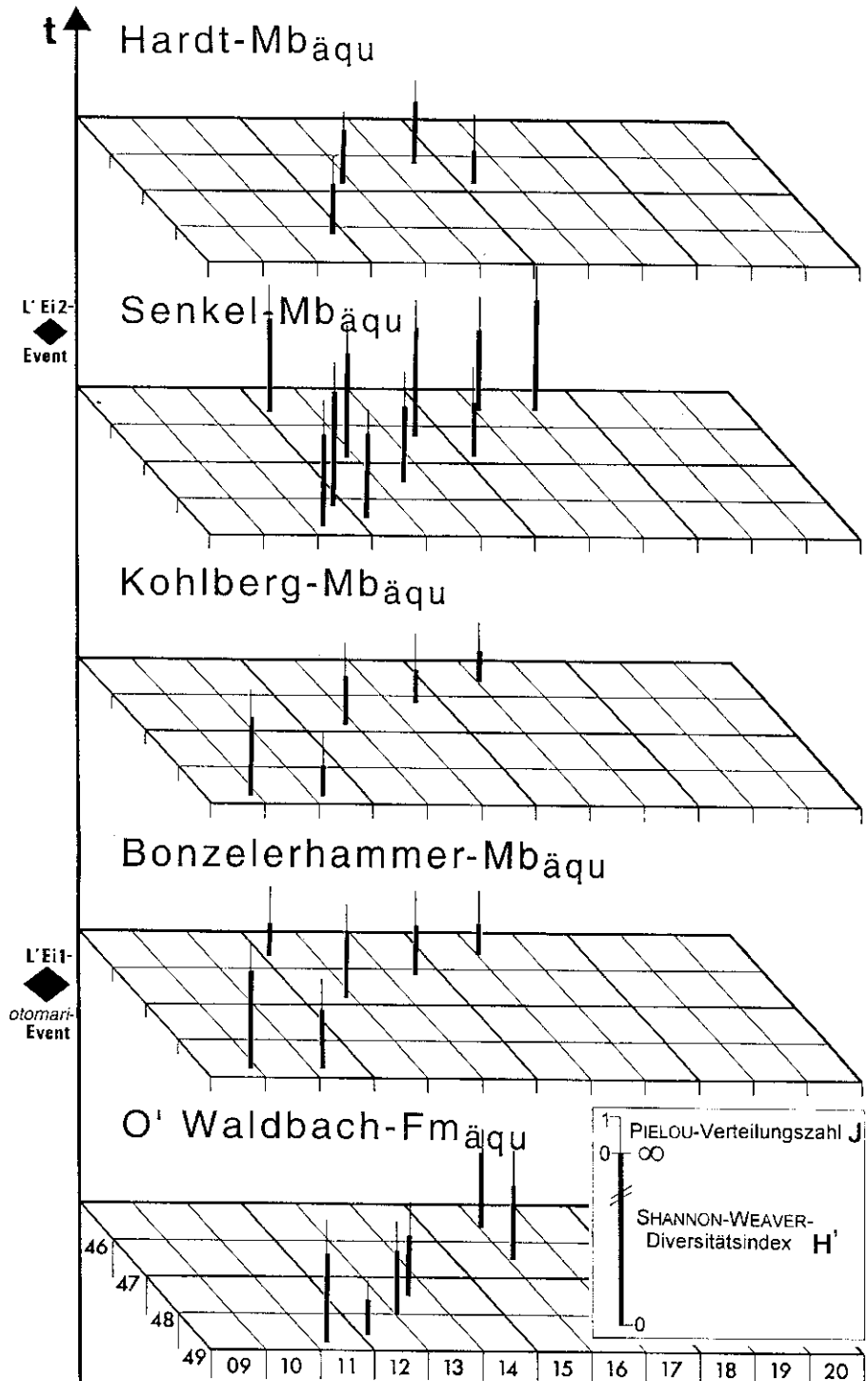
Abb. 25: Raum-Zeit-Diagramme für Brachiopoda: Diversität und Verteilung (a; S. 62) sowie Häufigkeiten der Ordnungen (b; S. 63).

Brachiopoda: Verteilung der Ordnungen, normiert



b

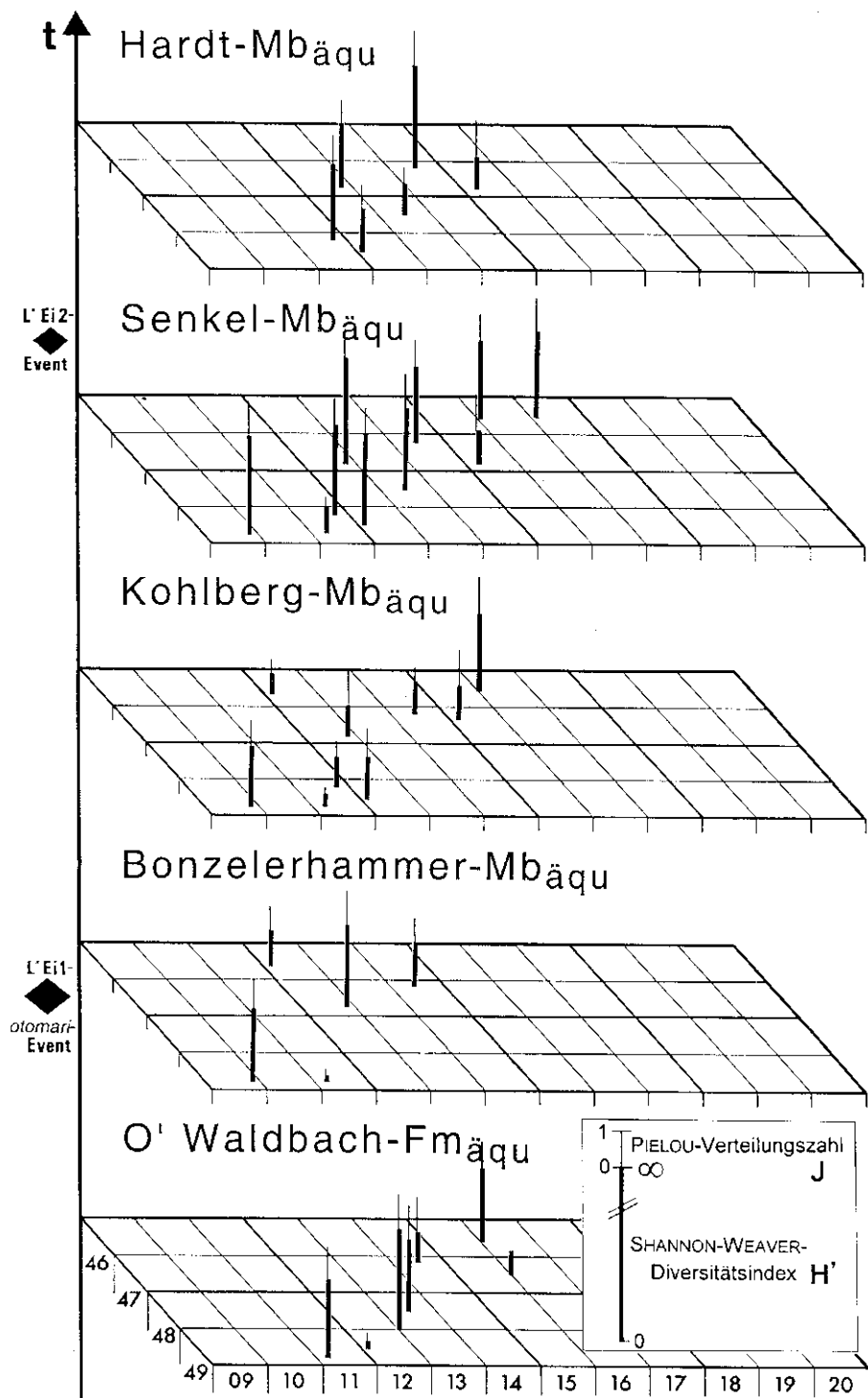
Spiriferida: Diversität und Verteilung



a

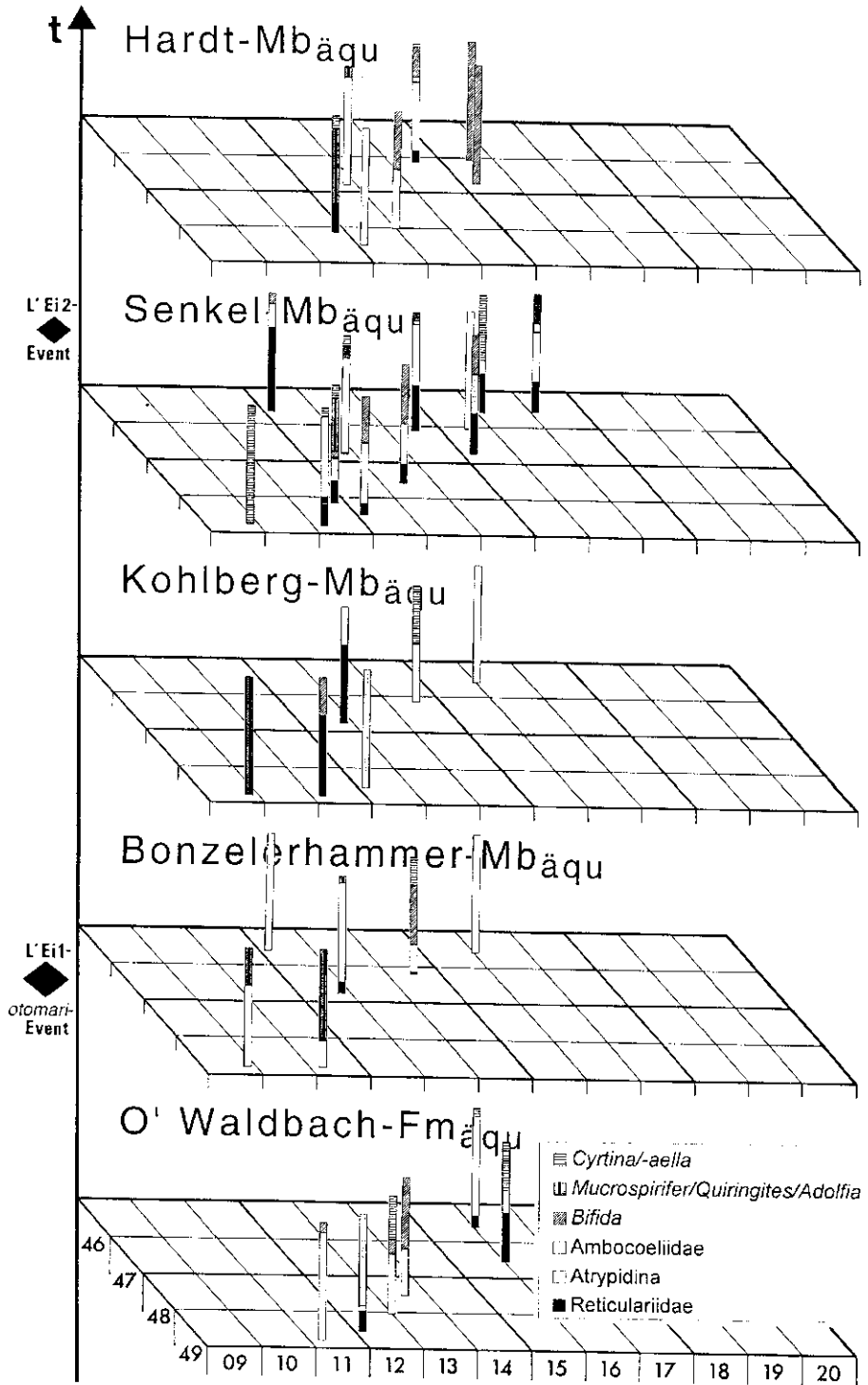
Abb. 26: Laterale und vertikale Entwicklungen von Diversität und Verteilung für Spiriferida (a; S. 64) und Strophomenida (b; S. 65).

Strophomenida: Diversität und Verteilung



b

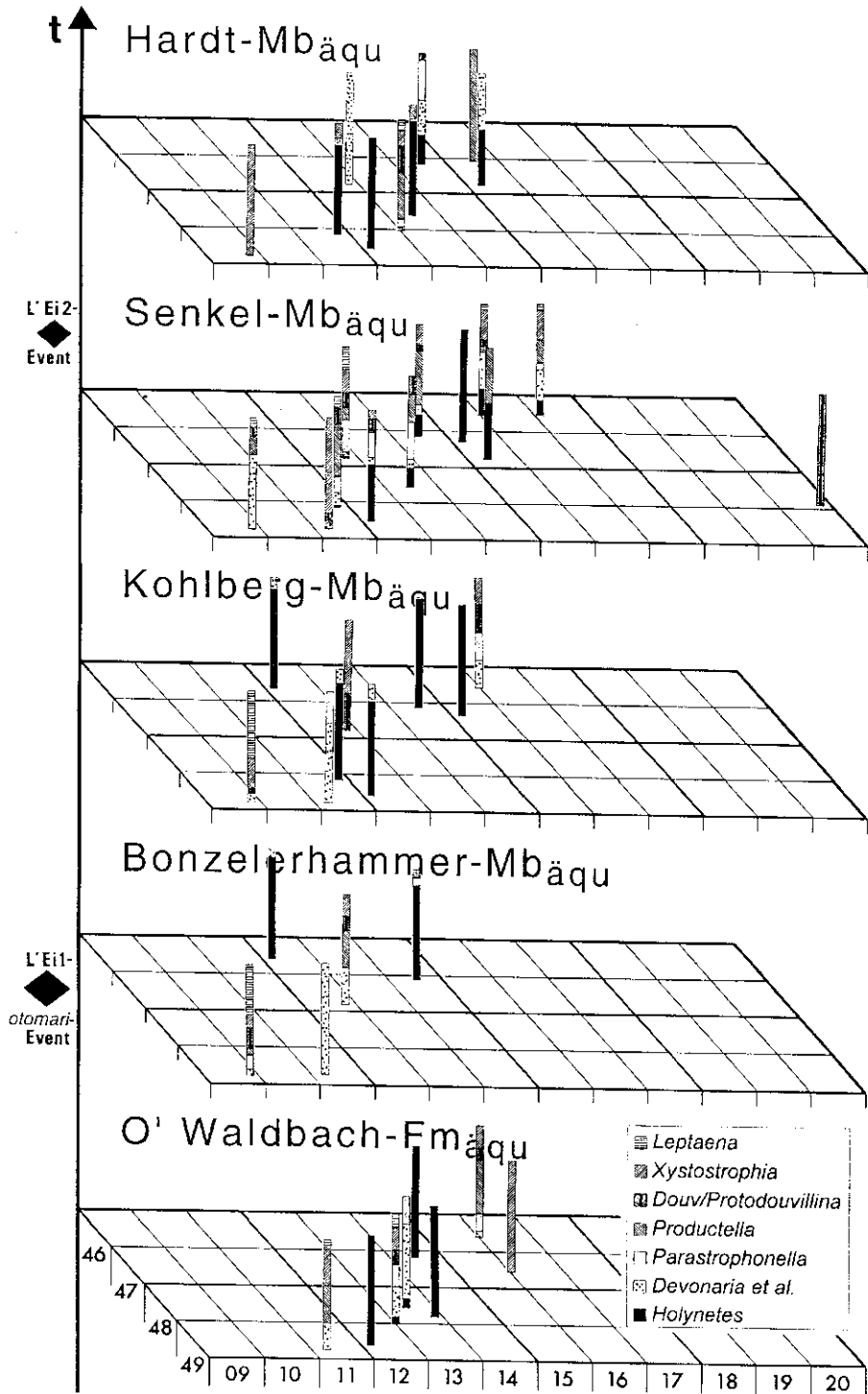
Spiriferiden-Auswahl, normiert auf 100%



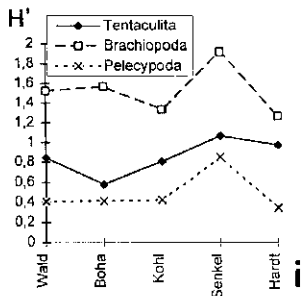
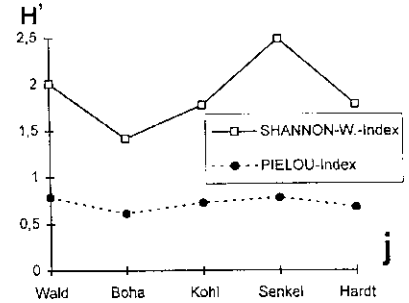
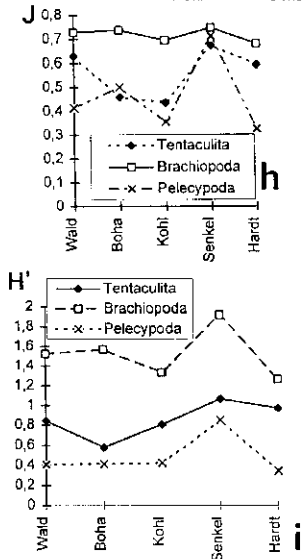
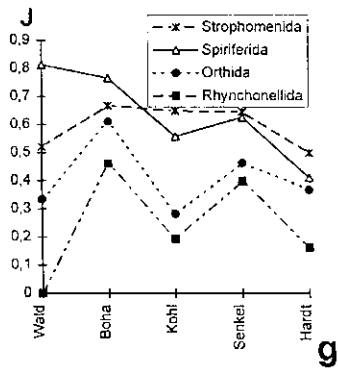
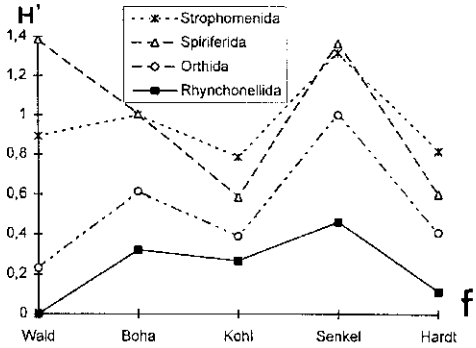
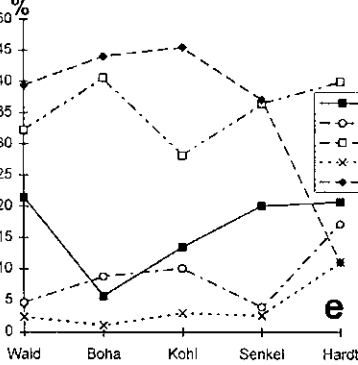
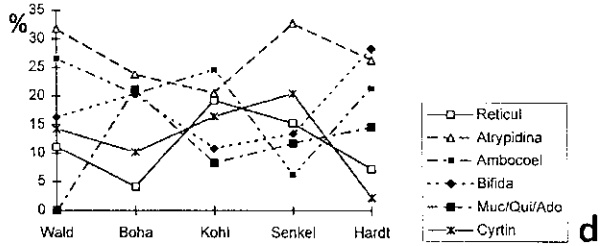
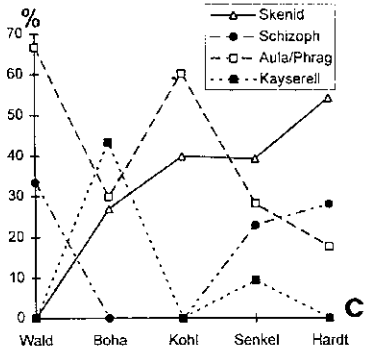
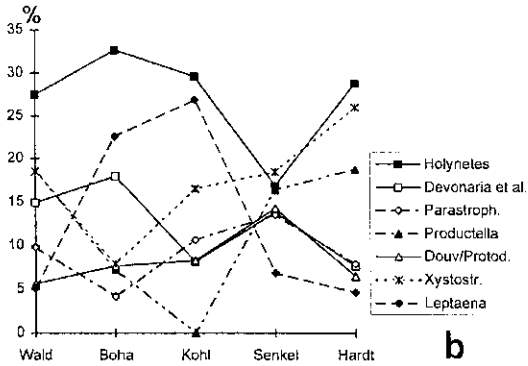
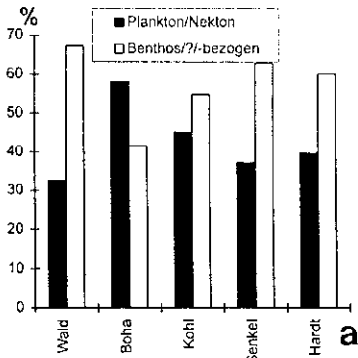
a

Abb. 27: Entwicklungen der Häufigkeitsverteilungen einiger Ökotypen der Spiriferiden (a; S. 66) und Strophomeniden (b; S. 67).

Strophomeniden-Auswahl, normiert auf 100%



b



← **Abb. 28:** Über den bearbeiteten Zeitraum gemittelte Trends jeder Zeitscheibe für Lebensweise (a), verschiedene Ökotypen der Strophomeniden (b), Orthiden (c), Spiriferiden (d), Tentaculiten (e), für ausgewählte Brachiopoden-Ordnungen (f, g), für die Klassen Tentaculita, Brachiopoda und Pelecypoda im Vergleich (h, i) und Trends für das Verhalten der Gesamtdiversitäts- und Verteilungsindizes (j). (H' = SHANNON-WEAVER-Index; J = PIELOU-Verteilungszahl.)

Während des *otomari*-Intervalls finden weitere Extinktionen statt. Auf die noch ungünstigeren Bedingungen zur Kohlberg-Zeit ist hingewiesen worden: Die sauerstoffdefizitäre Zone erreicht dann offensichtlich ihre größte Ausdehnung, was u. a. auch in der starken Vertiefung des Ablagerungsraumes begründet liegen mag, die auf anhaltende Subsidenz bei stark reduzierter Sedimentzufuhr zurückgeht. Die Reaktion der Benthonten 'auf' den eigentlichen Bio-Event ist äußerst schwer zu fassen. Die Chance den zeitäquivalenten Event-Horizont nachzuweisen, sinkt von Hemipelagikum zum Schelf und wird mit zunehmender Nähe zur Küste nahezu unmöglich. Vermutlich beginnt das Benthos bereits im Vorfeld des Events, bedingt durch kontinuierlich sinkende Sauerstoffgehalte in Bodennähe und die Vertiefung des Ablagerungsraumes infolge steigenden Meeresspiegels und anhaltender Subsidenz (s. Kap. II.2.20), in Richtung Küste zu wandern. Das bedeutet: Die Taxa sterben nicht wegen der neuen ökologischen Gegebenheiten aus, sondern werden in Richtung Küste verschoben. Daran ist sehr wahrscheinlich auch ein biofazielles Teleskopieren (Verminderung der Breiten der biogeographischen Zonen) geknüpft: Die Meerestopographie der neuen Lebensräume beispielsweise wird von der alten abweichen, die Breiten der biogeographischen Zonen der Lebensgemeinschaften (gemessen senkrecht zum Küstenverlauf) werden sich in der Folge wahrscheinlich verändern. Der sehr wahrscheinlich unabhängig vom Meeresspiegel fortdauernde Anstieg der sauerstoffarmen Zone kann das biofazielle Teleskopieren zusätzlich verstärken. Durch die küstenwärtige Verlagerung der Lebensgemeinschaften können sich die Communities eventuell überlagern. Einige Arten können zahlenmäßig reduziert werden oder auch ganz verschwinden (s.u.). Denkbar wären auch durch die neue Situation begünstigte oder angetriebene, evolutive Veränderungen, die den ausgewanderten Formen eine Anpassung erleichtern. Vielleicht bestehen sie nicht im „Kampf ums Dasein“ mit den neuen 'Nachbarn'. Es hat sich ja gezeigt, daß neue Communities entstehen, nicht zuletzt bedingt durch das unvermittelte und häufige Hinzutreten von *Mucrospirifer* (vgl. Kap. IV.1.2) als auch durch die Schelf-weit gleiche Biofazies (vgl. dazu Kap. IV.1.1).

Folgende Taxa können nach dem *otomari*-Event nur noch selten oder gar nicht mehr nachgewiesen werden: *Acrospirifer* (*Arduspirifer*)-Gruppe (letzter Nachweis: Selseheid: ?, Hardt-Mb_{3qu}), *Frankiella* (...Listertalsperre: O'Waldbach-Fm_{3qu}), *Paraplicanoplia* (...Meinkenbracht: Hardt-Mb.), *Prokopia* (...Hengstebecktal: O'Waldbach-Fm_{3qu}), *Leptaenisca* (vgl. z. B. SCHÖNE 1994: „mittlere Unnenberg-Fm.“ = mittlere Waldbach-Fm.), *Struveina* (etwa Waldbach-Zeit, THIENHAUS 1940: 21), *Vandercammenina* und *Rhenothyris* (dito, vgl. MAY 1986, 1989, MAY & AVLAR 1995), *Chimaerothyris* (dito, vgl. BOUCOT 1975), *Subcuspidella geesensis* (dito, THIENHAUS 1940: 21).

In den tieferen Bereichen des ehemaligen Schelfs überwiegen jetzt benthische Lebewesen mit geringem Relief. Auch unter den Trilobiten herrschen flache, wenig skulptierte Formen vor. Schließlich dominieren auch unter den Tentaculiten die glattschaligen Styliolinen über die stärker ornamentierten Dacryoconariden nach Anzahl (s. Abb. 24b, 28e). Deutlich in der Überzahl sind kleine oder wenigstens dünnchalige und somit auch leichte Taxa in der Sauerstoff-restriktiven Fazies des äußeren Schelfs. Das gilt gleichermaßen für Brachiopoden und Muscheln, ja selbst Gastropoden. Als relevant und häufig stellen sich heraus: *Holynetes* cf. *H. holynensis*, *Philipottia* sp., *Pseudocamarophoria* cf. *Ps. undulataformis* BIERNAT 1966, *Skenidioides* cf. *Sk. polonicus* GÜRICH 1896, Athyriden, inarticulate Brachiopoden, *Buchiola*, *Ptychopteria*, nuculide Muscheln, winzige Pelecypoden, Brachiopoden und Gastropoden, *Conocardium*. Auch die Goniatiten bleiben übrigens sehr klein.

Prinzipiell entstehen offenbar nur auf niedrigen taxonomischen Rängen neue Taxa. Das entspricht einer normalen Speziationsrate. Es handelt sich nicht um einen Brachiopoden-Innovationsevent.

Aus dem Community-Umbruch können aber manche Taxa Nutzen ziehen: Häufigkeit und Diversität von *Atryparia*, *Atrypa* (*Planatrypa*) und *Spinatrypa* nehmen zu. *Mucrospirifer/Quiringites*? sind relativ unvermittelt häufig in unserem Faziesraum aufgetaucht. *Leptaena* gehört in küstenwärtigen Gebieten während des *otomari*-Intervalls zur häufigsten Art (vgl. Kap. II.2.19), während sie später anderen Faunenelementen anteilmäßig nachsteht. Im Zuge globaler Faunenwanderungen siedeln sich lokal ungewöhnliche tabulate Korallen an (Raum Bonzel, vielleicht Meggener Riff). Erst zur Senkel-Zeit können dickschalige Taxa (z. B. *Leptaena*, Atrypiden, *Mucrospirifer/Quiringites*?) wieder bis weit auf den äußeren Schelf vordringen.

Der *otomari*-Event und die Entwicklungen in dessen Vorfeld haben also eine Verminderung der Diversitätsindizes und Verteilungszahlen sowohl der Tentaculiten (hier als Beispiel für das Pelagos ausgewertet) als auch der Brachiopoden (hier als Beispiel für das Benthos) bewirkt, wobei sowohl bei den Tentaculiten wie bei den Brachiopoden auf niedrigeren taxonomischen Niveaus individuelle Trends eruiert wurden, die sich in einigen Merkmalen stark ähneln. Bei Brachiopoden findet eine Umgestaltung der Häufigkeitsverhältnisse, eine Änderung der Gleichförmigkeit der Verteilung statt, während es bei den Tentaculiten zusätzlich zur Umverteilung tatsächlich 'Event-bedingte' Verluste von Arten (Bio-Event) und spätere, extensive Speziationen gibt. Generell sinkt der Anteil benthischer Fauna. Noch in Sauerstoff-restriktiven Milieus verbleibendes Benthos bleibt klein, ausgestattet mit dünnen Schalen und geringem Gewicht. Der Individuenreichtum kann hoch sein. Unter den limitierenden ökologischen Faktoren nimmt der Sauerstoffgehalt wahrscheinlich die wichtigste Position ein. Andere Faktoren wie Substratbeschaffenheit und Nahrung etc. spielen aber genauso eine Rolle. Die Karbonatproduktion ist während des *otomari*-Intervalls stark vermindert. Diese Phänomene sind weltweit entwickelt.

IV INTERPRETATION UND DISKUSSION DER TRENDS

Sic [Naturforscher] begriffen, daß die Vernunft nur das einsieht, was sie selbst nach ihrem Entwurfe hervorbringt, daß sie mit Prinzipien ihrer Urteile nach beständigen Gesetzen vorangehen und die Natur nötigen müsse auf ihre Fragen zu antworten, nicht aber sich von ihr allein gleichsam am Leitbände gängeln lassen müsse; denn sonst hängen zufällige, nach keinem vorher entworfenen Plane gemachte Beobachtungen gar nicht in einem notwendigen Gesetze zusammen, welches doch die Vernunft sucht und bedarf ... Das Fürwahrhalten ist eine Begebenheit in unserem Verstande, die auf objektiven Gründen beruhen mag, aber auch subjektive Ursachen im Gemüte dessen, der da urteilt, erfordert.

IMMANUEL KANT (1781): Kritik der reinen Vernunft.– S. XIII (Vorrede zur 2. Auflage, 1787) und S. 820; Riga.

IV.1 Auswirkungen der Umweltveränderungen

IV.1.1 Faunenvergesellschaftungen: Strukturelle Veränderungen, Verschiebung und Teleskopung?

Aufgrund der bisher dargestellten Daten zur Litho- und Biofazies kann der Anstieg des Meeresspiegels in der hohen Eifel-Stufe grundsätzlich als bestätigt gelten. Der allgemeine lithofazielle Trend, die veränderten Strukturen der Faunenvergesellschaftungen und die kontinuierlichen Diversitätsverschiebungen gehören zu den wichtigsten Indizien dafür. Gleichzeitig mit der Transgression und der Vertiefung des Ablagerungsraumes findet eine küstenwärtige Verschiebung der Communities statt. Die Faungemeinschaften folgen ihrer angestammten Meerestiefe gewissermaßen nach, migrieren küstenwärts, d. h. natürlich nur, daß sich die Larven in küstenferneren Regionen nicht mehr ansiedeln oder daß adulte Exemplare sich dort nicht mehr fortpflanzen können. Nur adäquate küstenwärtige Lebensräume, auch solche, die durch den Meeresspiegel-Anstieg und die fortdauernde Subsidenz neu entstanden sind, werden besiedelt. Jedoch bestimmen Modifikationen weiterer Umweltparameter die biofazielle Entwicklung entscheidend mit: Die Communities reagieren äußerst sensitiv auf den Anstieg der sauerstoffdefizitären Zone und deren Progression auf den Schelf. Möglicherweise überleben manche Taxa die rasanten Umweltumwälzungen nicht. Globale Faunenwanderungen finden statt: Immigrierende Taxa (d. h. die Larven können sich jetzt endlich aufgrund günstiger Lebensbedingungen etablieren) besetzen freigewordene Nischen oder verdrängen Formen aus ihrer Nische und verändern die Strukturen der Communities auf diese Weise dauerhaft. Verschiedene Ökotypen (also ökologisch-funktionelle Einheiten wie z. B. Atrypiden) sind weniger euryoxybiont als andere. Das dürfte Auswirkungen auf die Breiten der biogeographischen Zonen einiger Communities – senkrecht zur Küste gemessen – erwarten lassen. Die Communities werden sich auf deutlich weniger breiten Zonen drängen müssen, wenn der Anstieg der sauerstoffdefizitären Zone sehr groß ist. Die einfache Verlagerung der Communities in Richtung der bisherigen Küste bringt zwar bereits aller Wahrscheinlichkeit nach ein Teleskopung mit sich: Die Meerestopographie z. B. ist ja nicht überall gleich. Aber die vertikale und laterale Ausbreitung der sauerstoffarmen Zone verstärkt dieses Teleskopung. Mit dem Meeresspiegel-Anstieg ist eine rasante Vertiefung des Ablagerungsraumes verbunden. Außerdem verändert sich u. a. die Substratbeschaffenheit. Dennoch

kann aufgrund der in Kapitel IV.2.4 aufgeführten Indizien wahrscheinlich gemacht werden, daß dem Sauerstoffgehalt eine noch größere Rolle bei der Gestaltung und der Verbreitung der Communities sowie beim biofaziellen Teleskopung zukommt.

Es liegt also möglicherweise eine komplexe Überlagerung von Verschiebung, Teleskopung und struktureller Veränderung der Communities vor. Einerseits führen der Wegfall oder das Neuhinzutreten von Taxa zum irreversiblen Strukturwandel der Faunenvergesellschaftungen. Andererseits bewirken die sehr differenzierten Reaktionen der einzelnen Ökotypen auf Sauerstoffdefizite zeitweilige Sonderbedingungen (teils reversibler): So können manche Ökotypen gegenüber Normalbedingungen bei Sauerstoffmangel unterrepräsentiert sein.

Ob außer einer küstenwärtigen Verschiebung der Faunenvergesellschaftungen auch ein Teleskopung und Strukturveränderungen der Communities eingetreten sind, und wenn, in welchem Umfang, das soll anhand der paläökologischen Gradienten entlang einer repräsentativen Geotraverse versuchsweise geklärt werden. In diesem senkrecht zur Rhenoharzynischen Küste verlaufenden Querprofil gehen Daten vom Bahnhof Linde (Linde), Raum Selscheid (Sels.), Hohlweg Bredenbruch (Bred.), Meinkenbracht (Mnkbr.), Raum Pernze/Wiedcnest (Pernze), Bonzel (Bonzel) und Listertalsperre (List.) ein. Vermutlich zeitgleiche Ablagerungen dieser Profile aus den zuvor bereits mehrfach verwendeten Zeitscheiben werden genauer betrachtet. Die absolute Zeitgleichheit ist nicht überall belegbar, die Auswahl der Horizonte vielmehr eine subjektive Einschätzung. Erfahrungen aus der Geländearbeit und der Bearbeitung der Proben bilden die Grundlage für die Zusammenstellung der Datenmatrix. Außerdem wurden die ausgewählten Horizonte mit den übrigen des jeweiligen Mb.s sorgfältig verglichen, um möglichst eine hohe Repräsentanz der betrachteten Zeitscheibe zu erreichen.

Verteilung und Abundanz der Taxa verschiedener Horizonte werden in der lateralen Erstreckung und vertikalen Abfolge, also in Raum und Zeit mit statistischen Methoden analysiert, nämlich mit dem Community-Koeffizienten und dem SHANNON-WEAVER-Diversitätsindex. Am Beginn steht der traditionelle, qualitative Vergleich der Faunenvergesellschaftungen (also der Zusammensetzung und Struktur).

Ziel der Untersuchungen ist die Objektivierung der subjektiven Community-Klassifikation und Community-Korrelation entlang von Umweltgradienten durch mehrere **Gradienten-Analysen der Community-Strukturen, der Community-Koeffizienten und der Diversitätsindizes**. Es sollen den sich wandelnden Umweltfaktoren entsprechende 'ordination curves' bzw. 'lines' erstellt werden. Die graduelle Verschiebung (z. B. in einem Onshore-offshore-Profil) von Faungemeinschaften, die einem oder mehreren Umweltgradienten entspricht, ist als stratigraphisches Mittel einsetzbar (Coenocorrelation, vgl. CISNE & RABE 1978). Wie aus den hier vorgeführten Berechnungen hervorgehen wird, ist die Korrelation der Communities mittels einer 'axial ordination' (s. u.) nicht uneingeschränkt gültig, wenn die auf Sauerstoffdefizite zurückführbaren faziellen Sonderbedingungen miteinbezogen werden.

Legende

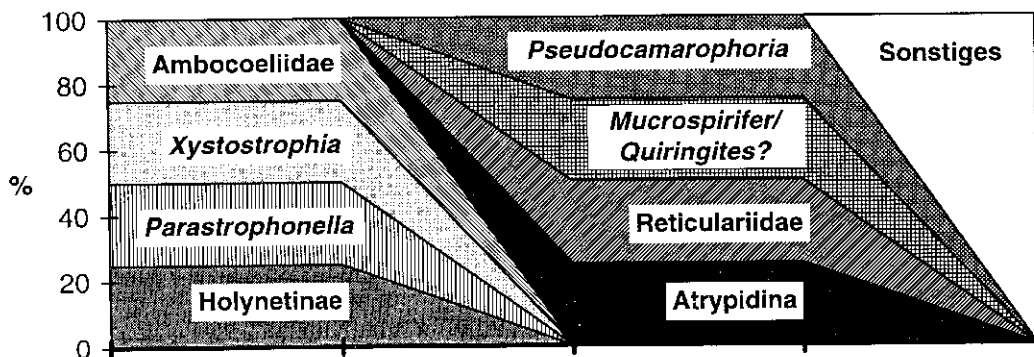
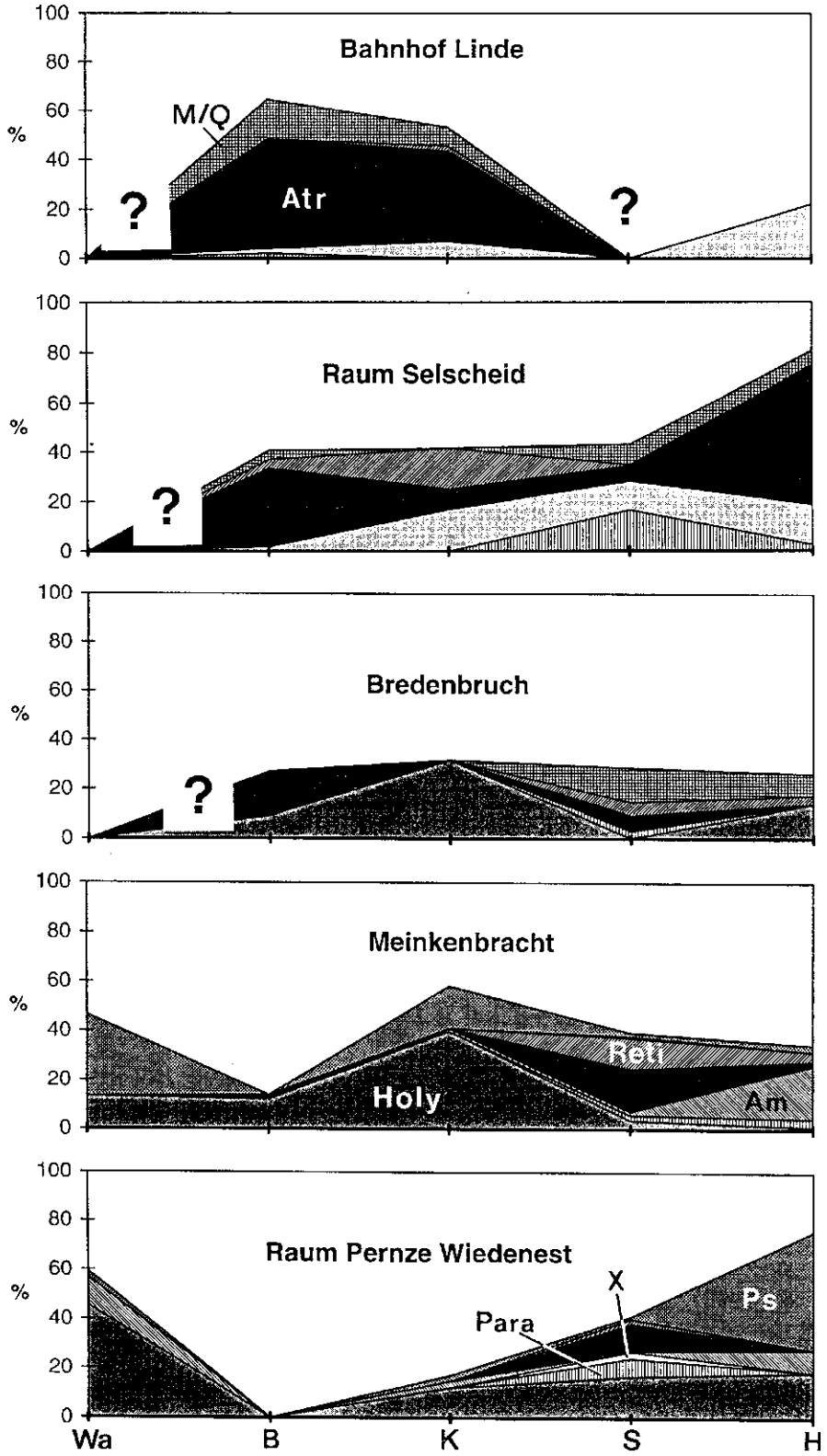
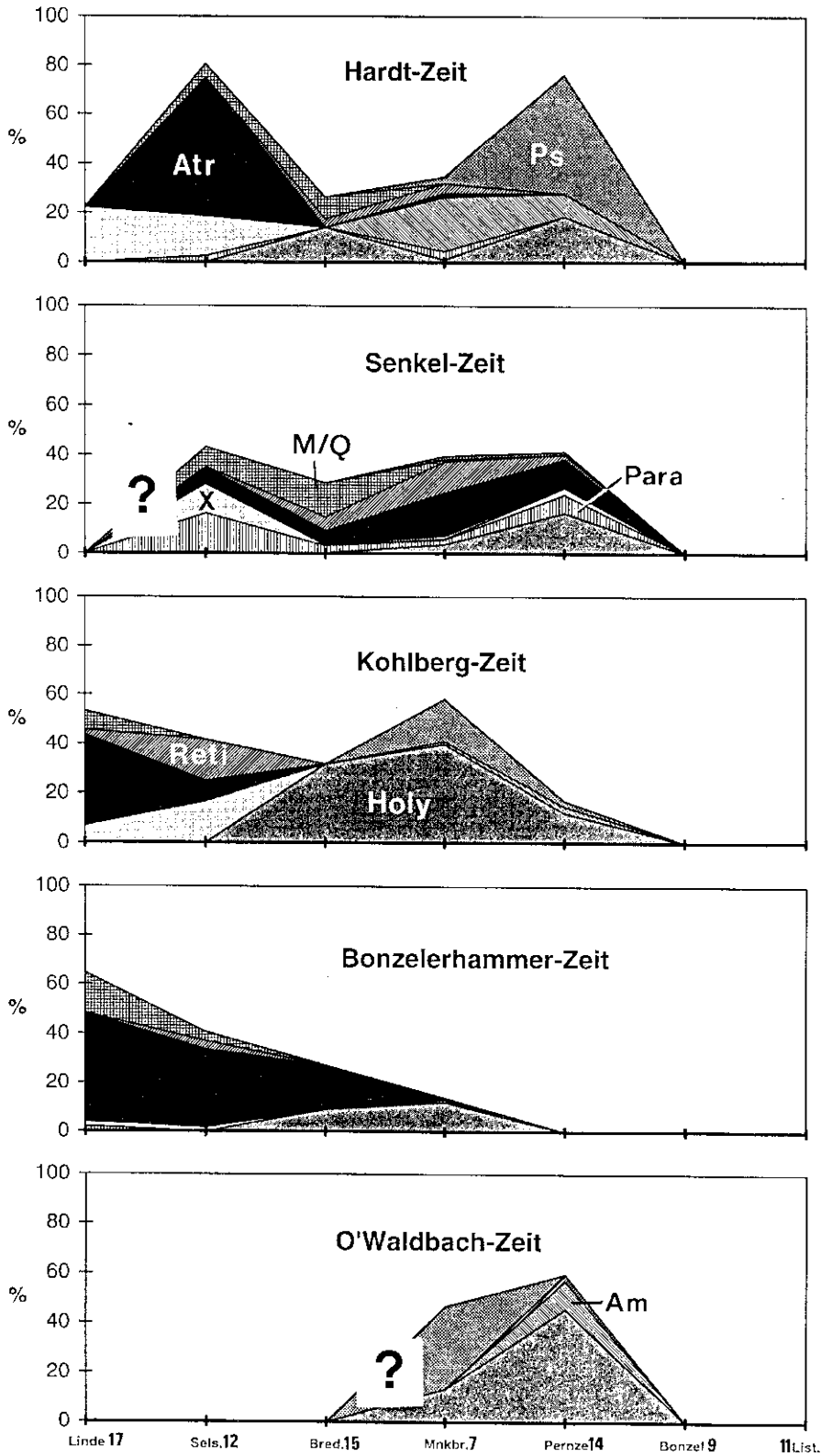


Abb. 29: Dargestellt sind die prozentualen Anteile der häufigsten Ökotypen in Raum und Zeit ('direct ordination'). Auf Abb. 29b (S. 72) ist das Verhalten ökologisch-funktioneller Gruppen für jede der fünf Zeitscheiben entlang einer idealisierten Geotraverse zu entnehmen. Abb. 29c (S. 73) betont hingegen die vertikalen Trends markanter Faunenelemente: Für jede Lokalität ist die zeitliche Faunenstruktur-Entwicklung verzeichnet. (Legende s. Abb. 29a; oben) Deutlich geht aus diesen Diagrammen hervor, daß zur Senkel-Zeit auf dem gesamten Schelf hochdiverse Communities entwickelt sind, ein wichtiger Hinweis auf biofazielles Teleskopung (Begründung s. Text).



b



C

Der binäre CZEKANOWSKI-Community-Koeffizient (CZEKANOWSKI 1913; vgl. SEPKOSKI 1974, CISNE & RABE 1978)

$$CC = 2S_{AB} / (PS_A + PS_B)$$

quantifiziert den Verwandtschaftsgrad (Ähnlichkeitsgrad) der Communities zueinander, wobei S_{AB} die Anzahl der gemeinsamen Arten S in den Proben A und B angibt und PS_A bzw. PS_B die Summe der prozentualen Häufigkeiten der gemeinsamen Arten in Probe A bzw. B. Mit steigendem CC-Wert wächst die Verschiedenheit zwischen zwei miteinander verglichenen Communities. Der CC berücksichtigt Struktur und Artenspektrum der fossilen Biozönose, ist relativ unanfällig gegenüber Meß- und Sammlungsfehlern und integriert insbesondere seltene Arten. Entlang eines Community-Gradienten (z. B. beckenwärts) verändert sich der CC exponentiell. Die Darstellung erfolgt deswegen auf einer logarithmischen Skala. Durch die Meßwerte kann – im Idealfall – eine Gerade, die sogenannte 'ordination curve' gelegt werden. Diese Methode wird 'axial ordination' genannt.

Weil die CCs verschiedener Horizontvergleiche ja nicht immer zwangsläufig mit der gleichen Anzahl gemeinsamer Arten berechnet wurden, müssen sie mit einem Standard korrigiert werden, bevor ein direkter Vergleich der CCs unterschiedlicher Horizonte möglich ist. Als (beliebiger) Korrekturfaktor wurde 16 gewählt. Somit gilt für den korrigierten Community-Koeffizienten

$$CC^k = CC \cdot 16 / 2S_{AB},$$

wobei CC^k jetzt minimal einen Wert von 0,16 annehmen kann und damit die höchste Ähnlichkeit ausdrückt.

In die folgenden Abbildungen und Berechnungen gehen grundsätzlich nur Benthonten ein.

Zunächst werden die prozentualen Anteile der häufigsten Ökotypen in Raum und Zeit untersucht und deren Entwicklungstrends interpretiert. Diese Methode ist als 'direct ordination' bekannt. Die Betrachtung der Abbildungen 29b und 29c macht sofort deutlich, daß zur Senkel-Zeit allorts unvermittelt eine hochdiverse Vergesellschaftung (viele verschiedene Ökotypen) entwickelt ist, die sich nur andeutungsweise während der vorangegangenen Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit in küstenwärtigen Regionen bemerkbar macht. Jetzt zur Senkel-Zeit sind weite Teile des Schelfs durch ähnliche Ökotypen besiedelt. Dabei könnte natürlich berechtigterweise eingewendet werden, daß ja NW' Linde, also von weiter küstenwärtigen Regionen keine Community-Daten mitgeteilt werden. Das von Linde (im Querprofil) küstenwärts ungefähr 9 km entfernt gelegene Profil Grüner Bach S' Iserlohn zeigt bereits eine völlig andere Fazies und auch andere Faunengemeinschaften (Carpinarien) sowohl zur Bonzelerhammer-, als auch zur Kohlberg-, Senkel- oder Hardt-Zeit. Von weiter SE' Grüner Bach befindlichen Lokalitäten melden z. B. KLÖCKNER (1988) oder ERDMANN (1982) Anzeichen eines Übergangs in die *Mucrospirifer/Quiringites*-Atrypiden-Vergesellschaftung. Es gibt im Bahnhof Linde-Profil ebenfalls wenige Anzeichen für einen solchen Übergang: wenige Exemplare von Carpinarien neben *Mucrospirifer/Quiringites?* und Atrypiden. Diese Vergesellschaftung scheint flachere Meeresgebiete zu charakterisieren (vgl. SCHMIDT 1962). Insofern ist hier ein Übergang zwischen zwei Communities ausgebildet. Der Übergangsbereich bleibt relativ ortskonstant zur Senkel-Zeit. Trotzdem dehnen sich die *Mucrospirifer/Quiringites?*-Atrypiden-beinhaltenen Faunenvergesellschaftungen beckenwärts aus. *Spinocyrtia (Carpinaria)* fehlt dort in der Regel, was wohl auf tieferes Milieu hindeutet. Dieses läßt sich aus lithofaziellen und anderen biofaziellen Kriterien bestätigen (vgl. GOLDRING & LANGENSTRASSEN 1979). Zwischen Lindlar und Selscheid und vielleicht noch etwas weiter SE' drängen sich während des *otomari*-Intervalls diejenigen Faunenvergesellschaftungen auf vergleichsweise engem Raum, die sich während der Senkel-Zeit auf einem mehr als 16 km breiten Streifen (s. o.) befinden (bzgl. Distanzen vgl. Abb. 30c). *Spinocyrtia (Carpinaria)*-Vergesellschaftungen verzahnen sich lateral und isochron offenbar mit *Mucrospirifer*-dominierten Communities. Beide Spezies-Gruppen treten zur Bonzelerhammer-Zeit sehr zahlreich im Rheinisch-Ardennischen Schiefergebirge auf (vgl. Kap. IV.1.2). Möglicherweise weist die hohe Ortskonstanz der Übergangszonen beider Communities darauf hin, daß erstens die Schwankung des Meeresspiegels nicht so erheblich gewesen ist wie der Anstieg der sauerstoffarmen Zone und daß zweitens der höhere Sedimenteintrag in küstenwärtigen Regionen die weitere NW-Verlagerung der *Mucrospirifer*-Communities vereitelt hat. Carpinarien waren da schon toleranter (vgl. GOLDRING & LANGENSTRASSEN 1979).

Auf der Grundlage der gemittelten Regionalstrichwerte der Schichtflächen-Einmessungen (letztere im Anhang) erfolgte die palinspastische Rekonstruktion des Arbeitsgebiets unter Verwendung der durchschnittlichen minimalen

Einengungswerte (30 %), die z. B. LANGHEINRICH (1967: 170) auf 25-35 % beziffert. Dabei sei angemerkt, daß diese Beträge stark schwanken und sehr viel höher sein können, und zwar z. B. in Abhängigkeit von der Lithologie (rheologisches Verhalten) und dem Faltenkomplex (vgl. PLESSMANN 1966, LANGHEINRICH 1967). Nicht zuletzt wird die Deformation im allgemeinen nach NW hin kontinuierlich abnehmen (s. z. B. FRANKE 1989).

Hochdiverse Communities hat es zur Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit in küstenwärtiger Richtung ab dem Selscheider Raum gegeben. Die Tiefe des Ablagerungsraumes ändert sich zwischen Kohlberg- und Senkel-Zeit nicht wesentlich, und trotzdem erreichen die Lebensgemeinschaften zur Senkel-Zeit in mindestens 16 km entfernt gelegenen Regionen (Pernze/Wiedenest, Bonzel) plötzlich vergleichsweise hohe Diversitäten. Sehr wahrscheinlich hängt dieses Phänomen mit dem Sauerstoffangebot zusammen. Wenn der Aufstieg der sauerstoffarmen Zone nur vom Meeresspiegel abhinge, wäre – bei einem angenommenen durchschnittlichen Abfall des Schelfs in beckenwärtiger Richtung um $0,5^\circ$ – ein Anstieg von mehr als 140 m [$\sin(0,5) \cdot 16\ 000$ m] notwendig. Der Meeresspiegel-Anstieg war aber geringer, und die sauerstoffarme Zone hat sich wahrscheinlich unabhängig vom Meeresspiegel weiter nach oben hin ausgedehnt. Die Folge war ein biofazielles Teleskopieren.

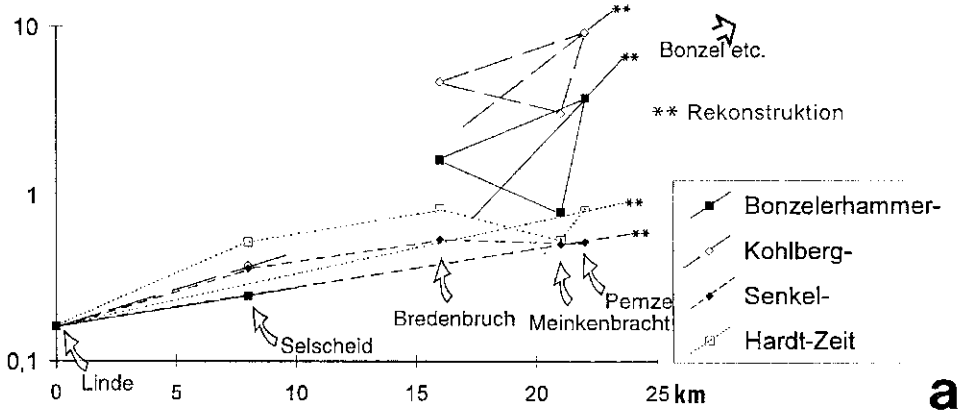
Außerdem fällt an der Verteilung der Ökotypen auf, daß in den sauerstoffdefizitären Lebensräumen während der Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit *Holynetes* und *Pseudocamarophoria* die dominanten Taxa sind (z. B. Meinkenbracht, vgl. Fossiliste im Anhang). Küstenwärts liegen die Sauerstoffwerte wieder höher. Dort verändern sich die Community-Strukturen innerhalb eines schmalen, küstenparallelen Streifens. *Holynetes* und *Pseudocamarophoria* gehören zu den gegenüber Sauerstoffarmut toleranteren Formen (s. Kap. IV.2.4, 2.5). Und eben dieser schmale Übergangsbereich ist verantwortlich für die inkonsistenten Steigungen der 'axial ordination curve' (Knicks in den Geraden um „Selscheid“ herum; s. u.).

Die bislang ermittelten Trends können durch statistische Methoden wie folgt untermauert werden:

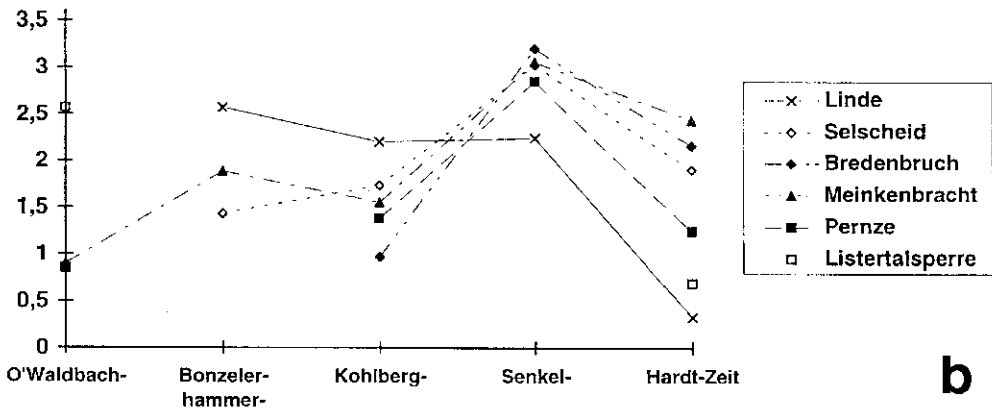
In Abbildung 30a bildet das Bahnhof Linde-Profil die Grundlage für den Vergleich. Wie zu erwarten nimmt die Ähnlichkeit der Communities in beckenwärtiger Richtung tendenziös ab. Jedoch bestehen erstaunliche Unterschiede zwischen den einzelnen Zeitscheiben. Während zur Senkel- und Hardt-Zeit hohe Ähnlichkeiten feststellbar sind, ergeben sich generell steilere Gradienten für die Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit. Die Verteilung der Geraden ab „Linde-Mnkbr.“ in beckenwärtiger Richtung illustriert eklatant den pelagischen Einfluß zur Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit. Der Vergleich „Linde-Bred.“ wird hier nicht berücksichtigt: Die überproportionale Verschiedenheit der Communities zwischen den Profilen Linde-Bredenbruch zur Bonzelerhammer-Zeit (Abb. 30a) ist auf die ungünstige Auswahl der Datenmatrix an dieser Lokalität (Bredenbruch) zur Bonzelerhammer-Zeit zurückzuführen. [In Abbildung 29b ist aus diesem Grunde bei Bredenbruch ausnahmsweise ein anderer Horizont der Bonzelerhammer-Zeit zu Grunde gelegt worden (vgl. Anhang).] Insgesamt fallen die Werte für Bredenbruch etwas aus dem Rahmen: Die Lebensgemeinschaften scheinen einem stärkeren pelagischen Einfluß zu unterliegen als das die Position auf dem Schelf (Geotransverse) erwarten läßt. Prinzipiell sind die Trends trotzdem erkennbar. In Abb. 30a wurden Mittelwerte aus den Punkten Bredenbruch, Meinkenbracht und Pernze (jeweils Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit) zur Ermittlung der Steigungen gebildet. Diese Steigungen weichen von den Steigungen „Linde-Selscheid“ deutlich ab (Knicks in den Steigungen).

Es fällt hier besonders auf, daß im Meinkenbracht-Profil keine derlei massiven CC^k -Diskrepanzen zwischen den Zeitscheiben ausgebildet sind. Das liegt im wesentlichen am hohen Anteil der Holynetinae in beinahe allen Zeitscheiben. Der CC berücksichtigt zwar Struktur und Artenspektrum einer Community, aber nicht die Diversität. Die CC^k s liegen eng zusammen, sobald eine Art sehr häufig vertreten ist. Wird mehr Wert auf die strukturelle Zusammensetzung einer Faunengesellschaft gelegt, also weniger mit abstrakten Zahlen (wie dem CC) gearbeitet, dann ist der Vergleich der SHANNON-WEAVER-Diversitätsindizes eine prädestinierte Methode. Die Daten in Abbildung 30b zeichnen die festgestellten Tendenzen exzellent nach, obwohl der Diversitätsindex in keine der übrigen vorgestellten Methoden direkt eingegangen ist und somit eine unabhängige Bestätigung darstellt. Konstante Diversitäten zeigen sich im Profil Linde. Niedrigdivers sind die Communities zur Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit in beinahe allen Profilen, und das selbst in Linde! Die Auswirkungen des 'Events' machen sich offensichtlich selbst dort bemerkbar. Vielleicht hängt das mit Umgestaltungen der Community-Strukturen zusammen, die wegen immigrierender Taxa (*Mucrospirifer*) oder/und aussterbender Arten unausweichlich wurden. Dem Diversitätseinbruch folgen hochdiverse Lebensgemeinschaften zur Senkel-Zeit, und das auf dem gesamten Schelf: Das ist die Zeit der Wiederbesiedlung (Recovering).

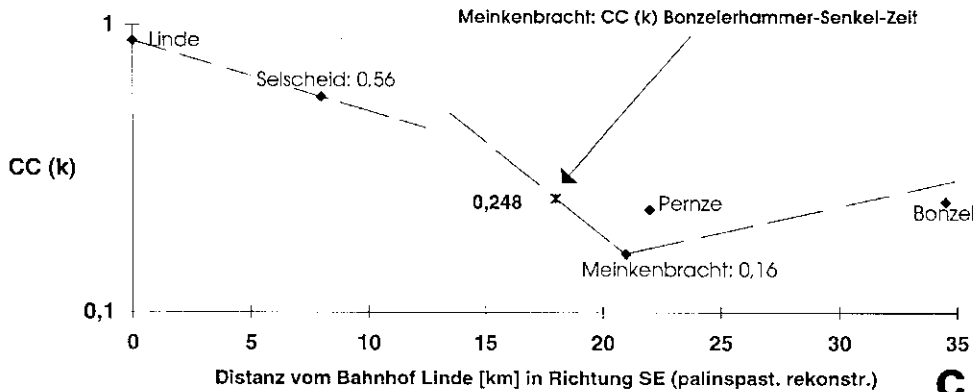
CCs (korr.: 16), Benthos



SHANNON-WEAVER-Diversitätsindex, Brachiopoden



CCs (k), Gesamtfauna; Bonzelerhammer-Zeit; Vergleich der Lokalitäten mit Meinkenbracht



← **Abb. 30:** 'Axial ordination' zur Bestätigung des biofaziellen Teleskopings. In Abb. 30a wird die Beweisführung auf der Grundlage der Berechnung von Ähnlichkeiten zwischen den Communities [CCs (korr.: 16)] geführt, und zwar berechnet für das Benthos auf Grundlage der Daten vom Bahnhof Linde. Die Distanzen zwischen den Lokalitäten entlang der idealisierten Geotraverse wurden palinspastisch rekonstruiert. In der logarithmischen Darstellung verändern sich die Werte von Lokalität zu Lokalität i. allg. mehr oder weniger linear. Aber: Zwischen Selscheid (Scls.) und beckenwärts gelegenen Lokalitäten (Bredenbruch etc.) sind für die Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit 'Knicks' in den Steigungen zu erkennen, die zur Senkel-Zeit fehlen! In Abb. 30b sind die zeitlichen Diversitätstrends der einzelnen Lokalitäten dargestellt. Abb. 30c (ebenfalls palinspastisch rekonstruiert!) legitimiert die oben mitgeteilten Ergebnisse und läßt abermals den bekannten 'Knick' in Erscheinung treten. Teleskopung hat stattgefunden, weil nicht zeitlich übereinander folgt, was isochron nebeneinander liegt (WALTHER'SCHE Regel): Die Senkel-Zeit ist durch eine über den gesamten Schelf verfolgbare hohe Benthos-Produktion charakterisiert.

Es wurde schon auf die Knicks in den 'ordination curves' aufmerksam gemacht. Die höheren Steigungswerte ab etwa Selscheid in Richtung Becken beim Vergleich mit Linde oder Meinkenbracht drücken eine stärkere Verschiedenheit der miteinander verglichenen Faunengemeinschaften aus. Selbst die Diversitätssprünge vergrößern sich beckenwärts von der Kohlberg- zur Senkel-Zeit (Abb. 30b).

Es wird angenommen, daß die rasante Veränderung der Communities u. a. sauerstoffgesteuert ist, daß jeder Ökotyp unterschiedlich tolerant gegenüber Sauerstoffdefiziten ist. Es ergibt sich eine Besiedlungssukzession in der Reihenfolge *Holynetes* (vermutlich sehr O₂-tolerant), *Ambocoeliiden*, *Pseudocamarophoria*, Atrypiden, *Parastrophonella*, *Mucrospirifer/Quiringites*?, Reticulariiden, *Xystostrophia* (vermutlich weniger O₂-tolerant). Über die theoretischen Grundlagen der dafür ursächlichen Adaptationen informiert Kapitel IV.2.5. Es muß betont werden, daß nicht der Sauerstoff allein die Ursache für solche Veränderungen ist. Die Verbreitung der *Ambocoeliiden* z. B. spiegelt eine zusätzlich zum Sauerstoffgehalt stärkere Substratabhängigkeit wider: Sie bevorzugen etwas siltigere oder sandigere Milieus.

Zum Schluß kann noch entsprechend der WALTHER'schen Regel (WALTHER 1890-93) überprüft werden, ob das, was im Profil zeitlich übereinander auch lateral nebeneinander liegt (Abb. 30c). Wenn Teleskopung der Communities stattgefunden hat, muß das keineswegs der Fall sein! Im Profil Meinkenbracht beträgt der CC^k zwischen Bonzelerhammer- und Senkel-Zeit 0,248. Eingetragen auf die laterale 'ordination curve' zur Bonzelerhammer-Zeit in küstenwärtiger Richtung, müßte danach unter Berücksichtigung der palinspastischen Rekonstruktion in ungefähr 3 km NW Meinkenbracht die Senkel-Community anzutreffen sein. Das ist keineswegs der Fall! Erst im etwa 21 km entfernten Linde liegt eine ähnliche Faunenvergesellschaftung vor.

Aus den höheren Diversitätsindizes zur Waldbach- und Senkel-Zeit gegenüber denen des *otomari*-Intervalls geht hervor, daß zur Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit eine besondere Biofazies entwickelt gewesen ist. Natürlich könnten die hohen Diversitäten zur Senkel-Zeit auch Folge eines Diversifizierungsereignisses nach dem *otomari*-Intervall gewesen sein (Recovering). Allerdings sind keine wesentlichen Innovationen bekannt. Das macht die erste Variante wahrscheinlicher.

Weiterhin ist in Linde (aber auch teilweise in Selscheid) bereits eine der Eifel nicht unverwandte Biofazies entwickelt. Deshalb ist die Lokalität Meinkenbracht vergleichsweise als Berechnungsgrundlage gewählt worden (Abb. 30c). Zudem ist die Lithofazies zur Bonzelerhammer-Zeit in Linde gegenüber dem Senkel-Mb. in Meinkenbracht verschieden. Das macht eine gleiche Besiedlung ebenso unwahrscheinlich.

Der Sauerstoff ist im betrachteten Fall sehr wahrscheinlich der limitierende Faktor, obgleich natürlich Meerestiefe, Topographie, Sedimenteintrag, Sedimentationsrate, Substratbeschaffenheit, Subsidenz u. v. a. m. berücksichtigt werden müssen. Taphonomische Effekte können die Aussagekraft der Beobachtungen in jedem Falle relativieren. Alles weist aber auf eine küstenwärtiges Teleskopung hin. Die Strukturen der Faunengemeinschaften ändern sich durch aussterbende oder neu hinzutretende Taxa leicht. Danach steigt die sauerstoffarme Zone bereits in der Oberen Waldbach-Zeit langsam, aber kontinuierlich an (vgl. auch Hengstebecktal). Mit dem *otomari*-Event progrediert diese Zone aber äußerst rasant auf den Schelf und verdrängt viele weniger O₂-tolerante Faunenelemente küstenwärts. Bis in die Kohlberg-Zeit hinein dringt die sauerstoffdefizitäre Zone noch weiter in Richtung Küste vor: Die Faunen weichen entsprechend ihrer Toleranz gegenüber Sauerstoffabreicherung weiter zurück. Dann stellen sich schnell wieder normale Sauerstoffverhältnisse ein und ermöglichen die Wiederbesiedlung der Schelfregionen. Zur Hardt-Zeit schafft es die sauerstoffarme Zone dann möglicherweise abermals, in Richtung Küste vorzudringen, bei

weitem aber nicht so extensiv (Sauerstoffarmut und Expansion betreffend) wie zuvor. Die reichhaltigen grobklastischen Schüttungen mit Beginn der Wiedeneck-Zeit drängen sie dann vorerst beckenwärts in tiefere Zonen zurück.

IV.1.2 *Mucrospirifer* und *Spinocyrtia* und das Pelagos: Fallbeispiele & Evolution

Under stress conditions, generally caused by episodic climatic change, fossil communities broke down during enforced mass migration which allowed the development of new communities from a mixture of immigrants, persistent species, and new species that developed as isolated subpopulations. (WATERHOUSE 1979: 249)

Das *Mucrospirifer*-Intermezzo in der Rhenohertzynischen Fazies

Sie treten in Massen auf, beherrschen die Lebensgemeinschaften nach Anzahl; und doch verschwinden sie ebenso schnell wie sie gekommen waren: *Mucrospiriferen* sind zumindest im Rhenohertzynikum nur von der Bonzelerhammer- bis zur Hardt-Zeit außerordentlich dominant. Einzelexemplare aus dem Crinoiden-Bryozoenschiefer des Drolshagener Raums (O'Waldbach-Zeit) hat MARTIN BASSE freundlicherweise zur Verfügung gestellt. Auch wenn Einzelexemplare (mitunter wohl andere Arten!) aus älteren Abfolgen mitgeteilt werden (DREWITZ 1985: 100; PIJLS 1987: 22, 35; ERDMANN 1982: 17; BEHRENS 1980: 33) und auch im höheren Givetium oder Frasnium hin und wieder vorhanden gewesen sind [SCUPIN 1900, O'Devon, *Mucrospirifer posterus* (HALL 1894); THIENHAUS 1940: 30, Wiedeneck-Zeit]: Faktum ist, daß *Mucrospirifer* hier massenhaft nur während der Bonzel-Zeit gelebt hat (vgl. SCHMIDT & TRUNKO 1965, THIENHAUS 1940, MÜLLER 1965, STRUVE 1982a). Der rätselhafte Erfolg dieser Gattung muß in irgendeiner Weise mit den veränderten Umweltbedingungen im Zusammenhang stehen, die in der pelagischen Fazies im Bio-Event kumulieren und zu Extinktionen führen. Mögliche Ursachen werden weiter unten diskutiert.

Zunächst ist aber die Phylogenie zu ergründen. SCHMIDT & TRUNKO (1965: 867) machen auf die starke Ähnlichkeit des rheinischen *Mucrospirifer diluvianus* (STEININGER 1853) mit dem amerikanischen Verwandten *M. mucronatus* (CONRAD 1841) aufmerksam (s. auch STRUVE 1982a: 439). Nach MAY (1995: 40) und MAY & AVLAR (1995: 51) erscheint die amerikanische *M. diluvianus*-Gruppe erstmals kurz vor dem „Kačák Event“. Es bedarf allerdings weiterer Klärung, ob ein im östlichen Nordamerika bereits fertig entwickelter *M. diluvianus* nach Europa emigriert ist oder ob ein Vorläufer von *M. mucronatus*, *M. diluvianus* oder *M. thedfordensis* (SHIMER & GRABAU 1902) in Europa eingewandert ist und erst hier zum *M. diluvianus* evoluierte. Genauso wäre denkbar, daß in extrem kleinen Populationen – deshalb so gut wie nicht nachgewiesen – schon sehr lange *Mucrospirifer*-Formen in Europa existierten und in genetischem Austausch mit ihren amerikanischen Brüdern und Schwestern gestanden haben. Fest steht: 1) Erst in der hohen Eifel-Stufe kann sich *Mucrospirifer* in der rheinischen Region etablieren; 2) Es bestehen sehr enge morphologische Beziehungen zwischen *M. diluvianus* und *M. mucronatus* oder *M. thedfordensis*. Nach eigener Auffassung (sensu SCHMIDT & TRUNKO 1965) bestehen aus phylogenetischen Erwägungen keine Unterschiede auf dem Spezies-Niveau, sondern allenfalls auf dem Subspezies-Rang; somit *Mucrospirifer m. mucronatus* und *M. mucronatus diluvianus* bzw. *M. t. thedfordensis* und *M. thedfordensis diluvianus*, je nachdem welche Art die Stammform bildet.

Zweifelloos verlief die Entwicklung der *mucronatus*-, *thedfordensis*- usf. Vorläufer-Formen in Nordost-Amerika. Die Phylogenese der *Mucrospiriferinae* ist nirgendwoanders so exzellent belegt, keineswegs jedenfalls im Rheinisch-Ardennischen Schiefergebirge. BOUCOT (1975: 369-371) weist besonders auf die Beziehungen zwischen den Gattungen *Cumberlandina* (Siegen-Stufe) – *Mucrospirifer* (ab höherer Ems-Stufe, *ibid.*: 161 ff.) und *Durycella* (Ems-Eifel-Stufe, vgl. BOUCOT 1959) – *Mediospirifer* – *Mucrospirifer* hin. HALL (1894: 36) unterscheidet zwischen submucronaten [ab Siegen-Stufe; dazu beispielsweise *Cumberlandina cumberlandiae* (HALL 1857), *Durycella macra* (pars HALL 1857) BOUCOT 1959, „*Spirifer*“ *submucronatus* HALL] und mucronaten Morphotypen [ab Hamilton-Group, s. u.; dazu beispielsweise *Mucrospirifer mucronatus* (CONRAD 1841)]. Auch OLIVER (1954) und FELDMAN (1980) melden *Mucrospirifer* aus tieferen Abschnitten der Eifel-Stufe. Zum Teil tritt diese Gattung auch schon weit vor dem *otomari*-Event sehr zahlreich auf (KOCH 1981: Onondaga-Limestone, Moorehouse-Member, i. e. *costatus*-Zone z. B. sensu OLIVER 1993).

Der echte mucronate (= <lat.> mit einer abgesetzten Spitze versehen) Typ allerdings „does not appear earlier than the Hamilton fauna, where it is represented by *Spirifer mucronatus*, *S. segmentus*, Hall, *S. bimacialis*, Hall, *S. subattenuatus*, Hall, *S. varicosus*, Conrad.“ (HALL 1894: 17). Die 'Hamilton-Fauna' (*Mucrospirifer mucronatus*-

Assemblage) setzt nach DUTRO (1986) im Solsville-Member ein (untere *ensensis* ?-Zone, vgl. z. B. OLIVER 1993). Bereits um den *otomari*-Event herum scheinen sich außerhalb des östlichen Nordamerika weltweit (vgl. STRUVE 1982b: 439, 1982a: 416) *Mucrospirifer*-Formen, und zwar die vom 'Hamilton-Aspekt' (STRUVE 1982a: 438), in großen Mengen weltweit auszubreiten (z. B.: YANG et al. 1981, China, *Mucrospirifer mucronatus*; ЮРПНА 1965; Kasachstan, *Mucrospirifer* cf. *M. mesacostalis* HALL; ГУРЬБЕВ et al. 1984: Sette-Danban-Gebirgskette, NE-Asien, *Mucrospirifer* cf. *M. posterus*; BIERNAT 1966: *Mucrospirifer (Spinospirifer) diluvianoides* BIERNAT 1966, Skaty-Schichten, Heilig-Kreuz-Gebirge, Polen). STRUVE (1982a) bezeichnet die Fauna mit „Hamilton-Aspekt“ mit *M. diluvianus*, *M. diluvianoides* und *M. thedfordensis* (ibid.: 438) auch als 'Giesdorf-Ludlowville-Typ-Megafauna' (ibid.: 439), was den Zeitraum *ensensis*- (vgl. WEDDIGE 1988a) bis untere *varcus*-Zone (vgl. z. B. OLIVER 1993) umfaßt und somit mit den Beobachtungen der vorliegenden Arbeit im Einklang steht.

Im Gegensatz zum kurzen *Mucrospirifer*-Intermezzo in der Rhenoherynischen Fazies, spielt diese Gattung in Asien (KRYLOVA 1967, ЮРПНА 1965, ГУРЬБЕВ et al. 1984) und Nordamerika (HALL 1894, CRICKMAY 1950, RICKARD 1964, TILLMAN 1964, GAINES 1995, WIEDMAN 1982) zum Teil bis in die Frasn-Stufe hinein eine große Rolle. Die Formenvielfalt deutet dabei auf entsprechende Fortentwicklungen hin. Im Rhenoherynikum nutzen offenbar andere Ökotypen (Spiriferiden) die freigewordene Nische von *Mucrospirifer*. Die Spiriferiden bauen ihre Vormachtstellung weiter aus und diversifizieren sich [z. B. *Quiringites* ? sp.: SCHMIDT & TRUNKO 1965; *Spinocyrtia (Carpinaria)* div. sp.: s. DIETZ et al. 1935: 12, DIETZ & FUCHS 1935: 13 („*Spirifer mediotextus*“; vgl. Diskussion bei STRUVE 1982c), SCHMIDT 1962: Abb. I, SPIESTERSBACH 1942, SCHMIDT & TRUNKO 1965, MAY 1986, STRUVE 1982c, 1992; *Undispirifer* div. sp.: s. SCHMIDT & TRUNKO 1965, MÜLLER 1990a, MAY 1986, 1993, STRUVE 1981, 1982b; diverse Atrypiden: s. HAFFER 1962, SCHMIDT & TRUNKO 1965, MÜLLER 1965, 1990a, MAY 1986, 1993, BIERNAT 1964, COPPER 1967, COPPER & RACHEBOEUF 1985, GODEFROID 1995, STRUVE 1956, 1966, 1992; *Adolfia*: s. VANDERCAMMEN 1965]. Die Wiederbesetzung einer Nische durch ökologisch Äquivalente, durch homöomorphe Arten mit identen trophischen Adaptationen im gleichen Habitat beschreibt z. B. auch MCGHEE (1981) für die Frasn-Stufe (*Mucrospirifer* durch *Tylothyris* ersetzt, aber nicht durch „competition“, sondern „replacement by its ecological equivalent“).

***Spinocyrtia ostiolata* und das Parallelisierungs-Dilemma: Der Event-Horizont im Rechts- und Linksrheinischen**

Das Giesdorfium (*ensensis*-Zone, vgl. WEDDIGE 1988b: 132, 1988a) der Eifel zeichnet sich durch die beiden charakteristischen Spinocyrtiiden *Spinocyrtia (Sp.) ostiolata* (VON SCHLOTHEIM 1820) im Hermes-Set und *Sp. (Sp.) apollinis* im Apollo-Set (STRUVE 1988: 136) aus. THIENHAUS (1940) erkennt im massenhaften (s. SCUPIN 1900: 30 ff., MÜLLER 1965: 768, 1990) Auftreten von *Sp. (Sp.) ostiolata* einen wichtigen Leithorizont der unteren Crinoiden-Bryozoen-Schiefer und sandigen Brachiopoden-Schiefer (direkt darüber: Tentaculitenschiefer!; vgl. auch LOTZE 1928), einen Horizont, den er mit dem Giesdorf-Mb. der Eifel parallelisiert (s. auch MÜLLER 1965: 769). Mit dem Eifeler Freilingium begänne dann die Odershäuser Fazies (-Zeit). WEDDIGE (1988a: 107) hält es für sehr wahrscheinlich, daß der *otomari*-Event an der Basis des Giesdorfiums liegt, i. e. an der Basis der *ensensis*-Zone (= *otomari*-Event sensu WALLISER 1985). Zusammengefaßt ergibt sich folgende Diskrepanz: Der rechtsrheinische *ostiolata*-Horizont soll zeitlich zum O'Waldbach-Fm_{aqv} gehören, der linksrheinische aber bereits zum Odershausen-Fm_{aqv}. Der beobachtete *ostiolata*-Horizont könnte also tatsächlich ein diachroner sein: Vielleicht ist *Spinocyrtia (Sp.) ostiolata* im Rechtsrheinischen schon früher als zur Giesdorf-Zeit vertreten gewesen und mit dem *otomari*-Event in die Eifeler Fazies immigriert. Erst ein genauere taxonomischer Vergleich der *Spinocyrtia (Sp.) ostiolata*-Morphotypen aus der links- und rechtsrheinischen Fazies kann dieses Dilemma endgültig klären.

Die zweite Variante: Gesetzt den Fall (WEDDIGE 1988a: 107-108) die Diskontinuität am Top des Giesdorfiums (= 'Kulmination des Great gap', STRUVE 1982a, WEDDIGE & STRUVE 1988) entspräche dem *otomari*-Event, dann wären fast alle Probleme gelöst: Der Leitwert des *ostiolata*-Horizonts müßte nicht angezweifelt werden, die Basis der „Freilinger Schichten“ SCHMIDT & TRUNKOS (1965) (= Basis des Eilenberg-Mb.s der Eifel sensu STRUVE 1992: 517) würde zeitlich den *otomari*-Event repräsentieren und zudem stimmten die lithologischen Trends des Eifeler Gebiets mit denen des rechtsrheinischen überein. Allerdings sind damit nur 'fast alle Probleme' beseitigt: Der Nachweis des gemeinsamen Auftretens von *Tort. k. kockelianus*, *Icr. ark. arkonensis* und *Po. ensensis* in der Hillesheimer Mulde der Eifel (WEDDIGE 1988a: 107) gibt einige Rätsel auf. Die Vergesellschaftung von *Icr. ark. arkonensis* und *Po.*

ensensis markiert besonders den unteren Abschnitt der Odershausen-Fm. WEDDIGE (1988a: 107) empfiehlt eine genauere Überprüfung der Polygnathiden (s. Diskussion in Kap. IV.3). Es ist in Betracht zu ziehen, daß in der letzten Kalkbank unterhalb des *otomari*-Event-Horizontes sowohl in Marokko (WALLISER 1991c: 28) als auch im Blauen Bruch *Tort. k. kockelianus* mit ersten Vertretern der *Po. ensensis*-Gruppe vergesellschaftet ist. [In Kalken des Unnenberg-Sandstein_{aqu.s} oder des Waldbach-Fm_{aqu.s} aus dem Gebiet um Selscheid (Horizont 318-12-V bzw. 318-4712-V, -V-I) ist *Icriodus* n. sp. aff. *Icr. corniger retrodepressus* enthalten, der wegen seiner ungewöhnlich breiten Spindel und der leistenförmigen Lateralknoten an *Icr. arkonensis* erinnert (vgl. Kap. II.2.14), vielleicht sogar mit diesem verwandt ist und eine Vorläuferform bildet. Die stratigraphischen Verhältnisse bedürfen hier sicherlich einer Neubearbeitung.] Der *otomari*-Event fällt deshalb höchstwahrscheinlich mit dem Top des Giesdorfiums der Eifel zusammen.

Nun zurück zu *Spinocyrtia*: Während STRUVE (1988: 136) bei *Sp. (Sp.) ostiolata* von einer weltweit bekannten deutschen Form spricht (vgl. auch STRUVE 1992: 567), halten MAY (1995: 40) und MAY & AVILAR (1995: 51) sie für eine nordamerikanische Spezies-Gruppe. [Was die Frage angeht, ob nun fertig entwickelte *Sp. (Sp.) ostiolata*-Individuen ein- oder ausgewandert sind oder andere Möglichkeiten in Betracht kommen, dazu sei auf die bereits weiter oben gegebene Diskussion bezüglich der *Mucrospirifer*-Herkunft verwiesen.] Die Entwicklung spinocyrtiider Spiriferiden z. B. des Unterdevons im Rhenohertzynikum ist gut bekannt (PRIESTERSBACH 1935, SIMON 1953). Ob die Entwicklung des *ostiolata*-Typs tatsächlich ausschließlich in Nordamerika vonstatten gegangen ist, bedarf weiterer Analysen. Sicher ist, daß enge Verwandtschaften zwischen *Sp. (Sp.) ostiolata* und *Sp. oweni* (HALL) aus der O'Helderberg-Fm. bestehen (SCUPIN 1900: 30 ff.). HALL (1894: 30 ff.) führt eine Reihe 'ostiolater' Spiriferen aus älteren Abfolgen Nordamerikas auf und verweist auch dort auf Verwandtschaftsverhältnisse mit europäischen Formen (ROEMER 1844). Offenbar bestand ein reger Faunenaustausch.

Von *Spinocyrtia (Sp.)* geht eine beachtliche Evolutionsreihe aus: Im Rheinisch-Ardennischen Schiefergebirge ist *Sp. (Carpinaria)* ab dem „hohen Unter-Givetium“ (STRUVE 1982c: 213) eine äußerst relevante Speziesgruppe (MAY 1986: 49 ff., SCHMIDT 1962: Abb. 1, STRUVE 1992: 566 ff.). Zu den Carpinarien gehören Arten wie *Spinocyrtia (Carpinaria) ascendens ascendens*, *Sp. (C.) andreasmayi andreasmayi*, *Sp. (C.) andreasmayi phylax* STRUVE 1992, *Sp. (C.) beckmanni* STRUVE 1992, *Sp. (C.) retichon* STRUVE 1992, *Sp. (C.) lucttei* STRUVE 1992 u. a. m.

Auch im außereuropäischen frühen Givetium spielen diverse *Spinocyrtia*-Arten eine mehr oder weniger große Rolle (z. B. ЮРИНА 1965, Kasachstan; AGER & RIGGS 1964, Iowa, USA; MENDBAYAR 1976, Mongolei; WANG et al. 1987, China: Tab.18).

Die Erfolgskonzepte von *Mucrospirifer* und *Spinocyrtia*

Mit dem allmählichen Verschwinden besonders der *Arduspirifer*-Gruppe aber auch anderen Spiriferiden eng verbunden ist der praktisch gleichzeitige Erfolg von *Mucrospirifer* und Spinocyrtiiden. Es kann sich durchaus um völlig voneinander unabhängige Prozesse handeln; dennoch drängt sich die Vermutung auf, daß sich die Spinocyrtiiden und *Mucrospirifer* im Rhenohertzynikum nur auf Kosten von in dieser Region verschwindender oder bezüglich Individuenzahl dezimierter Taxa etablieren konnten. Im Gegensatz zu *Mucrospirifer* steht der *Spinocyrtia (Carpinaria)*-Gruppe allerdings eine lange Evolutionsphase bevor, die zeitlich weit über das *otomari*-Intervall hinausreicht. Vielleicht fehlen im Rhenohertzynikum Community-Strukturen, die *Mucrospirifer* zum Überleben braucht. *Mucrospirifer* ist lediglich Nutznießer globaler Umweltveränderungen, ohne „Durchsetzungsvermögen“. Die große Evolutionsdynamik vor allem in Nordamerika könnte ebenso nur aufgrund spezieller Umweltbedingungen möglich sein, die erfolgreichere Spiriferiden-Taxa dort ausschließen. Die ökologische Potenz der Spinocyrtiiden ist offensichtlich höher.

Morphotypen bei *Mucrospirifer diluvianus*: Evolution oder Ökotypie?

Obwohl nicht häufig diskutiert, haben die verschiedenen Morphotypen von *Mucrospirifer* zu sehr gegensätzlichen Überlegungen geführt, welche Ursachen für die hohe Variationsbreite infrage kommen. TILLMAN (1964) zücht zahlreiche Arten und Unterarten wieder ein, die in der Variationsbreite der beiden wichtigsten Formen standen: *Mucrospirifer mucronatus* und *M. thedfordensis*. FAULKNER (1983) faßt die hohe ontogenetische Variabilität unter den *Mucrospirifer*-Individuen einer Art als Indiz für hohe Flexibilität des Genoms auf. Grundsätzlich gibt es vier Parameter der äußeren Gestalt: elongat (gestreckt), mucronat (mit abgesetzten Spitzen versehen), alat

(flügel förmig), kompakt (rundlich) und deren Gegenteil. PETERS (1966) vermutet evolutive Trends. WELCH (1990) führt die intra- und interpopulativen Variationen auf verschiedene Umweltbedingungen zurück. Die Entwicklung von *Mucrospirifer* sei von Stasis geprägt, mikroevolutive Trends seien nicht erkennbar. Beobachtungen am eigenen Material untermauern diese Auffassung: Die frühen *Mucrospirifer*-Formen von Selscheid sind elongat-mucronat, zeitgleiche Morphotypen von Linde aber kompakt-alat. Späte Morphotypen von Selscheid ähneln den Exemplaren von Linde. Die späten Individuen von Breitenbruch bleiben auffälligerweise oft kleiner und sind vom kompakten Typ. Die Variation geht offensichtlich auf unterschiedliche Umweltfaktoren zurück. Allerdings steht der Beweis noch aus, daß die morphologische Variation innerhalb eines begrenzten Spektrums tatsächlich immer in Abhängigkeit von Umweltfaktoren hin- und herpendelt und somit auch bei *M. diluvianus* Stasis vorliegt.

Welche Funktion erfüllen nun die unterschiedlichen morphologischen Ausbildungen und Skulpturmerkmale? SCHUMANN (1967) leitet die Lebendstellung von *Mucrospirifer* aus kommensaler Epökie ab. Das Frischwasser sei seitlich ein-, das Brauchwasser aus der Mitte ausgeströmt (auch VOGEL 1975; aber AGER 1961). Aus den Anwachslamellen erschließt COWEN (1968) einerseits den jeweiligen Umriß früherer Lebensstadien und vergleicht die Morphologie mit den von ihm entdeckten Stegial-Platten, die dem Schutz des Delthyriums dienen, zu jedem Lebensstadium: Die sekundäre Stabilisierung durch Alae-Entwicklung bei Adulten geht mit der fortwährenden Reduktion des Stiels (letzterer: primäre Stabilisation) einher. Die Alae (Flügel) entstehen durch verstärkte Akkretion im Kardinalwinkel-Bereich: Die Auflagefläche wird erhöht. Das Muster der mikrocostulaten Mikroskulptur bei Spiriferiden gibt ferner Auskunft über die Hydrodynamik, den Trübeograd im Wasser und die Umlagerungsrate (CARLS et al. 1993). Ursprünglich befanden sich an dieser Stelle nämlich die Setae, welche möglicherweise die Funktion eines Vorfilters übernahmen (z. B. GOURVENNEC 1989). Allerdings sieht das THAYER (1981) anders: Durch die *Punctae* sollte Respiration bei geschlossener Schale möglich sein.

Die Morphologie und Skulptur lassen mithin Rückschlüsse auf die Substratbeschaffenheit und das Energieniveau zu, aber auch auf Umweltfaktoren wie Sauerstoff und Nahrung (s. a. Kap. IV.2.5). Die juvenile Gehäuseform ist in der Regel mucronat. Progenetische Entwicklung (Heterochronie) kann ein juveniles Lebensstadium vortäuschen: Tatsächlich ist dann bereits das Maturitätsstadium trotz eines äußerlich juvenilen Erscheinungsbildes erreicht. Dafür kann z. B. Sauerstoffmangel oder Nährstoffmangel verantwortlich sein. Auch geringe Größe oder gedrungene Gestalt trotz eines adulten Lebensstadiums kann als Zwergwuchs gedeutet werden, der als Reaktion auf nicht-optimale Lebensbedingungen entwickelt sein mag. Eine genauere Bearbeitung der morphologischen Variation von *M. diluvianus* ist vonnöten. Es wird erwartet, daß die Dichte der Anwachslamellen und deren Anzahl im Vergleich von größeren und kleineren Individuen den Verdacht auf progenetische Entwicklungen erhärtet.

Ob es sich bei den verschiedenen Morphotypen nicht doch um Zugehörige zweier oder mehrerer Arten handelt, kann natürlich nicht bewiesen werden. Die Vermutung, es handle sich nur um intra- oder interpopulativen Fluktuationen innerhalb einer Art, bleibt im Fossilien immer axiomatisch, genauso unwiderlegbar wie beweisbar: Gesteuert durch Umweltfaktoren könnte genauso mal die eine, mal die andere Art bevorteilt sein und sich zahlreicher entfalten (vgl. auch Kap. I.4 zur Artdefinition).

IV.1.3 Der *otomari*-Event auf dem Schelf?

Gegen Ende der Oberen Waldbach-Zeit grenzen global sich verändernde Umweltparameter die Habitate vieler Lebewesen fortschreitend ein: Die Ursachen dieser Krise liegen eventuell im steigenden Meeresspiegel, in der expandierenden sauerstoffarmen Zone und im Temperaturanstieg.

Der Temperaturanstieg mag ein Hauptgrund für die Termination der Malvinokaffrischen Faunenprovinz und der Kaltwasser-Faunenelemente z. B. der ostamerikanischen Faunenprovinz sein. Das Aussterben der Ardispiriferiden und anderer Taxa kann direkt mit den ökologischen Wandlungen einhergehen oder mittelbare Folge umstrukturierter Communities sein. Diese Taxa sind nicht imstande, in küstennähere Habitate umzusiedeln und sich unter den neuen Lebensbedingungen zu behaupten. Es scheint offensichtlich, daß die Veränderungen im zeitlichen Vorfeld des Events [erhöhter pelagischer Einfluß auch z. B. in der Eifel durch WEDDIGE (1988a) nachgewiesen, s. o. bei Conodonten: *Polygnathus*-Formen nehmen gegenüber *Icriodus* zu] zumindest zu einer deutlichen Dezimierung des Individuenbestandes einiger Arten geführt haben, wahrscheinlich aber sogar zum Aussterben. Wann diese Taxa nun endgültig ausgestorben sind, ob zeitlich vor, mit oder kurz nach den sich rapide verändernden ökologischen Verhältnissen, die im Becken als *otomari*-Ereignis (Bio-Event!) deklariert werden, das ist derzeit kaum zu belegen. Fehlerhafte Korrelationen und Fehlbestimmungen täuschen ein längeres Überleben vielleicht nur vor. Dennoch:

Einige Formen, die dem Aussterben preisgegeben sind, mögen in winzigen Populationen überlebt haben. Taxa, die sich bald darauf etablieren sollen, treten bereits vor dem Event auf.

Bei vielen pelagischen Tiergruppen entstehen vor dem *otomari*-Event neue Entwicklungslinien, die mit bald aussterbenden Arten vergesellschaftet sind: bei den Conodonten *Polygnathus ensensis*-Gruppe mit *Tortodus k. kockelianus* [vgl. WEDDIGE 1988a; frdl. mdl. WALLISER 1996: im Blauen Bruch; in Marokko (WALLISER 1991c)], bei den Dacryoconariden *N. (N.) otomari*-Gruppe (s. SCHÖNE 1996a) mit *N. (Cep.) pumilio* und *N. (Cep. ?) chlupaciana* (Bonzel, Hengstebecktal; vgl. z. B. auch LÜTKE 1985, BUDIL 1995). Die Ausbreitungsfähigkeit von *Polygnathus ensensis* kann zufällig mit dem Aussterben von *Tortodus k. kockelianus* zusammengefallen sein. Eine zweite Variante wäre, daß ein direkter, kausaler Zusammenhang zwischen Aussterben der einen und Ausbreitung der anderen Form besteht. Schließlich könnte die Ausbreitung der *ensensis*-Formen auch indirekt mit dem Verschwinden von *Tortodus k. kockelianus* im Zusammenhang stehen, nämlich auf veränderte Community-Strukturen zurückzuführen sein, die sich mit dem Verschwinden von *Tortodus k. kockelianus* ergeben. Auch Verschwinden von *Tort. k. kockelianus* auf der anderen Seite kann mittelbare oder unmittelbare Folge veränderter ökologischer Bedingungen sein. Das Überlappen von bald verschwindenden und bald dominierenden Taxa trifft offensichtlich auch für *Mucrospirifer* und *Arduspirifer* zu, wobei *Mucrospirifer* wohl eingewandert und nicht völlig neu entstanden ist. Die Expansion der sauerstoffarmen Zone auf Schelfareale führt zum biofaziellen Teleskopieren der Schelf-Communities, hier nachgewiesen für das Rhenohertzynikum (Kap. IV.1.1). Vielleicht sind dadurch auch einzelne Taxa ausgestorben, vielleicht erst im Laufe des *otomari*-Intervalls.

Der *otomari*-Event ist lediglich durch einen Faunenschnitt bei pelagisch lebenden Organismen angezeigt (und einigen Trilobiten in tieferen Wasserzonen) und durch einen prompten lithofaziellen Wechsel. Beim Benthos ist kein abrupter Faunenschnitt nachweisbar: Auf dem Rhenohertzynischen Schelf gibt es somit keinen Bio-Event!

Dem Event geht eine Krise zeitlich voraus, der die Kaltwasser-Fauna zum Opfer fällt. Die Benthosbewohner (im Rhenohertzynikum) hatten die Möglichkeit in küstenwärtige Bereiche zu migrieren oder in Refugien zu überleben und der aufsteigenden sauerstoffdefizitären Zone (Kap. IV.2.3) zu entkommen. Einige Taxa des Pelagos' waren den sich verändernden Umweltbedingungen demhingegen schutzlos ausgesetzt (vgl. Kap. IV.2.5). Der *otomari*-Event zeichnet sich durch ein hohes Maß an Selektivität aus.

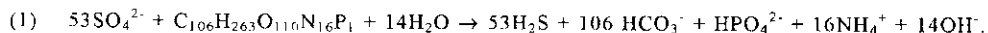
IV.1.4 Das Rätsel der verminderten biogenen Karbonatproduktion

Für eine verminderte Karbonatproduktion müssen verschiedene Ursachen in Betracht gezogen werden. In tieferen Meeresräumen ist die Ausbildung einer robusten Schale mit starker Skulptur z. B. nicht zwingend notwendig. Die damit verbundene Gewichtserhöhung kann bei Weichsubstraten außerdem von Nachteil sein. Bei i. allg. geringerer Nährstoffversorgung in größeren Tiefen ist die Ausbildung voluminöser Körper mit dicker Schale wahrscheinlich auch nicht ohne Weiteres möglich.

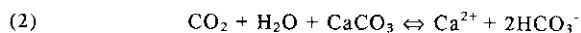
Hier werden chemische Zusammenhänge als wichtigste Ursache für eine herabgesetzte Karbonatproduktion während des *otomari*-Intervalls angenommen. Es ist nämlich nicht nur das Benthos durch vorwiegend dünne, leichte Schalen und geringe Ornamentik gekennzeichnet, sondern auch unter den bodenbezogen lebenden Trilobiten herrschen flache Formen vor. Das kann natürlich auch Hinweis auf endobenthische Lebensweise sein. Aber auch in der freien Wassersäule sind Veränderungen der biologischen Kalkausscheidung feststellbar: Unter den Tentaculiten dominieren Styliolinen über stärker skulptierte Dacryoconariden. Bei den Goniatiten fallen winzige Formen auf. Das zum Teil massenhafte Auftreten von Dacryoconariden spricht gegen die Vermutung, es habe Engpässe in der Nahrungsversorgung gegeben.

In den pelitischen Sedimenten, die zur Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit akkumuliert werden, fällt der geringe Karbonatanteil auf. Die biogene Karbonatproduktion ist abhängig von zwei Faktoren: Verfügbarkeit (anorganischer Parameter) und Verwertbarkeit (biotischer Parameter) der Ausgangsstoffe für Karbonatbildung. Da Calcium in der Regel ausreichend zur Verfügung gestanden hat, ist das Hydrogenkarbonat der wesentliche limitierende Faktor.

Es ist eine bemerkenswerte Tatsache, daß nahezu anoxische Becken und extensive biologische Kalkausscheidung auf dem Schelf oder auf Karbonatplattformen in Kombination miteinander auftreten (KEMPE & KAŻMIERCZAK 1994). Der Abbau organischer Substanz erfolgt ab nahezu anoxischen Bedingungen mittels der sulphatreduzierenden Bakterien. Aus thermodynamischen Gründen wird auf SO_4 als Reduktionsmittel zurückgegriffen. Dieser Vorgang ist folgendermaßen zusammenzufassen (vgl. KEMPE 1990):



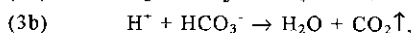
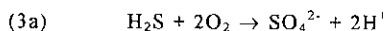
Das Verhältnis von Schwefelwasserstoff zu Hydrogenkarbonat beträgt 1:2. Hydrogenkarbonat gehört zu den schwachen Säuren. Schwache Säuren haben eine konjugierte starke Base; das hängt zusammen mit den unterschiedlichen Ionenaktivitäten. Bei der Sulphatreduktion entsteht also im Verhältnis zum sauer reagierenden Schwefelwasserstoff doppelt so viel Hydrogenkarbonat: Änderungen im Karbonatsystem (Summenformel):



bedeuten Änderungen der Karbonat-Alkalinität (i. e. die Summe der Ladungen aller Anionen von den schwachen Säuren $[\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}]$; allg.: Alkalinität = Summe aller schwachen Säuren) und der molaren Summe aller gelösten Kohlenwasserstoff-beinhaltenden Moleküle (, also $[\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}] + [\text{CO}_2] + [\text{H}_2\text{CO}_3]$). Kurz: Bei der Sulphatreduktion steigt der pH-Wert, das Meerwasser wird basischer. Im Porenwasser wird die Acidität allerdings nur erniedrigt, wenn ausreichend Eisen vorhanden ist, um das Sulfid abzufuffern (WIGNALL 1994: 40) und somit die Gleichgewichtsreaktion „ $18\text{CH}_2\text{O} + 9\text{SO}_4^{2-} + 6\text{FeOOH} \rightarrow 18\text{HCO}_3^- + 3\text{FeS} + 3\text{FeS}_2 + 12\text{H}_2\text{O}$ “ (CANFIELD & RAISWELL 1991) auf die rechte Seite der Reaktion zu verschieben! Im Falle von ausreichendem Eisen steigt also auch dort die Alkalinität. (Bioturbation hätte dieses Gleichgewicht wieder zugunsten erhöhter Acidität verändert.) Das erklärt die exzellente Erhaltung z. B. der allopapischen Kalke im Blauen Bruch: Die Ablagerung fand oberhalb der CCD statt. Chemische Lösung konnte mangels freien Sauerstoffs und infolge ausreichender Fe-Versorgung (und fehlender Bioturbation) nicht erfolgen, weder auf noch im Sediment. Auch unter der Annahme, daß nicht obligate sauerstoffdefizitäre Bedingungen geherrscht haben, ist die Karbonatlösung dann nur sehr bescheiden ausgefallen.

Wenn zusätzliches Hydrogenkarbonat gebildet wird, verschiebt sich das Gleichgewicht auf die linke Seite der Reaktionsgleichung (2): Eine Calciumkarbonat-Übersättigung ist die Folge.

Verstärkt wird die Alkalinität (also Karbonatübersättigung) in sauerstoffdefizitären Milieus obendrein durch Metall-Sulfid-Bildungen, die zum Meeresboden hin absinken und dem System verlorengehen: Der Gehalt an HCO_3^- im Meerwasser steigt gegenüber H_2S [vgl. Gleichung (1)] an. Die Lösung von Calciumkarbonat hat den gleichen Effekt: Herabsinkendes kalkiges Material wird mit zunehmender Wassertiefe, also steigendem hydrostatischen Druck und sinkender Temperatur gelöst. Schließlich reagieren saure Lösungen mit dem Calciumkarbonat: Von der oxischen zur anoxischen Zone nimmt dieser Effekt kontinuierlich ab. Aber selbst in beinahe sauerstofffreien Milieus lösen saure Stoffwechsel-Endprodukte chemoorganotropher Bakterien (z. B. Acetat-Bildung durch Karbonat-Reduktion oder Succinat-Bildung durch Fumarat-Reduktion) das Karbonat (vgl. Kap. IV.2.5). Karbonatlösung findet nach WIGNALL (1994: 40) außerdem in Milieus ohne ausreichendes Eisen statt (s. o.). Tiefenwasser ist in der Regel karbonatuntersättigt; Photosynthese und biogene Karbonatbildung im Oberflächenwasser (karbonatübersättigt) senken die Alkalinität. Obwohl aus dem Devon kein kalkiges Phytoplankton bekannt ist, muß der Kalkgehalt doch irgendwoher abzuleiten sein, wenn nicht von gelösten Schalen. Auch treten bei erhöhter terrestrischer Silikatverwitterung erhöhte Alkalinitäten auf: An den Silikatoberflächen erfolgen Austauschreaktionen. Andere schwache Säuren (z. B. Borsäure) führen ebenfalls zu höheren Alkalinitäten. Auch der umgekehrte Prozeß, nämlich Schwefelwasserstoff-Oxidation ist bekannt:



wenn nämlich Schwefelwasserstoff in sauerstoffreichere Milieus gelangt; dabei sinkt die Alkalinität.

Insgesamt (und i. allg.) nimmt aber im anoxischen Milieu die Karbonat-Alkalinität zu.

KEMPES (1990) „Alkalinitäts-Pumpe“ funktioniert nun folgendermaßen: Im stagnierenden Ozean oder einem Ozean mit stark verminderter Zirkulation wird organische Substanz durch Sulphatreduktion abgebaut. Die tote organische Substanz fällt schneller durch die Pycnocline (Oxyclyne) als ein Sauerstoff-Recycling tieferer Wasserschichten erfolgen kann (durch Downwelling). Plumes mit erhöhten Alkalinitäten steigen durch Upwelling oder Diffusion in höhere Wasserschichten auf und führen dort zur CaCO_3 -Supersaturierung. In Flachwassergebieten führen erhöhte Alkalinitäten aber nur dann zur spontanen, anorganischen Karbonatfällung, wenn ein bestimmter Sättigungsindex

(= Ionenaktivität $\{Ca^{2+} + CO_3^{2-}\}$ / Löslichkeitsprodukt $\{K_{CaCO_3}\}$; s. KEMPE & KAŻMIERCZAK 1994: 6) überschritten wird. Ab einer bestimmten Karbonat-Alkalinität allerdings können nur noch kalkige Mikrobialithe entstehen. Ein zu hoher Sättigungsindex wirkt letal auf höhere Organismen (cytotoxische Wirkung des Calciums).

Gewöhnlich aber erfolgt die biogene Karbonatbildung über enzymatische Biokalkifikation: Einerseits wird viel Karbonat gebildet, weil die Ausgangssubstanzen in überaus großen Mengen zur Verfügung stehen; andererseits soll das cytotoxische Calcium aus dem Meerwasser entfernt werden.

Vermittels der Wirkung der Alkalinitätspumpe wird die Karbonatalkalinität im Tiefenwasser also stark erhöht, und das insbesondere bei mangelndem Austausch zwischen Tiefen- und Oberflächenwasser. Upwelling oder Diffusion alkalinitätsreicherer Wasser ins Oberflächenwasser regt die biogene, enzymgesteuerte Kalkausbildung an. Extensives Riffwachstum oder der langfristig hohe Anteil karbonatproduzierenden Benthos' in Flachwassergebieten und optimale Bedingungen für Organismen mit kalkigem Skelett sind das Ergebnis.

Erwähnt werden sollen weitere Einflüsse: Erhöhte Salinitäten wirken sich negativ auf die Karbonatfällung aus. Erhöhte Temperaturen senken die Löslichkeit von Gasen, zum Beispiel von Sauerstoff, aber auch von Kohlendioxid. Letzteres erleichtert die Karbonatfällung.

Soweit zur Verfügbarkeit der Ausgangssubstanzen für die Karbonatproduktion. Im Prinzip wäre extensive Karbonatbildung durch das Benthos möglich gewesen. Aber das war nicht der Fall! Andere Parameter sind bestimmend: u. a. die Verfügbarkeit an Sauerstoff. Der Aufstieg der sauerstoffdefizitären Zone im Wasser hat verheerende Folgen auf die biogeographische Verbreitung der Lebewesen gehabt. Es ist dem Mangel an Sauerstoff zuzuschreiben, daß ein wesentlicher Teil der benthischen Karbonatproduktion in küstenwärtige Regionen verdrängt wurde. Einige Karbonatplattformen (Nachbarschaft des Blauen Bruchs z. B.) und Riffe im Schelf/Becken-Übergangsbereich (Meggener Riff) waren vom aufsteigenden sauerstoffdefizitären Wasserkörper verschont geblieben. Gelegentlichen Sturmereignissen verdanken wir das Wissen um deren Existenz.

Die Communities konnten nicht beliebig weit in Küstenregionen vordringen: Riffe können bei zu hohem Klastika-Eintrag und Trübe-Grad nicht entstehen. Sauerstoff, Licht, Tiefe u. a. limitieren deren Existenz in beckenwärtiger Richtung. Für sonstiges karbonatproduzierendes Benthos gelten ähnliche Faktoren. Außerdem steuern interspezifische Regelmechanismen und die (intraspezifische) ökologische Toleranz die Verbreitung der einzelnen Taxa (Teleskopung!). Global betrachtet hat die Karbonatproduktion in weiten Teilen des Schelfs abgenommen, während das kalkige Phyto- (– sofern es das gegeben hat –) und Zooplankton optimale Bedingungen vorgefunden haben muß. Limitierend könnte dann nur der Gehalt an Nährstoffen, an Sulphat oder Hydrogenkarbonat gewesen sein.

Der verminderten Bildung biohermaler Communities könnten aber auch Eutrophierungseffekte (Eutrophierung: höhere Verfügbarkeit von Nährstoffen) zugrunde liegen. Riffgemeinschaften sind hochspezialisiert. Erhöhter Nährstoffeintrag, z. B. terrigener (s. Kap. IV.2.3), kann einigen wenigen Taxa (r-Strategen) auf Kosten der übrigen Riffbewohner (K-Strategen) zu ungehinderter Vermehrung verholfen haben (vgl. z. B. BRASIER 1995a). Das anfällige Mikrokosystem ist zusammengebrochen. In größerer Landferne hingegen (Blauer Bruch & Meggen z. B.) war Riffwachstum wegen oligotropher Nährstoffverhältnisse weiterhin präsent.

Vielleicht geht die hohe Evolutionsdynamik z. B. der Dacryoconariden, der Stromatoporidae und alveolithiden Korallen unter anderem auf diese gemeinsame Ursache zurück, während die ökologische Toleranz z. B. der pelagischen Trilobiten und einiger Brachiopoden derart überlastet wurde, daß sie ausstarben.

IV.2 Sauerstoffdefizitäre Milieus

„Die Odershäuser Schichten ... zeigen ... einen weiten Vorstoß der Südost-Fazies nach NW an“ (THIENHAUS 1940: 57, s. a. GOLDRING & LANGENSTRASSEN 1979; Charakteristika der herzynischen/SE- Fazies bei HERMANN SCHMIDT 1926: 227). „Dünnschalige Muscheln“ und „kleine Brachiopoden“ kennzeichnen die „stark verarmte Fauna“ des „Odershäuser Niveaus“ (MÜLLER 1965: 774-775; vgl. a. KREBS 1979). Die Sauerstoffversorgung ist herabgesetzt (SCHMIDT 1931).

Was als Merkmalskomplex der 'Odershäuser' Fauna (vgl. auch HENKE 1924: 15, HENKE & SCHMIDT 1922b: 25, CLAUSEN 1978: 116, FUCHS & SCHMIDT 1928: 26), besser: der Fauna des *otomari*-Intervalls wiederholt als charakteristisch hervorgehoben wird, trifft auch für die Fauna anderer, dunkler, feinkörniger Sedimente der Erdgeschichte zu: geringe Körpergröße, Dünnschaligkeit, geringe Skulptur und geringes Artenspektrum. Nach

RICHTER (1931) werden „schwarze Schlammsteine“, in denen vor allem Sauerstoffmangel-tolerierende Organismen (*Chondrites*) und kleine Muscheln dominieren, als „Schwarzschiefer“ (ibid.: 338) bezeichnet. Sauerstoffmangel ist offenbar der wesentliche limitierende Faktor bezüglich Körpergröße (RICHTER 1931, SCHMIDT 1931: 912), Skulptur (ibid.: 912), Verbreitung (SCHMIDT 1935: 3) und Schalendicke (ibid.: 30). Schalentrages Benthos ist von Sauerstoffdefiziten stärker betroffen als z. B. die „euroxybionten“ Ophiuren (SCHMIDT 1935). Vielleicht sind auch die Goniodonten, die mancherorts relativ zahlreich sind (Raum Meinkenbracht, Hohlweg Holzweg), recht tolerant gegenüber Sauerstoffdefiziten gewesen. Mit abnehmendem Sauerstoffgehalt beobachtet SCHMIDT (1944) besondere Anpassungen der Bodentiere. Trotz erreichter Maturität sind die Organismen verhältnismäßig klein. Die geringe Größe maturer Organismen kann auf eine Form von Pädomorphose zurückzuführen sein (s. Kap. IV.2.5) und/oder genetische Ursachen haben. HALLAM (1965) nennt das „stunting“ (gemeint: nicht genetisch bedingter, nicht vererbter Zwergwuchs) und gibt nicht-optimale Lebensbedingungen als Ursache dafür an, wobei der Sauerstoff an erster Stelle steht (s. auch SCHMIDT 1935: 25, 28, 32). Solche Anpassungen an sauerstoffarme Milieus sind Thema des Kapitels IV.2.5.

KREBS (1969) bringt die „Odershäuser Schichten“ erstmals mit dem Begriff „Schwarzschiefer“ (und „Schwarzmergel“) in Verbindung, nachdem HALLAM (1967) die Schwarzschiefer-Genese nicht länger auf die „barred basins“ beschränkt sehen will: Auch in flachen, offenen Meeresräumen ist sie möglich.

Die Sauerstoffarmut hat keineswegs kontinuierlich bestanden. Zeitweilig herrschten günstigere Lebensbedingungen (Besiedlungsereignisse mit winzigen Muscheln: Bonzel, Menkhausen etc.). Mit der Zufuhr frischen Wassers entfaltete sich ein reiches Benthos.

Zwischen sauerstoffarmen (i. c. hic dysaerob, s. Kap. IV.2.4) und ausreichend mit Sauerstoff versorgten Milieus gibt es kontinuierliche Übergänge (z. B. RHOADS et al. 1991). Das hat SCHMIDT (1956) erstmals zum Anlaß genommen [und nicht etwa RHOADS & MORSE (1971) oder BYERS (1977) wie in fast allen paläoökologischen Abhandlungen über Schwarzschiefer zu lesen ist!], eine „Faziesreihe“ nach Sauerstoffversorgung und Wasserbewegung aufzustellen: „Anpneuston“, „Oligopneuston“, „Miopneuston“ usw. Im „Sulphuretum“ (sehr geringe Sauerstoffwerte) herrschen ‘Schwefelbakterien’ vor (SCHMIDT 1964). Scharfe biologische Grenzen sind allerdings zwischen den stark Sauerstoff-verarmten Zonen ‘anoxisch’/‘suboxisch’ (s. Kap. IV.2.4) ausgebildet. SCHMIDTS ‘Faziesreihe’ ist nicht wieder aufgegriffen worden. Stattdessen waren nachfolgende Wissenschaftler bestrebt, eine Vielzahl neuer Begriffe zu kreieren.

Seit dem Ausgang der 1960er Jahre stieg das Interesse an der Schwarzschiefer-Fazies aus ökonomischen und wissenschaftlichen Gründen in zuvor nicht gekanntem Maße an. Die globale und isochrone Genese von Schwarzschiefern – prägend für so manche Epoche der Erdgeschichte –, an der sich ULRICH (1911) und RUEDEMANN (1934) erstmals versucht haben, ist dennoch heute noch immer nicht mit Sicherheit verstanden.

IV.2.1 Schwarzschiefer: Definition und Vorkommen im Arbeitsgebiet

Die Sedimente des *otomari*-Intervalls S' Meinkenbracht lassen sich als Schwarzschiefer klassifizieren, weil sie die wesentlichen Kriterien erfüllen, die z. B. RICHTER (1931), KREBS (1969) oder PASAVA & SOBOTKA (1991) nennen: dunkel, feinkörnig (tonig) und einen gewissen Gehalt an organischer Substanz (TOURTELOT 1979: 1 Gew%, PASAVA & SOBOTKA 1991: 0,5 Gew%; vgl. auch DEMAISON & MOORE 1980). Nach RAISWELL & BERNER (1987) führt metamorphe Überprägung zu einer Verminderung des Gehalts an organischer Substanz. In der vorliegenden Arbeit wurde auf entsprechende Messungen verzichtet. Das Farbspektrum der Schwarzschiefer reicht von Mittelgrau über Olivbraun bis Schwarz (besonders Burbecke bietet ein breites Spektrum) und entspricht damit den Angaben von z. B. ARTHUR & SAGEMAN (1994). Die Farbe wird bestimmt durch Menge, Typ und Maturität des organischen Kohlenstoffs, durch den Gehalt an CaCO₃, an feinstverteilten Eisen-Monosulfiden sowie den sekundären Verwitterungsgrad. Die weißlichen oder grauen Flecken auf Gesteinen in Meinkenbracht oder Bonzel gehen auf Oxidation unter subaerischer Exposition zurück. Unter dem Begriff ‘Black shales’ oder ‘Schwarzschiefer’ sind somit sowohl die echten Black shales mit allen Übergängen zu helleren Varianten (Dark gray shales: Meinkenbracht) als auch dunkle, karbonatische und mergelige Tone (Pernze) enthalten (vgl. KREBS 1969; non sensu ULRICH 1911).

Echte Lamination ist selten (vgl. auch WIGNALL & HALLAM 1991). Im Dünnschliff sind die sehr feinen ‘Schichten’ oft zerflasert und lateral unbeständig (z. B. Sedimente aus Bonzel, Burbecke). Das laminierte Gefüge wird nur vorgetäuscht. Es handelt sich tatsächlich nur um eine kompaktierte Textur: Kontinuierlich abgelagerte, plattige,

tonige Partikel sind parallelorientiert (WIGNALL 1994). Im Gegensatz dazu resultiert echte Lamination (z. B. in Form mm-mächtiger, feinsiltiger Lagen in den Bonzeler Tonschiefern) aus episodischen Sedimentationsereignissen oder veränderlichen Sedimentationsraten (z. B. durch Konturite gesteuert, s. Remblinghausen). Auch episodische Besiedlung der Meeresboden-Oberfläche durch Sulfid-oxidierende Bakterien (WILLIAMS & REIMERS 1983, s. auch Kap. IV.2.4) hinterlassen ein echtes Laminationsgefüge.

Von wesentlichem paläökologischen Interesse ist die Sauerstoffarmut. Sie übt direkten Einfluß auf die Verteilung, Körpergröße u. v. a. m. der Lebewesen und die Evolution aus (s. u.). Das Konzept der Eventstratigraphie, viele globale Bio-Events und besonders Schwarzschiefer-Events beruhen auf Sauerstoffdefiziten. Bezüglich stark verarmter (Boden-)Fauna erfüllen die Tonschiefer von Bonzel, Burbecke, Remblinghausen, Listertalsperre, Pernze/Wiedenest und vom Blauen Bruch dieses Schwarzschiefer-Kriterium *par excellence*. Die im 100µm-Bereich nicht feinsiltigen Meinkenbrachter Sedimente stellen einen Grenzfall der Schwarzschiefer dar. Sie sind siltreich und recht dunkel. Feine Siltbänderungen und Convolute bedding-Strukturen werden als das Ergebnis distaler Sturm-induzierter Ablagerungen gedeutet. Die Fauna ist stark verarmt.

Die Schwarzschiefer-Milieu etablieren sich in einigen Teilen des Schelfs bereits unmittelbar vor dem *otomari*-Event: Bis in den Meinkenbrachter Raum hinein besteht der Einfluß der sauerstoffarmen Zone schon zur späten Waldbach-Zeit. Die kontinuierliche Abnahme des Sauerstoffgradienten ist im Hengstebecktal eindrucksvoll entwickelt. Generell sind die Prä-Event-Tonschiefer aber heller. Der Unterschied ist manchmal nur subtil ausgebildet (s. Bonzel: Tonschiefer-Zwischenlagen; Meinkenbracht). Vielleicht geht er auch auf veränderten Sedimenteintrag zurück.

Besonders in küstenferneren Milieus auf dem äußeren Schelf und im Hemipelagikum besteht die Schwarzschiefer-Fazies etwas abgeschwächt noch über das *otomari*-Intervall hinaus. 'In der Marpe' und in Bonzel steigt zwar der grobklastische Anteil, dennoch ist die Sedimentfarbe zur Hardt-Zeit noch unverändert dunkel, die Fauna großen Teils zum Pelagos gehörig.

IV.2.2 Gängige Modelle zur Schwarzschiefer-Genese: Erklären sie den *otomari*-Event?

In der oberen Eifel-Stufe bildet sich parallel zum global ansteigenden Meeresspiegel anscheinend weltweit und isochron eine Schwarzschiefer-Fazies aus (*otomari*-Event), die mindestens 1 Million Jahre Bestand hat. Entsprechend gängiger Modelle für die Schwarzschiefer-Genese nimmt der Verfasser einen sauerstoffdefizitären Wasserkörper (sauerstoffdefizitäre Zone: ODZ) in der freien Wassersäule an, der sich vertikal ausdehnt und auf den Schelf progrediert. Die ODZ wird nach oben hin durch die Oxycline von sauerstoffreicherem Oberflächenwasser abgegrenzt, einer Übergangszone, in der Sauerstoff und Temperaturen nach unten hin schnell abnehmen.

Mit abnehmendem Sauerstoffgehalt erfolgt der Abbau organischer Substanz unterhalb der Redoxgrenze hauptsächlich über Denitrifikation (anaerobe Oxidation organischer Substanz durch Reduktion von NO_3^- zu NO_2^- , daraus N_2O und N_2 , s. DUGDALE et al. 1977), Sulphatreduktion (anaerobe Oxidation organischer Substanz durch Reduktion von SO_4^{2-} zu H_2S), Methanogenese (anaerobe Oxidation organischer Substanz durch Karbonat-Reduktion) und schließlich Fermentation (Carboxylgruppen und organische Säuren finden Verwendung als Oxidationsmittel, als Elektronendonatoren). Unterhalb einer Sauerstoffkonzentration von 0,2 ml/l (DEVOL 1978) werden aus thermodynamischen Gründen Stickstoffverbindungen (Nitrit, Nitrat) als Oxidationsmittel verwendet, in der mittleren (anaeroben) Fazies (unterhalb 0,1 ml/l O_2 , BERRY et al. 1989) vorwiegend Sulphat (RICHARDS 1965). Diese Betrachtungen werden in Kapitel IV.2.4 erneut aufgegriffen.

In tropischen Gewässern beginnt die Oxycline heute in ca. 50 m Wassertiefe (ANDERSON 1982: Abb. 1); bis in eine Tiefe von ungefähr 100 m (unterer Abschnitt der Thermocline) sorgt der Wind für Oxygenierung („downward-mixing“ des Sauerstoffs, WILDE & BERRY 1986).

Prinzipiell dürften vergleichbare Verhältnisse auch für die Oxycline im Mitteldevon zutreffen. Weite Teile des Schelfs waren somit von Sauerstoffdefiziten und unterschiedlichen Oxidationszuständen gekennzeichnet (vgl. Abb. 33).

Für die Bildung sauerstoffdefizitärer Wasserkörper gibt es eine große Anzahl von Hypothesen. Sie stützen sich im wesentlichen auf zwei grundverschiedene, rezent belegte Modelle: Die Anoxia wird von dem einen Lager als Ursache, vom anderen als Folge erhöhten Erhaltungspotentials für organische Substanz erklärt.

Im **Produktivitätsmodell** (z. B. STEIN 1990, s. a. PARRISH 1982) leitet erhöhte Produktion organischen Materials in Oberflächenwässern Sauerstoffarmut in tieferen Wasserschichten ein. Normalerweise sinkt kaltes Wasser höherer

Dichte nahe den Polen abwärts und wird durch wärmeres, polwärts fließendes Oberflächenwasser von niedrigeren geographischen Breiten ersetzt (s. z. B. SCHMIDT 1956; „ocean overturning“, etwa 'Ozean-Umwälzungs-Zirkulation', TOGGWEILER 1994). Als Motoren der globalen Zirkulation fungieren Dichte-Unterschiede und Wind. Die Meerestopographie bestimmt wesentlich die globalen Strömungsmuster und überdies hinaus, ob Ozean-interne Wässer in den Bereich der Pycnocline, die nur in niedrigen und mittleren geographischen Breiten wärmere Oberflächen- und kältere Tiefenwässer trennt, aufsteigen können (Upwelling), um von dort in höhere Wasserschichten zu diffundieren oder vermittelt windbetriebenen Austauschs (ablandige Winde) nach oben zu gelangen. Solche nährstoffreichen, sauerstoffbeladenen Tiefenwässer regen die Primärproduktion in Schelfgebieten an (Coastal upwelling). Mehr tote organische Substanz muß später oxidiert werden. Das geschieht zunächst unter Verwendung des Sauerstoffs. Eine ODZ entwickelt sich auf diese Weise in Schelfgebieten. Das Becken ist hingegen ausreichend oxygeniert. Coastal upwelling kann auf der Nordhalbkugel nur an Ostküsten, auf der Südhalbkugel nur an Westküsten entstehen (PARRISH 1982: 755, EKMAN-Transport). Das Rhenoherynikum lag nach paläogeographischen Rekonstruktionen (SCOTSE & MCKERROW 1990) im äquatorialen Gürtel der Nordhemisphäre. Der nach SE ausgerichtete Küstenverlauf läßt Upwelling prinzipiell möglich erscheinen. Mit Upwelling verbundene Schwarzschiefer-Fazies erreicht aber heute allenfalls lokale/regionale Bedeutung. Für ein außergewöhnlich starkes Upwelling mit globalen Auswirkungen wäre eine exzeptionell hohe Ozean-Zirkulation nötig, die wiederum steile Temperaturgradienten voraussetzt. Die hat es aber im Mitteldevon wegen fehlender Polkappenvereisung nicht gegeben (WITZKE & HECKEL 1988). Durch starke globale Zirkulation würden große Teile des Beckens mit Sauerstoff versorgt werden; globale Schwarzschiefer-Fazies kann dann nicht entstehen. Upwelling im offenen, küstenfernen Ozean (DEMAISON & MOORE 1980) ist heute eher für höhere Breiten charakteristisch. Es führt nicht zur extensiven Schwarzschiefer-Fazies und fällt als Erklärung für globale ODZs aus.

Besonders zur Bonzelerhammer-Zeit weist der große Dacryoconariden-Reichtum in den Sedimenten des äußeren Schelfs möglicherweise auf eine langfristig erhöhte Plankton-Produktionsrate hin. Der gestiegene Nährstoffbedarf muß nicht durch Upwelling nährstoffreicher Wässer gedeckt werden. Falls es sich bei den erhöhten Plankton-Produktionsraten um ein lokales Phänomen handelt, könnte terrigener Nährstoffeintrag zur Fertilisierung küstennaher Schelfgebiete beigetragen haben (vgl. CALEF & BAMBACH 1973). Unwahrscheinlich ist das nicht, weil auf dem Land etwa im Obererfium die Entwicklung des sekundären Dickenwachstums beginnt. Damit hängen Bodenbildung, Durchwurzelung des Bodens und verstärkte chemische Verwitterung (vgl. ALGEO et al. 1995) zusammen. Allerdings wird heutzutage terrigenes organisches Material (Kerogen-Typ III) z. B. von marinen Bakterien nicht bevorzugt (s. GAUTIER et al. 1985: 2). Außerdem werden durch Leaching (chemische Verwitterung) Metalle mobilisiert, die sich negativ auf die marine Fauna auswirken können: Bestimmte Opportunisten ziehen daraus eventuell ihren Nutzen, während sensible Organismen deutlich dezimiert werden. Weitere Untersuchungen müssen klären, ob die Plankton-Produktionsraten weltweit langfristig erhöht waren und ob bestimmte Planktonen vorherrschten. Der terrigene Nährstoffeintrag ist vielleicht ein zusätzlicher, aber wahrscheinlich nicht der entscheidende Faktor für die langfristige Fertilisierung gewesen. Weitere Nährstoffquellen werden in Kap. IV.2.3 besprochen.

Bei dem globalen ozeanischen Overturning werden gewaltige Wärmemengen in höheren Breiten in die Atmosphäre entlassen. Verlangsamt sich dieser Prozeß z. B. durch veränderte Meerestopographie, dann kommt es möglicherweise zu globalen Temperaturerniedrigungen und Eiszeiten; umgekehrt kollabiert diese globale Zirkulation bei weltweit stark gestiegenen Temperaturen. Das jedenfalls haben entsprechende Berechnungen gezeigt (MANABE & STOFFER 1993). Ein Kollaps des Overturnings wiederum würde demzufolge eine CO₂-Entgasung des Ozeans und einen globalen Temperaturanstieg nach sich ziehen. Unmengen von Karbonat würden ausfallen. Es gibt aber weder Anzeichen für eine globale Temperaturerniedrigung, noch für eine exzeptionelle Karbonatfällung während des *otomari*-Intervalls.

Das Stagnationsmodell (z. B. POMPECKJ 1901, ULRICH 1911; s. a. SCHLANGER & JENKYN 1976, STEIN 1990) setzt jedoch eine deutliche Restriktion vertikaler Zirkulation durch physikalische Barrieren (DEMAISON & MOORE 1980, KREBS 1969; Temperatur, Salinität, Meerestopographie etc.) voraus. Die vertikale Advektion von Nährstoffen und Sauerstoff ist in stratifizierten Milieus herabgesetzt oder zum Stillstand gekommen. Trotz verminderter organischer Produktivität (vgl. WIGNALL 1994) bildet sich eine ODZ aus, deren O₂-freie Teilzone (OMZ, s. u.) u. U. bis an den Grund des Meeres reicht, weil der Abbau organischer Substanz Sauerstoff erfordert, der mangels Austauschs zwischen Oberflächen- und Tiefenwässern nicht erneuert werden kann. Das Stagnationsmodell orientiert sich an

modernen anoxischen „barred“ oder „silled basins“ (DEMAISON & MOORE 1980), abgeschlossenen Meeren von regional beschränktem Ausmaß.

Der flache Temperaturgradient im Obereifelium läßt ein stark vermindertes globales Overturning, das mit dem *otomari*-Event einen Höhepunkt erreicht, durchaus möglich erscheinen. Die Zirkulation in epikontinentalen Meeresgebieten ist nicht völlig zum Stillstand gekommen; denn immer wieder zeugen Konturite (Remblinghausen) und Besiedlungsvents (Meinkenbracht, Menkhausen, Bonzel) während des *otomari*-Intervalls von gewissen Wasserbewegungen.

Während in bestimmten Schelfarealen zumindest zur Bonzelerhammer-Zeit ein relativ hochdiverses und reiches Benthos nachgewiesen ist (Linde, Selscheid), nimmt der Benthosreichtum zur Kohlberg-Zeit auf dem gesamten Schelf ab, aber auch die Zahl der Planktonen geht deutlich zurück. Alaunschieferartige Gesteine werden abgelagert. Vielleicht ist dafür Nahrungsknappheit verantwortlich: Infolge mangelnder Advektion gelangen kaum noch Nährstoffe in den Bereich der Produktion.

Obwohl mehr Indizien für das Stagnationsmodell sprechen, erklären weder das Produktivitäts- noch das Stagnationsmodell allein und befriedigend die weltweite und isochrone Schwarzschiefer-Bildung, die für viele 'nicht-aktualistische Ozeane' (WALLISER 1995d: 15) kennzeichnend ist. Es fehlen rezente Analoga, die fossile, langandauernde, sich selbsterhaltende Sauerstoffdefizite überregionalen Ausmaßes erklären könnten. Das biofazielle Teleskopung indiziert eine nach dem *otomari*-Event sehr wahrscheinlich unabhängig vom Meeresspiegel weiter aufsteigende ODZ; ein Aspekt, der bislang in den geläufigen Modellen kaum Eingang gefunden hat.

IV.2.3 Indiziensammlung: Mögliches Szenario für das hohe Eifelium und tiefe Givetium, Abb. 31

Innerhalb kürzester Zeit soll der Meeresspiegel in der oberen Eifel-Stufe enorm angestiegen sein (VAIL et al. 1977, KREBS 1979, JOHNSON & MURPHY 1984, JOHNSON et al. 1985), was eigene Beobachtungen aber relativieren: Die Karbonat-Build-ups an der Schelfkante (Meggen; vgl. CLAUSEN 1978) halten mit dem Anstieg des Meeresspiegels mit und fallen nicht dem Drowning zum Opfer. Bereits im unmittelbaren zeitlichen Vorfeld des *otomari*-Events steigt der Meeresspiegel an, mit ihm die ODZ. Noch sind der Anteil grobklastischer Schüttungen (vgl. bes. Hengstebecktal und Bonzel) und die Hydrodynamik im allgemeinen hoch; vielleicht handelt es sich dabei um überregionale (s. z. B. BUDIL 1995: Barrandium) oder gar weltweite Phänomene. Der Meeresspiegel-Anstieg beschleunigt sich und die eingeleiteten Prozesse kumulieren im *otomari*-Event: Mit dem rasant angestiegenen Meeresspiegel wird die Schüttung grober siliziklastischer Sedimente verhindert (Überflutung der Liefergebiete, s. WIGNALL 1991). Der Ablagerungsraum vertieft sich weiter, weil die Subsidenz anhält. Die ODZ dehnt sich wahrscheinlich unabhängig vom Meeresspiegel weiter aus (s. u.); das biofazielle Teleskopung wird intensiviert. Dunkle, sehr feinkörnige Sedimente akkumulieren. Die Porosität ist herabgesetzt, die Oxidation organischer Substanz behindert. Mit zunehmender Kornverkleinerung steigt die Oberfläche und damit auch der Gehalt an organischer Substanz in den Sedimenten an. Organische Bestandteile werden besonders an tonige Partikel gebunden (MORRIS & CALVERT 1977). Trotz geringer Sedimentationsrate kann die organische Substanz in der freien Wassersäule nicht vollständig aufoxidiert werden. Die organischen Partikel sinken nämlich durch eine stärker Sauerstoff-geminderte Wassersäule als gewöhnlich. Der Abbau organischer Substanz über 'anaeroben' Stoffwechsel (SCHLEGEL 1985; <0,2 ml O₂/l sensu DEVOL 1978, s. a. Kap. IV.2.4) verläuft theoretisch ebenso effektiv wie über 'aeroben' (FOREE & MCCARTY 1970), aber langsamer; trotz geringer Sedimentationsrate erreicht vergleichsweise viel nicht-oxidierte organische Substanz den Seeboden, weil sich eine ausgeprägtere ODZ in der freien Wassersäule befindet. Während unter Normalbedingungen die Bioturbation den Abbau organischer Substanz am Boden fördert, ist die meiofaunale Durchwühlung des Meeresbodens unter den jetzt bestehenden sauerstoffdefizitären Bedingungen gemindert (vgl. z. B. DEMAISON & MOORE 1980, BROMLEY & EKDALE 1984, SAVRDA & BOTTIER 1986; BROMLEY & EKDALE 1986 zur Ichnotextur in sauerstoffarmen Zonen): ein weiterer Grund für die bessere Erhaltung von organischer Substanz in der Schwarzschiefer-Fazies.

Die Gründe für den globalen Meeresspiegel-Anstieg und die Expansion der ODZ sollen nun anhand von Indizien erörtert werden. Die Termination der Malvinokaffrischen Faunenprovinz in der hohen Eifel-Stufe (BOUCOT 1988, 1990b, BOUCOT et al. 1995, WALLISER 1995c), Veränderungen in der Ostamerikanischen Faunenprovinz (Verdrängung der Kaltwasser-Formen: BOUCOT 1975, 1990b), die jetzt stark beschleunigte Abnahme des Faunenprovinzialismus (=endemismus) durch Extinktionen und Faunenwanderungen (BOUCOT 1975, 1981, 1988, KOCH 1981, JOHNSON & KLAPPER 1990), die extensive Riffentwicklung nach dem *otomari*-Intervall (HLADIL 1986,

1989, 1993, HLADIL et al. 1992, JOHNSON & MURPHY 1984, JOHNSON 1979) und die damit in Zusammenhang gebrachte 'Benthosexplosion' (vgl. JOHNSON 1979), alles deutet auf **weltweite Temperaturerhöhung** (KOCH & BOUCOT 1982) und einen global erniedrigten Temperaturgradienten (BOUCOT 1990b, BOUCOT et al. 1995) hin. Das Recycling der Tiefenwässer, ohnehin schon geringer als heute, könnte dadurch stark verlangsamt worden sein. Der Sauerstoff-Anteil im Wasser sinkt bei steigenden Temperaturen außerdem, weil sich Temperatur und Löslichkeit von Gasen umgekehrt proportional zueinander verhalten. Die in Eismassen festgelegte Wassermenge dürfte nicht besonders groß gewesen sein; ein mit dem Schmelzen von Eismassen in Zusammenhang stehender Meeresspiegel-Anstieg erscheint deshalb eher unwahrscheinlich. Veränderungen des Fassungsvermögens des Ozeans durch **geotektonische Aktivitäten** (erhöhte Spreading-Raten) können dagegen nicht ausgeschlossen werden. Die globale Transgression geht vielleicht mit regionalen tektonischen Bewegungen einher („great gap“: STRUVE 1982a). Vielleicht täuscht der stark herabgesetzte Sedimenteintrag aber nur eine Regression vor, besonders in Gebieten, in denen die Sedimentationsrate ohnehin schon gering ausfiel (vgl. Kap. II.2.20). Der 'Kulminationspunkt' des Great gap, der Regression bzw. des drastisch reduzierten Sedimenteintrags, koinzidiert offenbar zeitlich mit dem *otomari*-Event (vgl. WEDDIGE & STRUVE 1988 und Kap. IV.1.2).

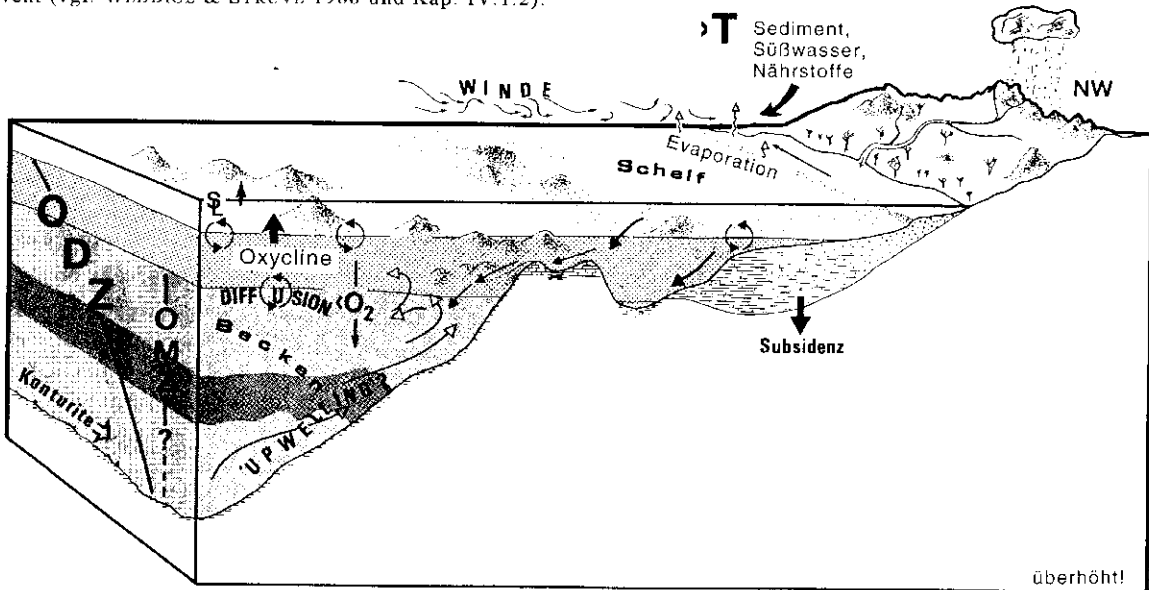


Abb. 31: Sauerstoffdefizitäre Milieus zur Zeit des *otomari*-Intervalls: komplexe, synergetische Prozesse sind die Ursache (s. Text). Die verschiedenen Graustufen symbolisieren unterschiedliche Sauerstoffgehalte. s_L = Meeresspiegel. Der Pfeil oberhalb „Oxycline“ bezieht sich auf den Anstieg der Oxy-(Pycno-)cline und die vom Meeresspiegel-Anstieg unabhängige Expansion der ODZ/OMZ.

Die globale Faunenwanderung bringt BOUCOT (1990b) mit **veränderten Strömungsmustern** und plattentektonischen Bewegungen in Verbindung. Geotektonische Aktivitäten können die **Meerestopographie** umgestalten; die globalen Strömungsmuster wandeln sich u. U. auch in diesem Falle (vgl. z. B. TOGGWEILER 1994). Mit dem Anstieg des Meeresspiegels können z. B. Hindernisse überwunden werden, die zuvor einer Faunenmigration im Wege standen. Globale Temperaturveränderungen müssen also nicht zwangsläufig Auslöser für das Verschwinden z. B. der Malvinokaffrischen Fauna sein, können aber zusätzlicher und wichtiger Faktor für die Entstehung exzeptioneller Bedingungen gewesen sein. Temperaturerhöhungen sind vielleicht unvermeidbare Folge extensiver geotektonischer Aktivitäten oder des kollabierenden Overturnings (s. Kap. IV.2.2). Global ansteigende Temperaturen gehen, wenn nicht auf extraterrestrische Perturbationen (veränderte Insolation), z. B. auf die CO_2 -Entgasung zurück. Der vermehrte Kohlendioxidgehalt in der Atmosphäre kann vulkanische Exhalationen, aeroben Abbau organischer Substanz, Diagenese- oder Metamorphoseprozesse zur Ursache haben. Auch spontane CO_2 -Entgasung bei stark verminderter Zirkulation wird in Betracht gezogen (s. KERR 1995). Neuerdings wird dem Methan als Treibhausgas größere Bedeutung beigemessen. Es ist zwanzigmal effektiver als CO_2 . Besonders im frühen Paläozoikum – bei

insgesamt niedrigeren Sauerstoffwerten in Atmosphäre und Ozean (BERRY & WILDE 1978) – bestanden günstige Voraussetzungen für die bakterielle CH_4 -Bildung (QUINBY-HUNT & WILDE 1995; vgl. a. Kap. IV.2.2: ODZ und Methanogenese). In Form von Methan-Clathrat-Kristallen im Meeresboden gespeichert, können die Gas-Hydrate bei z. B. bei Temperaturanstieg destabilisiert werden und das CH_4 , aus seinem 'Käfig' entweichend, in die Atmosphäre gelangen (KVENVOLDEN 1988, 1993, DICKENS et al. 1995).

Meeresspiegel-Anstieg und Transgression in der oberen Eifel-Stufe ließen die Oberfläche des Meeres anwachsen: **Erhöhter Albedo** (vgl. BERGER et al. 1984) könnte eine globale Erwärmung begünstigt haben; vergrößertes Oberflächenwasser-Volumen führte möglicherweise zur Steigerung der Primärproduktion.

Mit höheren Temperaturen stieg eventuell die Evaporationsrate an, und zwar insbesondere in Flachmeerbereichen niedriger geographischer Breiten. Höherhaline Wassermassen sanken hinab und sorgten auf diese Weise für die Aufrechterhaltung eines gewissen Maßes an (thermohalinem) **Upwelling** (BRALOWER et al. 1994, ARTHUR et al. 1987, BRASS et al. 1982). Konturite und Besiedlungsevents sind bereits oben als Indizien gegen ein völlig stagnierendes Epikontinentalmeer angeführt worden. Trotz drastisch reduzierter Erneuerung der tieferen Wasserschichten, fand also wahrscheinlich noch eine Art Upwelling statt. Allerdings darf bezweifelt werden, daß einem thermohalinen Upwelling globale Bedeutung zukommt. Von entscheidender Bedeutung ist der Oxidationszustand der Tiefenwässer (vgl. Kap. IV.2.2), die nach oben gelangen. Euxinische Wässer führen ja den cytotoxischen Schwefelwasserstoff. Bereits in der anoxischen, vorwiegend aber in sub- und dysoxischen Environments kann er zu Metallsulfiden umgesetzt werden (CANFIELD & RAISWELL 1991). Es ist mit einiger Sicherheit davon auszugehen, daß der Sauerstoffgehalt der Bodenwässer im oberen Eifelium recht gering gewesen ist. Vielleicht lagen dysoxische Bedingungen vor, vielleicht suboxische oder gar anoxische. Aufsteigende Wassermassen aus der Denitrifikations-, Ammonifikations- oder Carboxylierungszone führen Nitrat und Spurenmetalle oder Nitrit, Ammoniak und Metallamine respektive Ammoniak und Metallamine (WILDE & BERRY 1986). Photosynthetisch aktive Organismen hätten von den erhöhten Stickstoffgehalten jedenfalls profitieren können, solange keine H_2S -führende Wässer in die Oberflächenwässer gelangt wären. Für höhere Organismen sind erhöhte Spurenmetall-Anteile aber mehr oder minder toxisch (WILDE et al. 1990). Nur bei langsamem Aufstieg der Wassermassen z. B. aus der Denitrifikationszone können die zunächst ungebundenen Spurenmetalle während des Aufstiegs größtenteils komplex gebunden werden. Diese Voraussetzung ist wegen mangelnder Ozean-Zirkulation in der oberen Eifel-Stufe wahrscheinlich gegeben. Geringe Mengen bestimmter Spurenmetalle können sich positiv (APTE & HOWARD 1986), zu hohe Spurenelement-Gehalte negativ auf die Primärproduktion auswirken (ERICKSON & DICKSON 1987).

Sehr viel wahrscheinlicher als eine erhöhte Evaporation und damit verbundenes Upwelling ist aber eine **Süßwasserüberschichtung** mit nachfolgender verminderter Ozeanzirkulation (vgl. KIEHL 1994). Für die dem Rhenoherynischen Meer zugewandten Seite des Old-Red-Kontinents sind heftigere und häufigere Niederschläge durchaus denkbar. Aber auch die Verwitterungsrate kann durch vermehrten Niederschlag erhöht werden. Der Old Red-Kontinent mag stärkerer Abtragung ausgesetzt gewesen sein, sich isostatisch herausgehoben und ein subkrustales Nachfließen induziert haben; als Nebeneffekt setzt **Vulkanismus** ein (WALLISER 1981). Der marine Ablagerungsraum hat sich dadurch abgesenkt und vertieft. Somit überlagern sich regionale geotektonische und globale Prozesse und stehen möglicherweise in kausalem Zusammenhang miteinander (vgl. WALLISER 1995b; beachtet sei auch der Great gap, s. o.). Erhöhter Vulkanismus (Sea floor-spreading; s. o.) kann zum Eintrag von Spurenelementen in den Ozean geführt haben (LEARY & RAMPINO 1990; Auswirkungen s. o.). Es gibt aber keine (eindeutigen) Hinweise aus dem Arbeitsgebiet auf vulkanische Tätigkeit.

Mangelndes Overturning verhindert die ausreichende Durchlüftung tieferer Wasserzonen. Erhöhte biogene Produktionsraten im Oberflächenwasser können zur zusätzlichen Sauerstoffanreicherung und zur langzeitlichen Aufrechterhaltung der ODZ beitragen. Nährstoffe und HCO_3^- (dazu s. a. Kap. IV.1.4) sind im Oberflächenwasser im Überfluß vorhanden: Wegen des biofaziellen Teleskopings (Gesamt-Benthosproduktion hat gegenüber der Waldbach-Zeit abgenommen; ob das allerdings weltweit gültig ist, muß derzeit Spekulation bleiben) werden herabsinkende Nährstoffe nicht mehr von den Benthonten verbraucht. Ein Teil der Nährstoffe sedimentiert, ein anderer wird recycelt und steht den Planktonen im Oberflächenwasser zur Verfügung: Mit der Temperatur steigt auch die **Diffusionsrate** und -geschwindigkeit. Aus dem Bereich der tieferen Wasserschichten gelangen so Nährstoffe ins Oberflächenwasser. Dabei bevorzugen die Planktonen vor allem Nitrat (EPPLEY et al. 1969). Der (obere) Randbereich der Sauerstoff-Minimum-Zone (= OMZ, $<0,5 \text{ ml O}_2/\text{l}$ sensu MULLINS et al. 1985, THOMPSON et

al. 1985, also unterer Teilbereich der ODZ) ist „hot spot“ biogeochemischer Aktivität (MULLINS et al. 1985). Dort setzen nitrifizierende Bakterien Nitrit in Nitrat um („edge effects“ = Rand- oder Saumeffekte, *ibid.*). Nitrat entsteht zwar bereits beim aeroben Abbau organischer Substanz innerhalb der oxischen Zone. Hier an der Oxycline allerdings wird auch das Nitrit aus größeren Wassertiefen (aus der Denitrifikation, ANDERSON et al. 1982) unter Sauerstoffverbrauch zum Nährstoff umgesetzt. [Nitrat entsteht aber auch anorganisch aus Nitrit in der photischen Zone (ANDERSON 1982)]. Erhöhte Nitratgehalte können eine erhöhte Plankton-Produktionsrate einleiten. Der angesprochene Dacryoconariden-Reichtum kann eine Folge davon sein. Die Lage der Oxycline kann durch ständige Sauerstoffanforderungen stabilisiert werden oder sich weiter nach oben verlagern: Sauerstoff-zehrend ist die Oxidation des Nitrits und der später notwendige aerobe Abbau organischer Substanz. Die an den Reaktionen beteiligten Moleküle gelangen ebenfalls z. B. über Diffusion in die höheren Lagen der ODZ.

Fazit: Zu den wichtigsten sich gegenseitig beeinflussenden Steuerungsfaktoren für Meeresspiegel-Anstieg und Schwarzschiefer-Genese rechnet der Verfasser geotektonische Vorgänge und Temperaturänderungen sowie deren Folgen. Mit dem bereits vor dem *otomari*-Event allmählich – vielleicht durch geotektonische Aktivitäten verursachten – steigenden Meeresspiegel ist die Anhebung der Oxycline verbunden. Möglicherweise infolge erhöhten CO₂-Outputs (oder anderer Treibhausgase, s. o.) in die Atmosphäre steigt die Temperatur weltweit an und vernichtet Kaltwasser-Faunenelemente. Gleichzeitig wird viel CO₂ durch Pflanzen gebunden, die jetzt verstärkt das Land besiedeln. Vielleicht ist das Verschwinden der Kaltwasser-Fauna auch zurückzuführen auf veränderte globale Strömungsmuster wegen des Meeresspiegel-Anstiegs und des Wegfalls von Barrieren bzw. wegen geotektonisch bedingter veränderter Meerestopographie. Das Recycling von Nährstoffen und Sauerstoff wird offenbar limitiert. Sauerstoffdefizite kennzeichnen die Tiefenwässer zwar schon lange; jetzt aber verlangsamt sich die Zirkulation wahrscheinlich nochmals (vgl. FISCHER & ARTHUR 1977). Nährstoffe aus den Tiefen des Ozeans gelangen nunmehr wohl fast ausschließlich über diffusive Prozesse in Oberflächenwässer. Zudem mag der terrigene Nährstoffeintrag in die epikontinentalen Schelfgebiete erhöht gewesen sein (ERBACHER et al. 1996, JENKYN 1980, ALGEO et al. 1995). Er spielt für die globale Schwarzschiefer-Bildung aber ebenso wenig eine Rolle wie ein geringes thermohalines Upwelling.

Die globalen Umweltveränderungen haben großen Einfluß auf die Community-Strukturen gehabt: Die ODZ dehnt sich offensichtlich unabhängig vom Meeresspiegel nach dem *otomari*-Event weiter aus und leitet ein biofazielles Teleskopieren der neritischen Benthosgemeinschaften ein. Opportunistische Taxa, bereits in kleinen Populationen entwickelt, konnten sich schnell ausbreiten, waren die Nutznießer dieses Events. Die Community-Strukturen ändern sich weltweit. Die Benthos-Produktion ist infolge der angestiegenen ODZ küstenwärts 'migriert'. Insgesamt scheint die Nettoproduktion an benthischer Biomasse geschrumpft zu sein. Schon allein aus diesem Grund ist die Verfügbarkeit an Nährstoffen für Planktonen gestiegen (Nährstoffumverteilung). Eutrophierungseffekte (s. BRASIER 1995b) durch erhöhten Nährstoffeintrag oder mit hohen Diffusionsraten verbundene, aufsteigende Tiefenwasser-Plumes (vgl. Kap. IV.1.4) haben vielleicht das Riffwachstum limitiert. Opportunistische Plankton-Arten (auch verschiedene Dacryoconariden-Taxa ?) zogen aus dem erhöhten (, vielleicht z. T. terrigenen) Nährstoffangebot dagegen ihren Nutzen (vgl. PRAUSS & RIEGEL 1989, GIRAudeau & BAILEY 1995, KINZIG & SOCOLOW 1994: 27, ERBACHER et al. 1996; BRALOWER et al. 1994: heute Vorteil eutropher Bedingungen für Plankton ohne Karbonatschale). Auf dem offenen Ozean kann die Produktionsrate durch wenige Planktonen ebenfalls gestiegen sein: Die ODZ mit ihrem reichen Nährstoffreservoir ist vielleicht weit nach oben aufgestiegen und hat das Pelagos über diffusive Prozesse (gestiegene Temperaturen und Evaporation könnten Diffusion gefördert haben) mit Nährstoffen versorgt (vgl. z. B. WETZEL 1991: 511 zur eventuell erhöhten Produktivität bei Stratifikation; aber: geringe Produktivität bei Stratifikation s. BRALOWER & THIERSTEIN 1984). Es könnte eine Nährstoffumverteilung vom Benthos und von Riffen zu Planktonen stattgefunden haben (vgl. BRASIER 1995a). Die verminderte Diversität und das herabgesetzte Artenspektrum vor allem des Pelagos' (bes. Dacryoconariden) kann möglicherweise mit solchen Eutrophierungseffekten durch Nährstoffumverteilung oder -input in Zusammenhang gebracht werden (Zusammenhang Diversität und Eutrophierung s. MARGALEF 1968). Zur Kohlberg-Zeit hat die ODZ ihre größte Ausdehnung erreicht, die gesamte marine Bioproduktion hingegen offensichtlich ihren Tiefpunkt (evtl. wegen Nährstoffmangel ?). Mit schrumpfender ODZ nimmt auch das Nährstoffangebot wieder ab: Oligotrophe Bedingungen unterstützen die einsetzende Diversifizierung (VALENTINE 1968).

Anzuschließen ist, daß keineswegs permanent gleiche Sauerstoffdefizite in den Lebensräumen vorgeherrscht haben. Ganz im Gegenteil stellt die ODZ ein dynamisches System dar, welches episodischen oder saisonalen Fluktuationen unterworfen war (vgl. z. B. OSCHMANN 1991; s. u. bei Anpassungen Kap. IV.2.5).

Das Ende der Schwarzschiefer-Fazies scheint mit dem allmählich fallenden Meeresspiegel (= Sinken der Oxycline) in Zusammenhang zu stehen. Außerdem hat sich die ODZ in der nachfolgenden Zeit kontinuierlich zurückgebildet wie Beckensedimente zeigen (frdl. mdl. Mitt. WALLISER 1997): Viele Schelfareale können wiederbesiedelt werden. Unterstützt wird die Wiederbesiedlung durch die Ausbildung eines neuen Schelfs (Einsetzen der größerklastischen Schüttungen) in Richtung SE.

IV.2.4 Sauerstoff-restriktive Biofazies (ORBF)-Modelle

In ORBF-Modellen werden Verteilungsmuster benthisch lebender Organismen entlang eines Sauerstoffgradienten deskriptiv erfaßt und klassifiziert. Zwar haben schon verschiedene Forscher zu Anfang unseres Jahrhunderts auf die Auswirkungen von Sauerstoffdefiziten aufmerksam gemacht (s. weiter o.): aber erst mit der Pionierarbeit von RHOADS & MORSE (1971) und der Anwendung ihrer Ergebnisse auf fossile Lebensräume durch BYERS (1977) wurden Sauerstoffabhängigkeiten von Artenspektrum, Körpergröße, Schalensubstanz, Ornamentik usw. kategorisch erfaßt. Die drei Oxygenierungsklassen im RHOADS-MORSE-BYERS-Modell 'aerobe BF – dysaerobe BF – anaerobe BF' [BF = Biofazies] werden nach absoluten Sauerstoffwerten voneinander abgegrenzt, obwohl graduelle Übergänge zwischen

Sauerstoffwerte [ml/l]→	0	0,1	0,2	0,3	0,5	0,7	0,9	1,0	2,0	7,0	
azoisch	RHOADS & MORSE 1971										
anaerob	RHOADS & MORSE 1971, BYERS 1977, THOMPSON et al. 1985, RHOADS et al. 1991 WIGNALL 1994										
anoxisch	DEMAISON & MOORE 1980 z.B. ALLISON et al. 1995										
euxinisch	(H ₂ S in der Wassersäule) z.B. ALLISON et al. 1995										
quasiaerob	TYSON & PEARSON 1991										
quasi-anaerob	SAVRDA & BOTTJER 1991										
suboxisch	TYSON & PEARSON 1991 ARTHUR & SAGEMAN 1994										
exaerob	SAVRDA & BOTTJER 1991 SAVRDA & BOTTJER 1987, PICKERILL & BRENCHLEY 1991, RHOADS et al. 1991 ALLISON et al. 1995										
dysaerob	RHOADS & MORSE 1971 THOMPSON et al. 1985 RHOADS et al. 1991 (--- Übergangszone)										
poikiloaerob	OSCHMANN 1991										
untere dys/poikiloaerobe Zone obere dys/poikiloaerobe Zone	WIGNALL 1994										
dysoxisch	z.B. ALLISON et al. 1995										
oxisch	z.B. ALLISON et al. 1995										
aerob	RHOADS & MORSE 1971 (--- Übergangszone) THOMPSON et al. 1985 BRETT & BAIRD 1986 RHOADS et al. 1991 BYERS 1977										
normoxisch hypoxisch	z.B. HERREID 1980										

Abb. 32: Übersicht über einige in der Literatur verwendete Termini zur Charakterisierung der Lebensräume in Abhängigkeit vom Sauerstoffgehalt.

normalen und verarmten Benthosvergesellschaftungen bestehen (SAVRDA et al. 1984, THOMPSON et al. 1985). Daß stoffwechselphysiologische Prozesse heute wie damals bei den gleichen (absoluten) Sauerstoffwerten vorstatten gegangen sind und gehen, wird dabei als Tatsache vorausgesetzt. Bezüglich der absoluten Grenzwerte und Bezeichnungen herrscht große Uneinigkeit!

Sauerstoffwerte sollen ausschließlich mit dem Suffix '-oxisch' in Verbindung gebracht werden. Die Endung '-aerob' bezieht sich auf die Fazies oder auf die Metabolismus-Art (vgl. BRETT et al. 1991, ALLISON et al. 1995). In Abb. 32

ist eine kleine Zusammenstellung der in der Literatur aufgeführten Termini mit Grenzwerten in ml O₂/l (gelöster, ungebundener O₂) aufgelistet.

Verarmtes Benthos ist das wesentliche Charakteristikum sauerstoffdefizitärer Lebensräume. ETTER (1995) präzisiert diese geläufige Aussage: In der exaeroben BF stellt er einen Diversitätsanstieg fest, während in der unteren dysaeroben BF zunächst individuenreiche, artenarme Vergesellschaftungen (Opportunisten) leben.

Die exaerobe Biofazies charakterisiert eine Art 'Fenster' im oberen Abschnitt der anaeroben BF. Auf mikrobiell verhärteter (SEILACHER 1990, SAVRDA et al. 1991) Sedimentoberfläche siedeln chemosymbiotische Brachiopoden und Bivalven (s. Kritik bei WIGNALL 1994: 32, ALLISON et al. 1995: 103; aber: SAVRDA et al. 1991; s. u.). Per definitionem (vgl. SAVRDA et al. 1991) liegt die Redox-Grenze dabei direkt an der Grenze Sedimentoberfläche/Wasser. Schließlich trägt die 'poikiloaerobe' (OSCHMANN 1991) BF saisonal fluktuierenden Sauerstoffverhältnissen Rechnung.

Die Suche nach absoluten Sauerstoffwerten bringt aber keinerlei Vorteile mit sich, wenn es um simple Klassifikation nach Sauerstoffgehalten geht. Das „oxygen-restricted biofacies“-Schema (WIGNALL & HALLAM 1991) orientiert sich an der Artenanzahl und der Sedimenttextur. Es ist nicht das einzig verfügbare, aber eines der elegantesten Modelle (s. z. B. auch SAVRDA et al. 1991, SAGEMAN 1989, SAGEMAN et al. 1991).

In Anlehnung an das „ORB“-Modell nach WIGNALL & HALLAM (1991) wird ein verändertes „ORB“-Modell (Abb. 33) vorgeschlagen, das u. a. für die suboxische und anoxische Zone entsprechende Metabolismus-Prozesse berücksichtigt. Die anaerobe Biofazies ist auf den 'anaeroben' Stoffwechsel bezogen: 'Anaerober' Stoffwechsel ist nicht gleichbedeutend mit völligem Fehlen von 'freiem' oder 'gebundenem' Sauerstoff! Weil es thermodynamisch günstiger ist, bauen Bakterien die organische Substanz unter Verwendung von Sulphat oder Nitrat als Oxidationsmittel ab. Auch Invertebraten greifen auf unvollständige Glucose-Degradation zurück, selbst wenn noch freier Sauerstoff verfügbar ist (s. Kap. IV.2.5). 'Anoxisch' soll nur Zonen ohne freien Sauerstoff abgrenzen. Definitionen von bereits publizierten Termini sind sorgfältig eingearbeitet worden (z. B. die Integration der exaeroben BF). Nach Anzahl überlieferbarer benthischer Taxa - in Anlehnung an das Modell von WIGNALL & HALLAM (1991) - werden sechs Biofazies-Zonen unterschieden:

ORBF 1: cuxinische BF; Bakterien und Pilze; Lamination; feinstverteilter Pyrit; 'anaerober' Stoffwechsel; vorrangig Methanogenese. Das Sediment kann infolge hoher Produktivität in den Oberflächenwässern und hoher Faecal pellet-Produktion extrem instabil sein („soupy substrate“ s. MARTILL 1993, 1995). Fauna lebte ausschließlich (nicht-bodenbezogen) in der freien Wassersäule und kann im Falle von 'suppigem' Substrat exzellent erhalten sein; (= anoxische Zone: 0 ml O₂/l, Redox-Grenze liegt oberhalb der SWI; freier H₂S in der Wassersäule).

ORBF 2 (mittlerer Abschnitt der) anaerobe(n) BF; mikrobiell verfestigtes Sediment, fehlende Bioturbation; Schwefel-oxidierende Bakterien halten die Redox-Grenze in unmittelbarer Nähe der SWI (SAVRDA & BOTTJER 1987, ARTHUR & SAGEMAN 1994: 511), hohe O₂-Anforderung der Mikroorganismen schließt Benthos aus; 'anaerober' Stoffwechsel; Sulphatreduktion; ab hier einige Pyrit-Kristalle oder -Framboide, bzw. Steinkern; (= untere suboxische Zone: 0-0,1 ml O₂/l (Wassersäule!)).

ORBF 3a: exaerobe BF, 4-6 epibenthisch, möglicherweise chemosymbiotisch lebende Arten (i. d. R. Muscheln, vielleicht inartikulate Brachiopoden) auf mikrobiell verfestigtem Sediment (oberhalb von 0,2 ml O₂/l ernähren sich zahlreiche Organismen von den Bakterien, die Folge: wieder ein weiches Substrat); anaerober Stoffwechsel; Denitrifikation; Lamination; (= obere suboxische Zone: 0,1-0,2 ml O₂/l; Redox-Grenze und SWI fallen mehr oder weniger zusammen).

ORBF 3b: tiefer Bereich der unteren dysaeroben BF; 2-4 benthisch lebende Arten, zunächst wohl flachgrabende Muscheln (wegen möglicher Ausbildung einer nepheloiden Sedimentoberfläche eventuell erst spät Epibenthos, vielleicht mit ersten artikulaten Brachiopoden); flache Mikrobioturbation (z. B. Nematoden); Lamination; ab hier 'aerober' (!) Stoffwechsel; etwas mehr Pyrit möglich; (= tiefer Teil der unteren dysoxischen Zone: 0,2-? ml O₂/l).

ORBF 4: hoher Bereich der unteren dysaeroben BF; 2-8 benthisch lebende Arten; individuenreich; Bioturbation mit geringer Penetrationstiefe; Pyrit; (= hoher Teil der unteren dysoxischen Zone: bis 1 ml O₂/l?).

ORBF 5: tiefer Bereich der oberen dysaeroben BF; 5-10 häufige Arten; Bioturbation intensiver; Redoxgrenze liegt tiefer im Sediment; Pyrit kleidet Hohlräume aus; (= tiefer Teil der oberen dysoxischen Zone: 1,0-? ml O₂/l).

ORBF 6: hoher Bereich der oberen dysaeroben BF; bis 40 Arten; dennoch keine besonders dickschaligen Taxa; (hoher Teil der oberen dysoxischen Zone: bis 2 ml O₂/l?).

Integration des ORBF-Modells in das rein tiefengesteuerte Community-Konzept: Meerestiefe der ORBFs

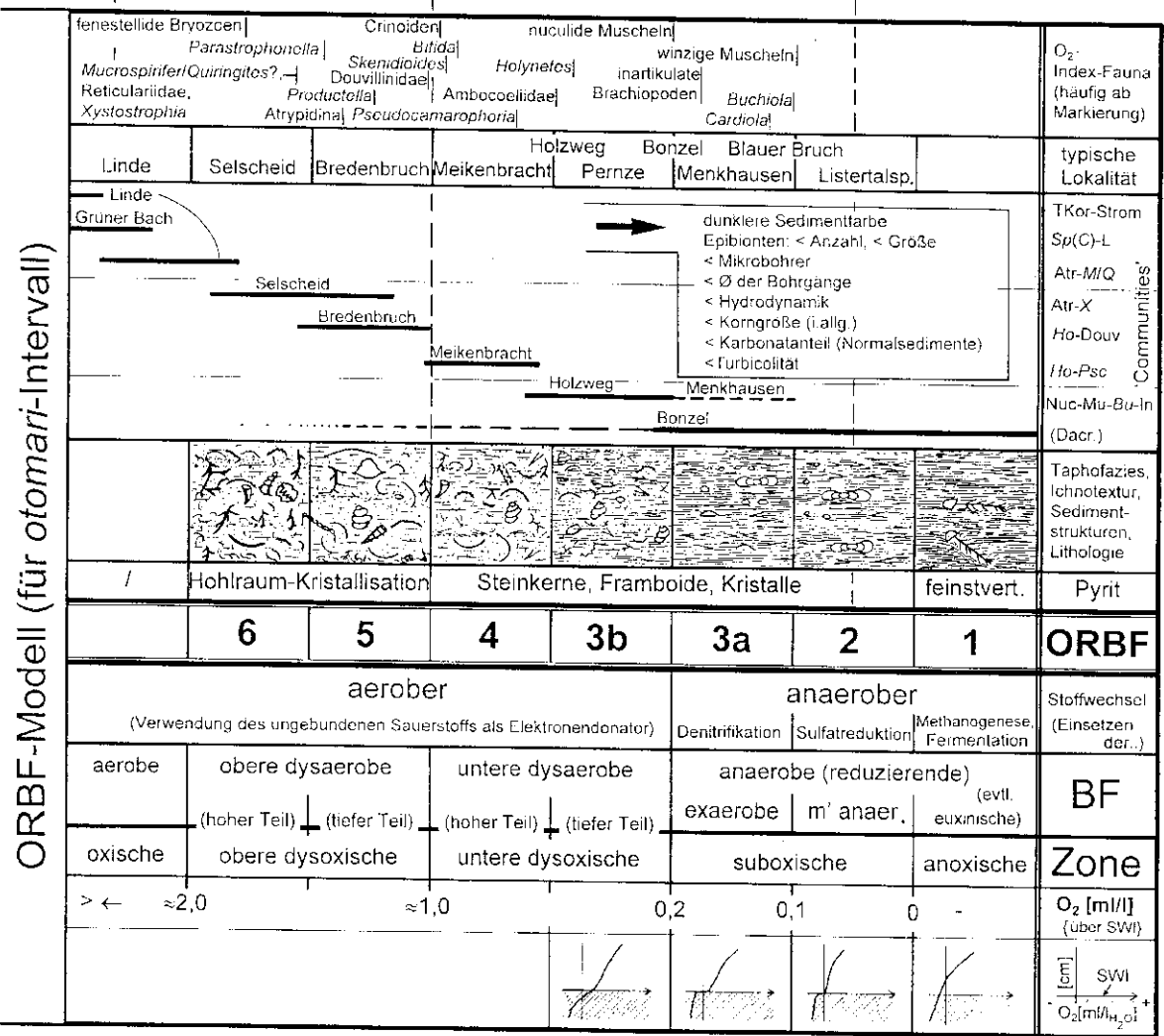
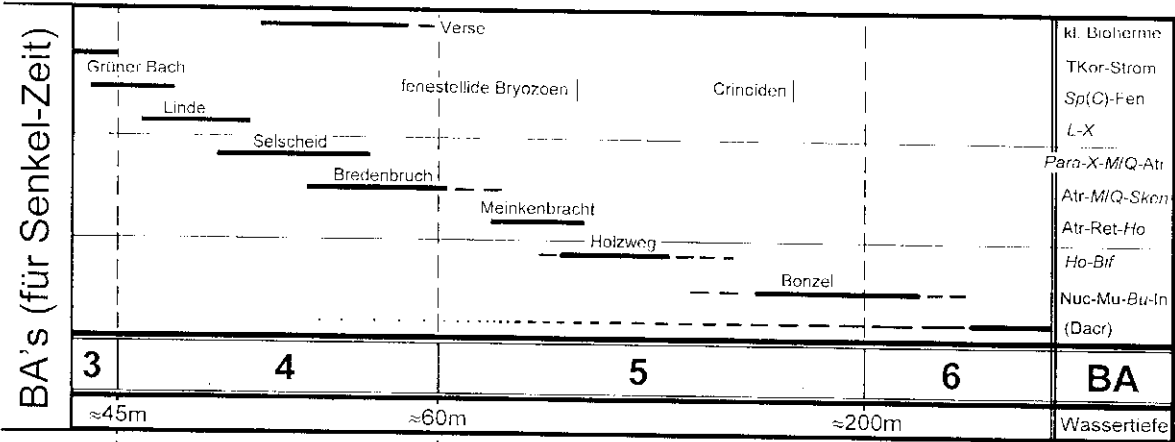
Das Novum vorliegender Untersuchungen ist begründet in der kombinierten Analyse der lateralen und vertikalen Faunenentwicklung. Erstmals müssen 'normale' und exzeptionell Sauerstoff-restriktive Milieus zusammen betrachtet werden. Bislang wurden die ORBF-Modelle und althergebrachte Community-Konzepte (ZIEGLER 1965, ZIEGLER et al. 1968) unabhängig voneinander behandelt. Es ist höchstens angegeben worden, daß es unterhalb bestimmter Wassertiefen (und somit unterhalb bestimmter Benthic Assemblages) an Sauerstoffdefizite adaptierte Lebensgemeinschaften gegeben hat, Wassertiefen, die üblicherweise reicher mit Sauerstoff versorgt gewesen waren (WANG et al. 1987). Vereinzelt wurden Vermutungen bezüglich Wassertiefen in sauerstoffärmeren Milieus (z. B. *Leiorhynchus*-Community, VOGEL et al. 1989) geäußert. Das grundlegende Ergebnis eines biofaziellen Teleskopings eröffnet hier zum ersten Mal die Möglichkeit, die beiden Konzepte – allerdings nicht allgemeingültig (Expansion der ODZ kann verschieden sein) – zu vereinen und Sauerstoff-restriktive Communities (aufgrund exzeptioneller Lage der Oxycline und der ODZ) in tiefengesteuerte (normale Lage der Oxycline) „benthic assemblages“ (BA, z. B. BOUCOT 1975, BRETT et al. 1993) zu integrieren. Die ORBFs an sich können keinen Anschluß über die Tiefe geben, sondern nur über die Oxidationsstufe. Da sich aber die Tiefenverhältnisse der Lebensräume während der Kohlberg-Zeit verglichen mit denen zu Beginn der Wiederbesiedlung (Senkel-Zeit) nicht erheblich verändern, weil also wahrscheinlich im wesentlichen der Rückzug der ODZ der die Wiederbesiedlung ermöglicht, können die relativen Meerestiefen (z. T. auch vermutete absolute) während sauerstoffarmer Bedingungen durch Induktion erschlossen werden.

Erkennbarkeit des limitierenden Faktors Sauerstoff

Die vorgestellte Faunensukzession in Abb. 33 ist das Ergebnis komplexer Zusammenhänge. Wichtige Steuerelemente haben Substratbeschaffenheit, Turbidity (CARLS et al. 1993), „trophic-group amensalism“ (RHODES & YOUNG 1970), Temperatur, Wassertiefe usw. Trotzdem spielt der Sauerstoff die wesentliche, limitierende Rolle. Erst ein holistischer, integrativer Ansatz ist in der Lage, die vorrangige Bedeutung des Sauerstoffs zu bekräftigen (vgl. ALLISON et al. 1995, GOLDRING 1995).

Existenz und Morphologie von Pyrit-Kristallen liefern wichtige Hinweise auf Sauerstoffgehalte, nicht zwangsläufig jedoch solche in der freien Wassersäule. Je mehr organische Substanz von aerobem Abbau verschont geblieben ist, desto mehr kann über sulphatreduzierende Bakterien abgebaut werden. Wegen der Verwendung von Sulphat als Elektronendonator entsteht Schwefelwasserstoff. Er wird durch Eisenoxide und Eisenhydroxide abgepuffert: Es entstehen Eisensulfide (im basischen Milieu), die letztlich in Pyrit umgewandelt werden können (CANFIELD & RAISWELL 1991). Während Pyritisierung gewöhnlich in sauerstoffabgereicherter Fazies stattfindet, bildet sich Pyrit zu einem kleinen Prozentsatz (WIGNALL 1994: 42) auch in lokalen anaeroben Mikroenvironmets (beim Abbau größerer Tiere entsteht im Innern ein anaerobes Milieu) inmitten einer ansonsten oxischen Umgebung (ALLISON et al. 1995). Eine ausgeprägte ODZ ist aber von Vorteil.

Abb. 33: Sauerstoff-restriktives Biofazies-(ORBF-)Modell und Benthic Assemblage-(BA-)Modell in Kombination: Für den hier untersuchten Sauerstoff-limitierten Lebensraum können erstmals Aussagen über die Wassertiefe gemacht werden, indem beide Modelle überlagert und die Communities miteinander verglichen werden. Der Ablagerungsraum ist gegen Ende des *otomari*-Intervalls nur unwesentlich tiefer als zur Senkel-Zeit (vgl. Kap. IV.1.1), aber durch geringere Sauerstoffversorgung gekennzeichnet; die Faunenvergesellschaftungen unterscheiden sich allerdings wesentlich voneinander. Wichtige Merkmale der jeweiligen ORBF sind in synoptischen Feldern zusammengefaßt. Vermutete Sauerstoffwerte und Stoffwechselarten, zugehörige Begrifflichkeiten sowie charakteristische Pyrit-Morphotypen sind dem unteren Teil der Abbildung zu entnehmen. Die „Index-Fauna“ reagiert hauptsächlich auf bestimmte Sauerstoffgehalte. Abkürzungen: m' = mittlere, feinstvert. = feinstverteilt, SWI = Sediment/Wasser-Grenze; Abkürzungen bei Communities: Atr = Atrypiden, Bif = *Bifida*, Bu = *Buchiola*, Dacr = Dacryconariden, Douv = Douvillinidae, Fen = fenestellide Bryozoen, Ho = *Holynetes*, In = inartikulate Brachiopoden, L = *Leptaena*, M/Q = *Mucrospirifer/Quiringites*?, Mu = winzige Muscheln, Nuc = nuculide Muscheln, Para = *Parastrophonella*, Psc = *Pseudocamarophoria*, Ret = Reticulariidae, Sken = *Skenidioides*, Sp(C) = *Spinocyrtia* (*Carpinaria*), Strom = Stromatoporidae, TKor = tabulate Korallen, X = *Xystostrophia*. →



In euxinischen Milieus entsteht feinstverteilter Pyrit (BRETT & BAIRD 1986), weil für die komplette Umwandlung der Pyrit-Vorläufer in Pyrit entsprechende Sauerstoffatome fehlen. Andererseits kann sich H_2S dort in der Wassersäule anreichern, wenn es an Eisenoxid/hydroxid-Mineralen mangelt. Pyrit-Steinkernbildung ist in solchen Schlämmen nicht möglich, in denen infaunale Bohrorganismen fehlen, die für den Eintrag sulphatreicher Wässer sorgen (BRETT et al. 1991). Wenn es an H_2S fehlt, wird Eisen durch andere verfügbare Anionen gefällt, und zwar z. B. als Siderit (Karbonat-; s. Raum Pernze/Wiedenest) oder Vivianit (Phosphatmineral; CANFIELD & RAISWELL 1991: 352). Zur Pyrit-Steinkernbildung kommt es, wenn ausreichende Konzentrationen an gelöstem Fe im Meerwasser und hinreichende Sulfid-Bildung innerhalb des zerfallenden Organismus bestehen und ungehinderte Diffusion der Reaktionspartner gewährleistet ist (CANFIELD & RAISWELL 1991: 368). Mit steigender Sedimentationsrate schrumpft die Möglichkeit der Pyritisierung (BRETT & BAIRD 1986). Kleinere Mengen von Pyrit-Framboiden und -Kristallen (Meinkenbracht zur Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit) charakterisieren hier wohl den unteren Bereich der unteren dysoxischen Zone (vgl. WIGNALL 1994: 42). Daraus ist zumindest abzuleiten, daß hier keine anaeroben Bedingungen bestanden haben, jedenfalls nicht zur Zeit der Pyrit-Bildung. Die geringe Sedimentationsrate (vor allem in den Gebieten Bonzel, Hengstebecktal, Menkhäusen und Listertalsperre) begünstigt die Verkiesung (vgl. BRETT & BAIRD 1986): Zerfallende, kleine Tierleichen (einige *Buchiola*-Exemplare und winzige Muscheln) bleiben auf der Sedimentoberfläche exponiert liegen und gelangen auf diese Weise nicht in Zonen mit zu hoher H_2S -Konzentration. Der Sauerstoffgehalt in der freien Wassersäule ist mithin deutlich gemindert gewesen (untere dysaerobe bis mittlere anaerobe Zone). Die Armut an großen Pyritkristallen im Blauen Bruch vor allem im unteren Teil der Odershausen-Fm. mag auf suboxische Verhältnisse hindeuten. In der aeroben BF oder bei sehr geringer Sedimentationsrate in der dysoxischen Zone werden Metallsulfide oxidiert. Das weitgehende Fehlen von Pyrit in Linde oder Grüner Bach dient als Hinweis auf aerobe BF.

Sauerstoffverarmung oder zunehmend weiches, mobiles Substrat wirken sich negativ auf die Diversität aus. Veränderte Substratbeschaffenheit allein jedoch hat keine Auswirkungen auf epibiontisch lebende Organismen (WIGNALL 1993). Beckenwärts zeigt sich eine deutlich verminderte Zahl epibiontischer Lebensweise und eine Verkleinerung der Epibionten. Ein weiteres Indiz für eine ODZ in der freien Wassersäule. Epibionten sind etwa SE' Meinkenbracht (hauptsächlich während des *otomari*-Intervalls) sehr selten und kleinwüchsig. Allerdings verändert sich nach Meinung des Verfassers mit weicherem Substrat auch die Morphologie des lebenden oder toten Besiedlungssubstrates: Funktionsmorphologische Anpassungen wie Vergrößerung der Auflagefläche und Verflachung des Körpers ziehen entsprechende morphologische Wandlungen der Epibionten nach sich.

Ab bestimmten, sehr geringen Sauerstoffwerten ist epi- und endobenthisches Leben ausgeschlossen. Bei ausreichender Sauerstoffversorgung sind aber immer spezielle Anpassungen für das Überleben auf sehr feinkörnigem Substrat entwickelt: Die Benthos-Diversität erreicht bei extremem Sauerstoffmangel einen Nullpunkt, nicht aber bei feinklastischen Sedimenten mit hinreichender Sauerstoffversorgung (WIGNALL 1993). In der Tat wird die Körpergröße der Organismen beckenwärts kontinuierlich dezimiert; in einigen Horizonten verschiedener Abfolgen (Remblinghausen, größtenteils auch Bonzel) fehlt jegliches Benthos.

Als besonderes Merkmal sauerstoffabgereicherter Milieus nennen KAMMER et al. (1986) die Dominanz der Pelecypoden gegenüber den Brachiopoden (im späten Paläozoikum: M-Devon bis U-Perm). Die Fauna der exaeroben BF (einige Horizonte in Menkhäusen, Remblinghausen, Hengstebecktal, seltener: Bonzel, Blauer Bruch) im Arbeitsgebiet zeichnet diesen Trend nach: vorwiegend *Buchiola* div. sp., winzige Muscheln und inartikulate Brachiopoden. Im tiefen Teil der unteren dysaeroben BF lebten hauptsächlich nuculide Muscheln. Weiterhin ist die Community-Struktur auffällig: Es handelt sich um artenarme Vergesellschaftungen mit Suspensions- und Detritusfressern; Merkmale die in solcher Fazies zu verschiedenen Zeiten immer auftreten ('archaische Fauna', letzte Vertreter der 'kambrischen Fauna', KAMMER et al. 1986; vgl. KITCHELL 1990: Taxa mit hohem 'Erinnerungsvermögen').

Wenn fast ausschließlich Styliolinen auf einer Schichtfläche angereichert sind und diese eine strömungsorientierte Einteuerung zeigen, kann daraus ebenfalls auf die Sauerstoffgehalte nahe der Sedimentoberfläche geschlossen werden: Damit die konischen Objekte nämlich mit ihrer Längsseite auf der Sedimentoberfläche liegen bleiben, muß jene eine feste Konsistenz besitzen. Das ist z. B. in der suboxischen Zone der Fall (mikrobiell verfestigtes Sediment).

Große Verfügbarkeit an nichtoxidiert organischer Substanz im Sediment lockt Ichnofauna an (THAYER 1974: 135). Mit sinkendem Sauerstoffgehalt und steigender Redox-Grenze werden die Durchmesser der Bohrgänge kleiner (z. B.

BROMLEY & EKDALE 1984), Penetrationstiefe und Ichnospezies-Diversität nehmen ab (z. B. SEILACHER 1964, GOLDRING & LANGENSTRASSEN 1979, SAVRDA & BOTTJER 1986). Generell ist dieser Trend im Arbeitsgebiet entwickelt. Das häufigste Spurenfossil ist *Chondrites*. *Chondrites* zählt zu den gegenüber Sauerstoffmangel tolerantesten Spurenfossilien überhaupt (BROMLEY & EKDALE 1984, SAVRDA & BOTTJER 1986; „agrichnia“ s. SAVRDA et al. 1991; „fodinichnia“ EKDALE 1988). Die Grabgänge dieses r-Strategen – *Chondrites* tritt meistens in hoher Dichte und monospezifisch auf – stehen in Verbindung mit der Sedimentoberfläche, so daß prinzipiell ein Leben unter „anoxischen“ Bedingungen denkbar wäre (Mucoproteine, Schleimfilme als Auskleidung der Bohrgänge beispielsweise, schützen vor der toxischen Wirkung des H_2S), sofern über dem Sediment Sauerstoff vorhanden (EKDALE 1988) und das Sediment nicht mikrobiell verhärtet ist. Horizontale Spuren können Anoxia im Sediment anzeigen. Problematisch ist der Nachweis von Mikrobioturbation in dunklem Tonschiefer (z. B. Bonzel) wegen Kompaktion und tektonischer Überprägung. Für die weitere Untergliederung der dysaeroben BF schlagen SAVRDA & BOTTJER (1986) und BOTTJER & SAVRDA (1990) vor, mit Ichnococnosen („oxygen-related ichnococnosis“, 'Ichnotextur', BROMLEY & EKDALE 1986) zu arbeiten. Aus der vertikalen Besiedlungsfolge ist zu erkennen wie schnell sich der Sauerstoffgehalt vermindert oder erhöht hat. In den eigenen Proben sind Intensität und Bohrloch-Durchmesser meist nur deskriptiv erfaßt worden. Immerhin werden die faziellen Trends dadurch bestätigt. Ausreichende Sauerstoffversorgung mit Beginn der Senkel-Zeit ist vielerorts bereits aus der Sedimentfarbe und Korngröße zu ermitteln. Kalkige Gesteine aus dieser Zeit lassen intensive Durchwühlung des Meeresbodens mindestens bis in den Bonzeler Raum hinein erkennen. Mikrobioturbation deutet sich während des *otomari*-Intervalls in den Tonschiefern von Bonzel an. Intensive Durchwühlung (monospezifische Vergesellschaftungen) des Sediments ist aber erst im Raum Meinkenbracht sicher.

Die ermittelten Trends zur Erkennbarkeit relativer Sauerstoffgehalte sind z. T. in Abbildung 33 übernommen worden.

IV.2.5 Fauna sauerstoffdefizitärer Milieus: Anpassungen & Evolution

Die Fauna sauerstoffdefizitärer Lebensräume (SCHUBERT 1996: „DQ-Benthos“) zeichnet sich durch eine geringe Diversität und vorwiegend kleine und/oder leichte Taxa aus (Gewichtsreduktion durch Dünnschaligkeit, geringe Skulptur, Reduktion der Brachialpapillen usw.). Die charakteristische Ausbildung dieser Fauna basiert auf einem komplex vernetzten Wirkungsgefüge. Sicherlich liegen dem System u. a. auch stoffwechselphysiologische Adaptationen zugrunde, die nur schwer von funktionsmorphologischen Zwängen getrennt oder unterschieden werden können.

Vor allem die biochemischen Mechanismen sollen im Folgenden erfaßt werden. Auch hier erscheint ein monokausaler Zusammenhang wenig wahrscheinlich. Die einzelnen Steuerfaktoren überlagern sich in vielfältiger Weise und lassen sich nur schwer einzeln voneinander abgrenzen.

In beinahe jeder Arbeit über sauerstoffgeminderte Lebensräume wird ein auffälliges Merkmal aufgeführt: schwache Kalkausbildung. Nur wenige dieser Autoren nennen die zugrundeliegenden Ursachen und zitieren RHOADS & MORSE (1971). Diese nehmen an, daß die Kalkschalen-Sekretion aufgrund eines teilweisen Übergangs zwischen 'anaeroben' und 'aeroben' (hier >0 ml O_2/l , s. u.) Stoffwechsel erschwert ist. Bewiesen ist das nach Kenntnis des Verfassers bislang nicht; sonst wäre endlich das unvermittelte Erscheinen einer reichen Hartteil-Fauna im Kambrium erklärbar. Beim 'anaeroben' Stoffwechsel [hier sind tatsächlich anoxische Verhältnisse gemeint (!), anders als beim 'anaeroben' Stoffwechsel der Bakterien, der aus thermodynamischen Gründen schon ab suboxischen Verhältnissen auf andere Elektronendonatoren zurückgreift] entstehen bei der Energiegewinnung i. w. saure Katabolite (Succinat, SIMPSON & AWAPARA 1966; Alanin, STOKES & AWAPARA 1968) beim unvollständigen Glucose-Abbau (unvollständiger Tricarbonsäure-Zyklus, z. B. Glykolyse) über Fermentation. Durch sekundäre Lösung der Kalkschale werden diese Endprodukte neutralisiert (COLLIP 1920), das freiwerdende Calcium (in hohen Konzentrationen cytotoxisch) durch Chelatbildung komplex gebunden (s. RHOADS & MORSE 1971). Dieser Prozeß ist für fakultativ anaerobe Mollusken im Intertidal und auch bei Brachiopoden bekannt (HAMMEN & LUM 1966); die Prozesse beschreiben DUGAL (1939) und HOCHACHKA & MUSTAFA (1972). LASSERRE (1976: 99) verweist auf die teilweise Verwendung des 'anaeroben' Stoffwechsels selbst bei Verfügbarkeit von Sauerstoff. 'Anaerobes' Stoffwechsel ist mithin bei vielen Invertebraten möglich und vorwiegend für Milieus mit dynamischen, saisonal fluktuierenden Sauerstoffgehalten und für solche, die episodisch von Sauerstoffdefiziten betroffen, normalerweise

aber ausreichend oxygeniert sind, weiterhin möglicherweise auch für kontinuierliche suboxische und dysoxische Milieus.

Es erscheint wenig wahrscheinlich, daß sich diese zumeist im Labor ermittelten Daten tatsächlich auf natürliche Verhältnisse der „DQ“-Fauna übertragen lassen. Außerdem kann Energie entweder über 'aeroben' oder über 'anaeroben' Metabolismus gewonnen werden; **synchron** können die beiden Prozesse **nicht zu signifikanten** Raten ablaufen (HOCHACHKA & MUSTAFA 1972). Deswegen ist also entweder Schalenaufbau oder Schalenlösung möglich. Wenn die geringe Körpergröße und/oder die Dünnschaligkeit dennoch auf diesen Prozeß zurückzuführen sein sollen, müßten die Sauerstoffbedingungen regelmäßig fluktuieren, damit mal Schalenlösung, mal Schalenbildung einsetzt. Netto betrachtet müßte die Schalenbildung zu sehr geringen Anteilen überwiegen. Das ist sehr abwegig. Es ist damit kaum vorstellbar, daß diese Prozesse die Dünnschaligkeit der Fauna entscheidend mitbeeinflussen.

THAYER (1981) berichtet von rezenten Brachiopoden, die mehr als zwei Wochen in Anoxia und bei Anwesenheit von H₂S überleben können. Subaerisch exponiert schließen Bivalven ihre Klappen und betreiben fortan 'anaeroben' Metabolismus. Auch wenn sie sich im Winter tiefer eingraben müssen und so in anoxische Zonen gelangen, führen sie den 'anaeroben' Stoffwechsel aus. Ihr gesamter Metabolismus ist dann übrigens herabgesetzt (z. B. DE ZWAAN & WIJSMAN 1976). Das könnte sich natürlich in der Tat letztlich auf die Körpergröße und den Schalenbau auswirken. Fazit ist: Auch wenn noch unzureichend geklärt, begünstigen steigende Sauerstoffgehalte die Ausbildung dickerer Kalkschalen (vgl. beispielsweise LUTZ & RHODES 1977, 1980).

Bei äußerst geringem Sauerstoffangebot können nur kleine, flache Tiere (0,1-1 mm) ohne Hartschale existieren, die den Sauerstoff über die Körperoberfläche durch Diffusion erhalten (RAFF & RAFF 1970; z. B. Nematoden, HERREID 1980; hohe Toleranz der Nematoden siehe auch LASSERRE 1976). Steigende Körpergröße macht ein effektives Zirkulationssystem mit entsprechenden Transportpigmenten nötig, was wiederum mehr Sauerstoff erfordert (RAFF & RAFF 1970). Dann werden auch Hartschalen ausgebildet. 'Aerobe' (nach wie vor ist in diesem Abschnitt damit >0 ml O₂/l gemeint) Lebewesen können ihren Sauerstoffverbrauch dem -angebot anpassen und ihre Aktivität entweder einschränken (z. B. TORRES et al. 1977) oder ihre Ventilations-Tätigkeit verstärken (s. HERREID 1980; erhöhter Energiebedarf). Beides hat zweifelsohne geringe Körpergröße und/oder Dünnschaligkeit zur Folge.

OSCHMANN (1993, 1994) sieht in der 'Synchronisation des individuellen Lebenszyklus' mit Sauerstoff-Fluktuations-Zyklen' eine Möglichkeit, z. B. saisonale Sauerstoffdefizite zu überleben. Eine teleplane, pelago-benthische Larvalentwicklung bezieht sich auf ein enorm verlängertes Larvalstadium. Permanente und gravierende Sauerstoffdefizite am Boden können durch den holopelagischen Lebenszyklus umgangen werden: Die verzweigten Organismen (vielleicht durch Progenie) existieren zeitlebens in der freien Wassersäule und heften sich möglicherweise an Substrate an. Bislang ist das aber nur von pteropoden Gastropoden bekannt. BURTON & CURRY (1985) vermuten pädomorphe, holopelagische Lebensweise aber für oberdevonische Brachiopoden (Indizien: transozeanische Verbreitung und Vorkommen in sehr verschiedener Fazies).

Bei geringen Sauerstoffgehalten helfen z. B. bei Polychaeten effektivere sauerstoffbindende Pigmente (OSCHMANN 1993). Selbst H₂S-bindende und -transportierende Pigmente sind bekannt (ibidem). Vielleicht können auch andere Benthonten aufgrund dieser Anpassungen in sauerstoffarmen Milieus überleben. Trotzdem funktioniert diese Entgiftung nur bei zumindest geringen Sauerstoffkonzentrationen (z. B. ALLISON et al. 1995). Einen echten „Thiobios“ (s. Literaturverweise in LASSERRE 1976) gibt es nicht (REISE & AX 1979, s. auch LASSERRE 1976, WIGNALL 1994).

Die exaerobe BF ist aufgrund spezieller Umweltbedingungen ein 'Besiedlungsfenster' für eine epibenthische, 'biohistorische' (SEILACHER 1990) Fauna mit vergleichsweise hoher Diversität inmitten sehr unwirtlicher Bedingungen. SAVRDA & BOTTJER (1987) postulieren für die Tiere dort eine Symbiose mit chemoautotrophen Bakterien, die H₂S oxidieren können. Weil Anpassungen an weiches Substrat wegen mikrobieller Verhärtung der ansonsten nepheloiden Bodenschicht unnötig werden, gibt es auch glubose, aber trotzdem relativ dünnchalige Organismen (z. B. winzige Muscheln, *Cardiola*). Wichtig ist aber, daß sich die Tiere über die 0,2-1 mm-mächtige 'diffusive Bodenschicht' (vgl. JØRGENSEN & REYSBACH 1985) erheben können. Sie schafft eine chemische Barriere zwischen Sediment und der freien Wassersäule. In der Grenzschicht nehmen die Sauerstoffwerte rapide ab. Die Mächtigkeit solcher Grenzschichten sinkt mit Abnahme der Mikrobenmatten-Dicke.

Die Ausbildung der Schale ist in der exaeroben BF also wesentlich vom Sauerstoffgehalt abhängig. Bei *Buchiola* bildet sich auf dem Steinkern die Außenskulptur ab: Die Schale ist relativ dünn gewesen (s. Kap. III.1) und die Oberfläche (Skulptur!) vergrößert. Möglicherweise wurden in der kavernen Schale Chemosymbionten beherbergt. Chemosymbiose vermutet SEILACHER (1990) aber auch für Makrobenthos der dysaeroben BF. Die Fauna kann hier ja wieder in die nepheloide (thixotrophe Oberfläche wegen Faecal pellets detritusfressender Pelecypoden z. B., WIGNALL 1990), sauerstoffarme bis -freie Bodenschicht aktiv eindringen (nuculide Muscheln, s. WATKINS 1978), bzw. kann gar nicht verhindern, in den Weichboden einzusinken. Der Kontakt mit Schwefelwasserstoff ist letal, entsprechende Adaptation daran somit nicht abwegig [Bsp. bei *Conocardium*, *Leiorhynchus* (hic = *Pseudocamarophoria*), *Orbiculoidea*, *Chondrites*]. Anpassungen an das weiche Substrat [flache Liegeformen mit großer Auflagefläche wie *Skenidioides*, *Xystostrophia*, *Microcyclos*, *Procteria* (*Granulidictyum*), *Kerforneidictyum*; spinöse Fortsätze bei *Holynetes*, *Productella*, Spinatrypiden; Eisberg-Strategie usf. z. B. SEILACHER 1990, COPPER 1992, RACHEBOEUF 1981, FÜRSICH & HURST 1974; aber LESCINSKY 1995] haben also zwei Ziele: Zum einen wird der Filterapparat vor Partikeln geschützt, die ihn verstopfen würden, und der leichte Organismus sinkt nicht völlig ein, zum anderen wird der Kontakt zum H₂S weitgehend unterbunden. Bei kleinen oder flachen Körpern ist natürlich das Volumen des Weichkörpers auch so gering, daß die Metabolismusrate dementsprechend niedrig bleibt. Die hohlen Stacheln der Productiden können nach SEILACHER (1990) sowohl als Anker wie auch als H₂S-Pumpe fungiert haben.

Auffällig ist jedenfalls die Zunahme der Schalendicke (*Leptaena*, *Mucrospirifer*) und der Körpergröße in Richtung besserer Sauerstoffversorgung und höherenergetischer Lebensräume. Weitere Indikatoren für nicht-optimale, vor allem wohl sauerstoffdefizitäre Bedingungen sind die geringe Anzahl an Crinoiden (vgl. WIGNALL 1990) und fenestelliden Bryozoen. Die Besonderheiten im Stoffwechsel sind wohl eine der entscheidenden Ursachen für die morphologische Erscheinung.

Es ist weiterhin auffällig - wie schon mehrfach erwähnt -, daß selbst unter der pelagischen Fauna kleine Taxa vorherrschen. Der veränderte Meereschemismus (Anstieg der ODZ) hat wahrscheinlich den Stoffwechsel mancher Organismen beeinträchtigt und so zur Größenreduktion beigetragen (z. B. relativ winzige Goniatiten während des *otomari*-Intervalls). Mit der Wassertiefe steigt der Vergiftungsgrad an. Die meisten benthischen oder benthosbezogen lebenden Taxa sterben an Sauerstoffmangel oder H₂S-Vergiftung. Die Trilobiten auf dem Schelf kommen mit dem blauen Auge davon: Lediglich eine Häufigkeitsverschiebung zugunsten skulpturarmer Formen ist feststellbar: Einige Taxa sind abgeplattet (z. B. Dechenellen), also mit weniger Karbonat ausgestattet (frdl. mdl. Mitt. BASSE 1996). Ob das eine Folge des Sauerstoffgehaltes oder eine funktionsmorphologische Anpassung an z. B. endobenthische Lebensweise ist, muß derzeit unbeantwortet bleiben.

Umweltbedingter (TASCH 1953, HALLAM 1965, BRETSKY & BERMINGHAM 1970), z. B. auf mangelnden Sauerstoff rückführbarer, nicht genetisch festgelegter Zwergwuchs („physical stunting“) oder ein verkürzter Lebenszyklus (Pädomorphose genannt; winzige Mollusken: SNYDER & BRETSKY 1971), der genetisch, hormonell oder zellulär gesteuert ist, können die geringe Größe der Taxa in restriktiven Milieus verursachen. MCNAMARA (1990) führt solche Heterochronie-Effekte näher aus: Bei der Progenese z. B. verzögert sich die morphologische Entwicklung. Die maturen Individuen haben ein juveniles Aussehen und sind sehr klein. Letztlich können z. B. hormonelle Aktivierungen natürlich auf Umwelteinflüsse zurückgehen ('fakultative Heterochronie' MCNAMARA 1990, häufig bei Opportunisten).

Innerhalb bestimmter Gruppen (z. B. Atrypidina) ist eine Größenabnahme mit dem Sauerstoffgehalt zu beobachten. Die Gehäusegröße allein gibt aber noch keinen Aufschluß darüber, ob verschiedene ontogenetische Stadien vertreten sind, ob taxonomische Unterschiede vorliegen oder ob ökologische Parameter Zwergwuchs verursacht haben. Zwergwuchs läßt sich nur dann belegen, wenn die untersuchten, verschieden großen, aber gleichaltrigen Individuen ein und derselben biologischen Art angehören. Im fossilen Material kann aber nicht ausgeschlossen werden, daß es sich um verschiedene Arten handelt, die entsprechend ihrer Toleranzbreite bestimmte Milieus bevorzugen. Um die Diskussion der Artzugehörigkeit zu umgehen, werden prinzipielle Trends erfaßt: Wenn die Taxa innerhalb einer Familie oder Unterfamilie proportionale Trends entlang eines ökologischen Gradienten erkennen lassen, haben die Umweltfaktoren einen entscheidenden Einfluß auf die Physiologie des Organismus gehabt.

Die Anzahl von Anwachslinien kann saisonalen Einflüssen unterliegen. Retardiertes Wachstum, Wachstumsstopp oder gar sekundäre Schalenlösung hinterlassen Spuren in Form feiner Anwachsstreifen. Viele Taxa zeigen neben Anwachslinien verschiedener Ordnung auch größere Anwachslamellen. Im Laufe der Ontogenese

verändert sich die Zuwachsrate: Nach einem allmählichen Ansteigen der Stoffumsatzrate, im mittleren Gehäuseabschnitt mehr oder weniger konstant, um dann mit dem Erreichen des Altersstadiums bald fast zum Erliegen zu kommen. Letzteres erklärt die Drängung der Anwachslineamenten am Vorderrand z. B. der Atrypiden. Umwelteinflüsse können diesen prädestinierten Wachstumsprozeß beeinträchtigen.

Beispielhafte Messungen an Atrypiden führen Abbildungen 34a und b auf. Gehäuselänge {GL} und Gehäusebreite {GB} wurden in zweidimensionaler Aufsicht bestimmt. Die Werte sind gegen die durchschnittliche maximale Zuwachsrate (Anwachslinien {Ali} respektive Anwachslineamenten {ALam}) abgetragen worden. Die Ergebnisse widerspiegeln die Abhängigkeit des Wachstums von Umweltfaktoren wie z. B. Sauerstoff: je günstiger die Lebensverhältnisse (küstenwärts oder mit abnehmender Wassertiefe), desto weitständiger die Anwachslineamenten (ALam) bzw. Anwachslineamente (Ali) und desto größer die Individuen. Beispielsweise werden die Individuen von Linde größer als die von Meinkenbracht. Als vermuteter Altersindikator ist selbstverständlich in den meisten Fällen die Drängung der Anwachselemente am Schalenvorderrand berücksichtigt worden. Sehr viel breitere angelegte Messungen sind aber notwendig, um diese ersten Beobachtungen und angedeuteten Trends zu bekräftigen. Auch bei anderen Gruppen (*Pseudocamarophoria*, Reticulariidae, Holynetinae usf.) zeigen sich ähnliche Trends. Wegen zu spärlicher Messungen wird hier auf eine Darstellung aber verzichtet.

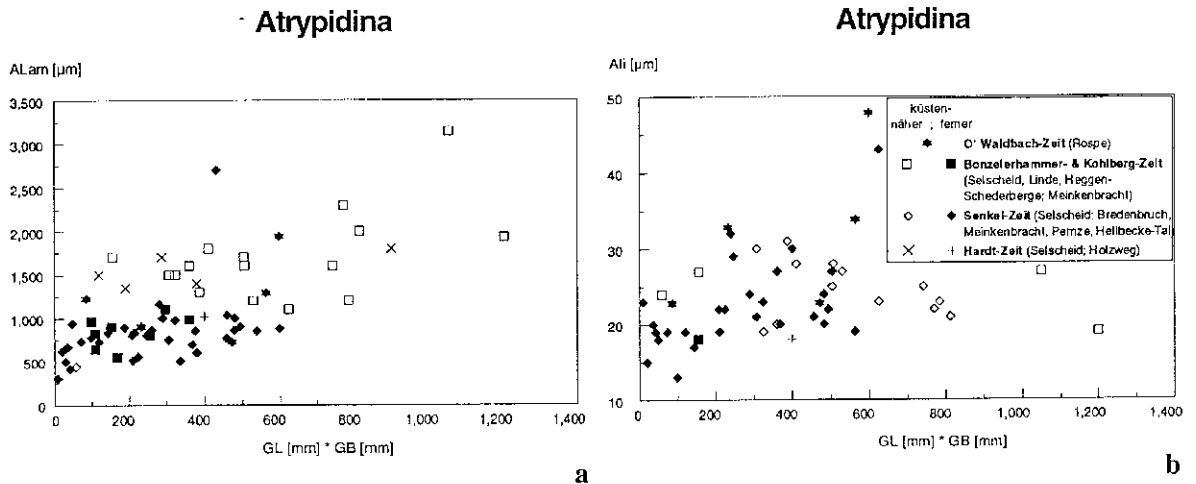


Abb. 34: Anwachslineamenten {ALam}(a) bzw. Anwachslineamente {Ali}(b), aber auch die Körpergröße (Gehäuselänge {GL} * Gehäusebreite {GB}) zeigen deutliche Abhängigkeit von Umweltfaktoren. In flacheren Meeresräumen lebende Taxa gedeihen vermutlich aufgrund besserer Sauerstoff-, Nährstoff- usw. Versorgung besser als solche in beckenwärts gelegenen, tieferen Milieus.

Dem relativ geringen Artenspektrum in sauerstoffarmen Milieus – besonders in der unteren dysoxischen BF – steht eine hohe Individuenzahl gegenüber. Es handelt sich um opportunistische Arten mit hoher Reproduktionsrate. Bei günstigen Bedingungen in einem Habitat mit fluktuierenden Bedingungen ist eine schnelle Pionierbesiedlung durch diese kurzlebigen, physiologischen Generalisten möglich (vgl. WIGNALL & MYERS 1988, WIGNALL 1990). Tempestite und Styliolinite sowie Schalenanreicherungen weisen auf episodisch turbulente Phasen hin, die möglicherweise kurzfristig für verbesserte Sauerstoffbedingungen gesorgt haben (vgl. WIGNALL 1990). Die Anreicherungen winziger Muscheln könnten eine am Aufsteigen der Redox-Grenze gescheiterte, opportunistische Besiedlung indizieren (vgl. aber Kap. III.1). Genauso ist als Grund für die Akkumulation winziger Schalen eine distale Sturm-induzierte Ablagerung denkbar, die das schlammige, H₂S-reiche Sediment am Boden aufgewirbelt hat (RICHTER 1931: 300, SEILACHER 1995). OSCHMANN (1994: 418) hält vergleichbare massenhafte Ansammlungen von Bivalven für „Prodissoconchen und sehr kleine Dissoconchen“, also für einen fehlgeschlagenen Besiedlungsvent. Die Größenverteilungen für Muschelanreicherungen aus den Wissenbacher Schieferen (SCHUBERT 1996) lassen dagegen eher auf adulte und juvenile Individuen einer, wenn nicht Pädomorphose vorliegt, eigenen und neuen Art schließen. Das eigene Material läßt mangels ausreichender Anzahl und Erhaltung solche Messungen nicht zu.

Betrachten wir die Bedeutung für die Evolution: Ein verkürzter Lebenszyklus und eine erhöhte Reproduktionsrate erhöhen die Wahrscheinlichkeit zufällig entstehender Mutanten. Damit steigt die Evolutionsrate. Beschleunigte Evolution kann in diesem Falle direkt in erhöhtem Umweltstreß gründen (s. o.)

CAIRNS et al. (1988) konnten weiterhin – an Bakterien – zeigen, daß nicht nur präexistierende, zufällig entstandene Mutanten eine Überlebenschance haben (LURIA & DELBRÜCK 1943, LEDERBERG & LEDERBERG 1952). Die Zelle scheint vielmehr in der Lage zu sein, nur bestimmte Mutationen zuzulassen, ja auszuwählen ('Selektions-induzierte', -gesteuerte Mutation; 'adaptive Mutation' sensu HARRIS et al. 1994) und zu akkumulieren, Mutationen, die unter einem Selektionsdruck stehen (CAIRNS 1993). Unter Streßsituationen (Nährstoffmangel, Sauerstoffmangel usw.; Selektion) werden andere Mutanten beobachtet als gewöhnlich (THALER 1994).

Der Zeitpunkt der Keimbahn-Abtrennung bestimmt die Anfälligkeit der Organismen während der Ontogenese gegenüber vererblichen Veränderungen des Genoms (vgl. BUSS 1988). Bei verzögerter ontogenetischer Determinierung der Keimbahn-Sequestration kann von Art zu Art verschieden sein und damit unterschiedliche Evolutionsraten erklären. Natürlich hängt die Stabilität einer Art von vielen weiteren Faktoren ab, so z. B. von der ökologischen Potenz (s. u.).

Beschleunigte Evolution kann aber auch ohne erhöhte Mutationsrate einhergehen. Sinkender Selektionsdruck herrscht nach einem globalen Bio-Event, nach Extinktionen (WALLISER 1990a, 1984a). Die freigewordenen Nischen stehen überlebenden Taxa offen. Radiationen und Diversifikationen folgen.

Ob die gesteigerte Innovationsrate zur O'Waldbach-Zeit (z. B. Dacryoconariden, Conodonten) und die erhöhte Diversifizierung während des *otomari*-Intervalls nun mit den Umweltveränderungen direkt zusammenhängen, kann derzeit nicht bewiesen werden. Auffällig ist natürlich, daß sich die neuen Entwicklungslinien, die sich nach dem *otomari*-Event als sehr erfolgreich erweisen und stark diversifizieren, parallel zu den Umweltveränderungen im Vorfeld des eigentlichen Events herausbilden, ohne daß hier Nischen freigeworden wären. Warum steigt Diversität der devonischen Ammoniten mit dem Meeresspiegel und der anoxischen Zone (HALLAM 1989)? HALLAM (1989) betont, daß sich neue Ammoniten-Taxa durch ihre geringe Körpergröße von ihren Vorgängern, aus denen sie sich schnell entwickeln, auszeichnen. Er hält einen Heterochronie-Effekt für wahrscheinlich (r-Selektion; Pädomorphose; vgl. o.).

V A U S B L I C K

Auf dem Rhenoherzynischen Schelf konnte kein Bio-Event nachgewiesen werden: Die Extinktionsrate des neritischen Benthos bleibt weit unter der Evolutionsrate; ein scharfer Faunenschnitt wie beim Pelagos (*otomari*-Event) existiert nicht. Vermutlich ist dieses Ergebnis auch für andere, entsprechende Schelfarcade der Erde zutreffend.

Der Verfasser war bestrebt, den vermuteten Event-Horizont weit bis in noch küstennähere Schelfgebiete hinein zu verfolgen. Mit zunehmender Verflachung des Lebensraumes bereitet aber schon der zeitliche Nachweis des *otomari*-Intervalls große Schwierigkeiten. Der hier erarbeitete Ansatz, die Parallelisierung der Abfolgen durch Faunenstruktur-Analysen zu verfeinern und die Vielfältigkeit miteinander zu kombinierender stratigraphischer Methoden zugunsten einer größeren Korrelationsgenauigkeit zu erhöhen, ist vielversprechend, was die Klärung der stratigraphischen Stellung von Ablagerungen des inneren Schelfs angeht. Wie sich die veränderten Umweltbedingungen auf noch küstennähere und terrigene Abfolgen auswirken, ist noch nicht beantwortet worden. Würde z. B. die Landpflanzen-Entwicklung im kritischen Zeitraum genauer beleuchtet werden können, bestünde die Chance, die Ursachen des Events unter neuen Gesichtspunkten zu eruieren.

Die Verfeinerung der Dacryoconariden- (diverse neue Formen wurden beobachtet) und Conodontenstratigraphie (*Icriodus arkonensis*-Gruppe, *Icr. regularicrescens*→*obliquimarginatus*-Linie, *Tortodus*-Gruppe, *Polygnathus cnsensis-pseudofoliatus*- usf. -Linie, *Po. hemiansatus*→*ansatus*-Linie, *Po. linguiformis*-Gruppe) läßt weiterhin eine Verbesserung der Stratigraphie erwarten. Vermittels genauerer stratigraphischer Mittel kann die Frage angegangen werden, ob sich geotektonische Prozesse (vgl. Great gap) mit komplexen Ursachen für den Event überlagern oder gar gemeinsame Ursachen vorliegen.

Nicht allein von stratigraphischem Wert ist die Analyse der evolutiven Entwicklungen bei verschiedenen Benthonten (z. B. *Mucrospirifer* → *Quiringites*?). So könnten die Auswirkungen der exzeptionellen Umweltparameter auf die Geschwindigkeit der – möglicherweise – graduellen Evolution untersucht werden, und das sogar vergleichend zwischen den einzelnen Tiergruppen. Im Zusammenhang damit spielt auch die Rolle des Umwelt-induzierten Zwergwuchses eine große Rolle. Diversitätsmessungen bringen sehr wahrscheinlich auch mehr Klarheit über vermeintliche Pseudopelagos-Assoziationen.

Sofern sich Auswertungen nicht – wie hier ansatzweise unternommen – auf Ökotypen, sondern auf das paläontologische Artverständnis stützen, wird das generelle Problem der Systematik und Taxonomie relevant: Die statistische Erfassung von Variationen innerhalb eines Taxons gehören derzeit noch zu dem stiefmütterlich behandelten Phänomen schlechthin.

Ziel ist ja, die Entwicklung der fossilen Ökosysteme bis zu den rezenten zu beleuchten und beizutragen zur Klärung der Frage: Wie wirken sich nicht-evolutive Faunenstruktur-Wandel auf die Evolution aus?

LITERATURVERZEICHNIS

- AGER, D.V. (1961): The epifauna of a Devonian spiriferid. – Quart. J. Geol. Soc. London, **67**: 1-10; London.
- AGER, D.V. (1967): Brachiopod paleocology. – Earth.-Sci. Rev., **3**: 157-179; Amsterdam.
- AGER, D.V. & RIGGS, E.A. (1964): The internal anatomy, shell growth and asymmetry of a Devonian spiriferid. – J. Paleontology, **38**: 749-760; Tulsa, OK.
- ALBERTI, G.K.B. (1979): Zur Dacryoconariden- (Tentaculiten-) Chronologie des herzynischen Unter- und Mittel-Devons. – Senckenbergiana lethaea, **60**: 223-241; Frankfurt a.M.
- ALBERTI, G.K.B. (1980): Neue Daten zur Grenze Unter/Mittel-Devon, vornehmlich aufgrund der Tentaculiten und Trilobiten im Tafilalt (SE-Marocco). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1980**: 581-594; Stuttgart.
- ALBERTI, G.K.B. (1985): Zur Tentaculitenführung im Unter- und Mittel-Devon der Zentralen Karnischen Alpen (Österreich). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **75**: 375-388; Frankfurt a.M.
- ALBERTI, G.K.B. (1993): Dacryoconaride und homocentide Tentaculiten des Unter- und Mittel-Devons I. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **158**: 229 S.; Frankfurt a.M.
- ALGEO, T.J., BERNER, R.A., MAYNARD, J.B. & SCHECKLER, S.F. (1995): Late Devonian oceanic anoxic events and biotic crisis: „rooted“ in the evolution of vascular land plants? – GSA Today, **5**: 45, 64-66; Boulder, CO.
- ALLISON, P.A., WIGNALL, P.B. & BRETT, C.E. (1995): Palaeo-oxygenation: effects and recognition. – Geol. Soc. Spec. Publ., **83**: 97-112; London.
- ANDERSON, J.J. (1982): The nitrite-oxygen interface at the top of the oxygen minimum zone in the eastern tropical North Pacific. – Deep-Sea Res. A, Oceanogr. Res. Pap., **29**: 1193-1201; Oxford, ...
- ANDERSON, J.J., OKUBO, A., ROBBINS, A.S. & RICHARDS, F.A. (1982): A model for nitrite and nitrate distribution in oceanic oxygen minimum zones. – Deep-Sea Res. A, Oceanogr. Res. Pap., **29**: 1113-1140; Oxford, ...
- APTE, S.C. & HOWARD, A.G. (1986): Arsenic, antimony and selenium speciation during a spring phytoplankton bloom in a closed experimental ecosystem. – Mar. Chem., **20**: 119-130; Amsterdam.
- ARTHUR, M.A., SCHLANGER, S.O. & JENKINS, H.C. (1987): The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event. II. Paleooceanographic controls on organic matter production and preservation. – Geol. Soc.: 401-420; London.
- ARTHUR, M. & SAGEMAN, B.B. (1994): Marine black shales: depositional mechanisms and environments of ancient deposits. – Annu. Rev. Earth Planet. Sci., **22**: 499-551; Palo Alto, CA.
- BAILEY, J.B. (1983): Middle Devonian Bivalvia from the Solsville Member (Marcellus Formation). – Bull. Am. Mus. Nat. Hist., **174**: 193-325; New York, NY.
- BARNES, C., HALLAM, A., KALJO, D., KAUFFMAN, E.G. & WALLISER, O.H. (1995): Global event stratigraphy. – In: WALLISER, O.H. [Ed.]: Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic. – Springer Verlag: 319-333; Berlin, ...
- BASSE, M. (1996): Trilobiten aus mittlerem Devon des Rhenohercynikums: I. Corynexochida und Proetida (1). – Palaeontographica, **A 239**: 89-182; Stuttgart.
- BECKER, R.T. & HOUSE, M.R. (1994): International Devonian goniatite zonation, Emsian to Givetian, with new records from Morocco. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **169**: 79-135; Frankfurt a.M.
- BEHRENS, V. (1980): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen im Remscheid-Altener Sattel im Raum Altena (GK 25 Altena NW, NE 4712 und GK 25 Iserlohn SW, SE 4612). – unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen, 124 S.; Göttingen.
- BERGER, W.H., FÜCHTBAUER, H., HOLLAND, H.D., HOLSER, W.T., JENKINS, W.J., KULKE, H.G., LASAGA, A.C., SARNTHEIM, M., SEILACHER, A., VALBERTON, I., WALLISER O.H. & WEFER, G. (1984): Short-term changes affecting atmosphere, oceans, and

- sediments during the Phanerozoic.— In: HOLLAND, H.D. & TRENDALL, A.F. [Eds.]: Patterns of change in earth evolution.— Dahlem Konf., 171-205; Berlin, ... (Springer Verlag).
- BERGSTRÖM, J. (1968): Some Ordovician and Silurian brachiopod assemblages.— *Lethaia*, 1: 230-237; Oslo.
- BERRY, W.B.N. & WILDE, P. (1978): Progressive ventilation of the oceans; an explanation for the distribution of the Lower Paleozoic black shales.— *Am. J. Sci.*, 278: 257-275; New Haven, CT.
- BERRY, W.B.N., WILDE, P. & QUINBY-HUNT, M.S. (1989): Palaeozoic (Cambrian through Devonian) anoxic biotopes.— *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 74: 3-13; Amsterdam.
- BIERNAT, G. (1964): Middle Devonian *Atrypa* (Brachiopoda) from the Holy Cross Mountains, Poland.— *Acta Palaeontologica Polonica*, IX: 277-340; Warschau.
- BIERNAT, G. (1966): Middle Devonian Brachiopods of the Bodzentyn Syncline (Holy Cross Mountains, Poland).— *Palaeontologia Polonica*, 17: 162 S.; Warschau.
- BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W. (1957): Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons.— *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 22: 136 S.; Wiesbaden.
- BOTTJER, D.J. & JABLONSKI, D. (1988): Palaeoenvironmental patterns in the evolution of post-Paleozoic benthic marine invertebrates.— *Palaaios*, 3: 540-560; Tulsa, OK.
- BOTTJER, D.J. & SAVRDA, C.E. (1990): Oxygen levels from biofacies and trace fossils.— In: BRIGGS, D.E.G. & CROWTHER, P.R. [Eds.]: *Palaeobiology. A synthesis.*— Blackwell Sci. Publ.: 408-410; Oxford, ...
- BOUČEK, B. (1964): The tentaculites of Bohemia. Their morphology, taxonomy, ecology, phylogeny and biostratigraphy.— *Czech. Akad. Sci.*: 215 S.; Prag.
- BOUCOT, A.J. (1959): Brachiopods of the Lower Devonian rocks at Highland Mills, New York.— *J. Paleont.*, 33: 727-769; Tulsa, OK.
- BOUCOT, A.J. (1975): Evolution and extinction rate controls.— *Develop. Palaeont. Stratig.*, 1: 427 S.; Amsterdam, ...
- BOUCOT, A.J. (1981): Biogeography and community analysis.— *Studies in Geol.*, 5: 141-153; Knoxville, TN.
- BOUCOT, A.J. (1986): Ecostratigraphic criteria for evaluating the magnitude, character and duration of bioevents.— *Lecture Notes Earth Sci.*, 8: 25-45; Berlin, Heidelberg.
- BOUCOT, A.J. (1988): Devonian biogeography: an update.— *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 14: 211-227; Calgary, AB.
- BOUCOT, A.J. (1990a): Phanerozoic extinctions: how similar are they each other?— *Lecture Notes Earth Sci.*, 30: 5-30; Berlin, ...
- BOUCOT, A.J. (1990b): Silurian and pre-Upper Devonian bio-events.— *Lecture Notes Earth Sci.*, 30: 125-132; Berlin, ...
- BOUCOT, A.J., BAHLBURG, II., BREITKREUZ, C., ISAACSON, P.E., NIEMEYER, H. & URZUA, F. (1995): Devonian brachiopods from northern Chile.— *J. Paleont.*, 69: 257-263; Tulsa, OK.
- BRAATZ, J. (1992): Geologische Untersuchungen südöstlich von Grevenstein (NE-Rand des Ebbe-Sattels, Mitteldevon, TK 25 Endorf 4714, Rheinisches Schiefergebirge).— unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 64 S. + XXIV S.; Göttingen.
- BRALOWER, T.J., ARTHUR, M.A., LECKIE, R.M., SILTER, W.V., ALLARD, D.J. & SCHLANGER, S.O. (1994): Timing and paleoceanography of oceanic dysoxia/anoxia in the Late Barremian to Early Aptian (Early Cretaceous).— *Palaaios*, 9: 335-369; Tulsa, OK.
- BRALOWER, T.J. & THIERSTEIN, H.R. (1984): Low productivity and slow deep-water circulation in Mid-Cretaceous oceans.— *Geology*, 12: 614-618; Boulder, CO.
- BRASIER, M.D. (1995a): Fossil indicators of nutrient levels 1: Eutrophication and climate change.— *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 83: 113-132; London.
- BRASIER, M.D. (1995b): Fossil indicators of nutrient levels 2: Evolution in relation to oligotrophy.— *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 83: 133-150; London.
- BRASS, G.W., SOUTHAM, J.R. & PETERSON, W.H. (1982): Warm saline bottom water in the ancient ocean.— *Nature*, 296: 620-623; London.
- BRETSKY, P.W. (1968): Evolution of Paleozoic marine invertebrate communities.— *Science*, 159: 1231-1233; Washington, D.C.
- BRETSKY, P.W. & BERMINGHAM, J.J. (1970): Ecology of the Paleozoic scaphopod genus *Plagioglypta* with special reference to the Ordovician of eastern Iowa.— *J. Paleont.*, 44: 908-924; Tulsa, OK.
- BRETT, C.E. & BAIRD, G.C. (1986): Comparative taphonomy: a key to palaeoenvironmental interpretation based on fossil preservation.— *Palaaios*, 1: 207-227; Tulsa, OK.
- BRETT, C.E., BOUCOT, A.J. & JONES, B. (1993): Absolute depth of Silurian benthic assemblages.— *Lethaia*, 26: 25-40; Oslo.
- BRETT, C.E., DICK, V.B. & BAIRD, G.C. (1991): Comparative taphonomy and paleoecology of Middle Devonian dark gray and black shale facies from western New York.— *New York State Mus. Bull.*, 469: 5-36; Albany, NY.
- BRILLOUIN, L. (1962): Science and information theory. 2nd ed. —Academic; New York.
- BROMLEY, R.G. & EKDALE, A.A. (1984): *Chondrites*: a trace fossil indicator of anoxia in sediments.— *Science*, 224: 872-874; Washington, D.C.
- BROMLEY, R.G. & EKDALE, A.A. (1986): Composite ichnofabrics and tiering of burrows.— *Geol. Mag.*, 123: 59-65; London.
- BUDIL, P. (1995): Demonstrations of the Kazák event (Middle Devonian, Uppermost Eifelian) at some Barrandian localities.— *Věstník Českého geol. ústavu*, 70: 1-24; Prag.
- BULMAN, O.M.B. (1964): Lower palaeozoic plankton.— *Quart. J. Geol. Soc. London*, 120: 455-476; London.
- BULTYNCK, P. (1987): Pelagic and neritic conodont successions from the Givetian of pre-Sahara Morocco and the Ardennes.— *Bull. Inst. Royal nat. Belgique, Sci. de la Terre*, 57: 149-181; Brüssel.

- BULTYNCK, P. (1995/96): Devonian icriodont ranges with regard to global events.– SDS Newsletter, **12**: 46-50; Stuttgart.
- BULTYNCK, P. & WALLISER, O.H. (1991): Section Bou Tchratine (mapsheet Erfoud NH-30-XX-2).– In: WALLISER, O.H. [Ed.]: Morocco field meeting on the SDS. IUGS Nov. 28 - Dec. 5, 1991. Guide Book.– 49-57; Göttingen.
- BULTYNCK, P., WALLISER, O.H. & WEDDIGE, K. (1991): Conodont based proposal for the Eifelian-Givetian boundary.– In: WALLISER, O.H. [Ed.]: Morocco field meeting on the SDS. IUGS Nov. 28 - Dec. 5, 1991. Guide Book.– 13-15; Göttingen.
- BURTON, C.J. & CURRY, G.B. (1985): Pelagic brachiopods from the Upper Devonian of east Cornwall.– Proc. Ussher Soc., **6**: 191-195; Bristol.
- BUSS, L.W. (1988): Diversification and germ-line determination.– Paleobiology, **14**: 313-321; Lancaster, PA.
- BYERS, C.W. (1977): Biofacies patterns in euxinic basins: a general model.– SEPM Spec. Publ., **25**: 5-17; Tulsa, OK.
- CAIRNS, J. (1993): Directed mutation.– Science, **260**: 1221-1222; Washington, D.C.
- CAIRNS, J., OVERBAUGH, J. & MILLER, S. (1988): The origin of mutants.– Nature, **335**: 142-145; London.
- CALEF, C.E. & BAMBACH, R.K. (1973): Low nutrient levels in Lower Paleozoic (Cambrian - Silurian) oceans.– Abstr. Progr. Geol. Soc. Am., **5**: 565; Boulder, CO.
- CANFIELD, D.E. & RAISWELL, R. (1991): Pyrite formation and fossil preservation.– In: ALLISON, P.A. & BRIGGS, D.E.G. [Eds.]: Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record.– Plenum Press: 337-387; New York & London.
- CARLS, P., MEYN, H. & VESPERMANN, J. (1993): Lebensraum, Entstehung und Nachfahren von *Howellella* (*Iberohowellella*) *hollmanni* n. sg., n. sp. (Spiriferacea; Lochkovium, Unter-Devon).– Senckenbergiana lethaea, **73**: 227-267; Frankfurt a.M.
- CARTER, J.G. & TEVESZ, M.J.S. (1978): Shell microstructure of a Middle Devonian (Hamilton Group) bivalve fauna from Central New York.– J. Paleont., **52**: 859-880; Tulsa, OK.
- CHLUPÁČ, I. (1994): Devonian trilobites - evolution and events.– Geobios, **27**: 487-505; Villeurbanne.
- CHLUPÁČ, I. & KUKAL, Z. (1986): Reflection of possible global Devonian events in the Barrandian area, C.S.S.R.– Lecture Notes Earth Sci., **8**: 169-179; Berlin, Heidelberg (Springer Verlag).
- CHLUPÁČ, I. & KUKAL, Z. (1988): Possible global events and the stratigraphy of the Palaeozoic of the Barrandian (Cambrian– Middle Devonian, Czechoslovakia).– Sbor. geol. věd Geol., **43**: 83-148; Prag.
- CHLUPÁČ, I. & TUREK, V. (1983): Devonian goniatites from the Barrandian area, Czechoslovakia.– Věstník Českého geol. ústavu, **46**: 159 S.; Prag.
- CISNE, J.L. & RABE, B.D. (1978): Coenocorrelation: gradient analysis of fossil communities and its applications in stratigraphy.– Lethaia, **11**: 341-364; Oslo.
- CLAUSEN, C.-D. (1978): Erläuterungen zu Blatt 4814 Lennestadt.– Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, 474 S.; Krefeld (Geol. L.-A. Nordrh.-Westf.).
- CLAUSEN, C.-D. (1992): Odershausen Beds.– Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **152**: 51; Frankfurt a.M.
- COLLIP, J.B. (1920): Studies on molluscan coelomic fluid: effects of change in environment on the carbon dioxide content of the coelomic fluid: Anaerobic respiration in the *Mya arenaria*.– J. Biol. Chem., **45**: 23-49; New York, NY.
- COPPER, P. (1966): Ecological distribution of Devonian atrypid brachiopods.– Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., **2**: 245-266; Amsterdam.
- COPPER, P. (1967): *Spinatrypa* and *Spinatrypina* (Devonian Brachiopoda).– Palaeontology, **10**: 489-523; London.
- COPPER, P. & RACHEBOEUF, P. (1985): Devonian atrypoid brachiopods from the Armorican Massif, northwestern France.– Palaeontographica, **A 187**: 58-104; Stuttgart.
- COPPER, P. (1992): Paleocene 14: organisms and carbonate substrates in marine environments.– Geosci. Can., **19**: 97-112; Waterloo, ON.
- CORRENS, C.W. (1923): Der Odershäuser Kalk im oberen Mitteldevon. Ein Beitrag zur Deutung fossilreicher Kalklinsen in Tonschiefern.– N. Jb. Min., Geol. Paläont., **XLIX**. Beil.-Bd, 211-249; Stuttgart.
- COWEN, R. (1968): A new type of delthyrial cover in the Devonian brachiopod *Mucrospirifer*.– Palaeontology, **11**: 317-327; London.
- CRICKMAY, C.H. (1950): Some Devonian Spiriferidae from Alberta.– J. Paleont., **24**: 219-225; Tulsa, OK.
- CZERANOWSKI, (1913): Zarys Metod Statystycznych w Zastosowaniu do Antropologii.– Prace Towarzystwa Naukowego Warszawskiego, **5**: 228; Varsovie. (zitiert aus SEPKOSKI 1974).
- DEMAISON, G.J. & MOORE, G.T. (1980): Anoxic environments and oil source bed genesis.– AAPG Bull., **64**: 1179-1209; Tulsa, OK.
- DENCKMANN, A. (1893): Schwarze Goniatiten-Kalke im Mitteldevon des Kellerwaldgebirges.– Jb. Preuß. Geol. L.-Anst. (f. 1892), **XIII**: 12-15; Berlin.
- DENCKMANN, A. (1900): Ueber das Vorkommen von Prolecaniten im Sauerland.– Z. dt. geol. Ges., **52** (Prot.): 112-116; Berlin.
- DENCKMANN, A. (1905): Bericht ueber die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahmen in den Jahren 1901 und 1902.– Jb. Kgl. Preuß. L.-Anst. u. Bergakad. (f. 1902), **XXIII**: 554-596; Berlin.
- DENCKMANN, A., HENKE, W. & SCHMIDT, W.E. (1924): Erläuterungen zu Blatt Olpe.– Geol. Kt. Preussen u. benachb. Bundesstaaten, **39** S.; Berlin (Preuß. Geol. L.-Anst.).
- DENCKMANN, A. & LOITZ, H. (1900): Ueber einige Fortschritte in der Stratigraphie des Sauerlandes.– Z. dt. geol. Ges., **52**: 564-567; Berlin.
- DEVOL, A.H. (1978): Bacterial oxygen kinetics as related to biological processes in oxygen deficient zones of the oceans.– Deep-Sea Res., Oceanogr. Res. Pap., **25**: 137-146; Oxford, New York.

- DE ZWAAN, A. & WIJSMAN, T.C.M. (1976): Anaerobic metabolism in Bivalvia (Mollusca). I. Characteristics of anaerobic metabolism.- *Comp. Biochem. Physiol.*, **54B**: 313-324; Oxford, ...
- DICKENS, G.R., O'NEIL, J.R., REA, D.K. & OWEN, R.M. (1995): Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene.- *Paleoceanogr.*, **10**: 965-971; Washington, D.C.
- DIETZ, C., FLIEGEL, G. & FUCHS, A. (1935): Erläuterungen zu Blatt Kürten.- *Geol. Kt. Preussen u. benachb. dt. Ländern*, 44 S.; Berlin (Preuss. Geol. L.-Anst.).
- DIETZ, C. & FUCHS, A. (1935): Erläuterungen zu Blatt Lindlar.- *Geol. Kt. Preussen u. benachb. dt. Ländern*, 51 S.; Berlin (Preuss. Geol. L.-Anst.).
- DREWITZ, J. (1985): Paläoökologische und fazielle Untersuchungen in der Ohle-Formation (Eifel-Stufe, Rheinisches Schiefergebirge, Attendorn-Mulde).- *Diss. IMGU Univ. Göttingen*: 117 S.; Göttingen (Photodruck Selbstverlag).
- DUGAL, L.P. (1939): The use of calcareous shell to buffer the product of anaerobic glycolysis in *Venus mercenaria*.- *J. Cellular. Comp. Physiol.*, **13**: 235-251; Philadelphia, PA.
- DUGDALE, R.C., GOERING, J.J., BARBER, R.T., SMITH, R.L. & PACKARD, T.T. (1977): Denitrification and hydrogen sulfide in the Peru upwelling region during 1976.- *Deep-Sea Res., Oceanogr. Res. Pap.*, **24**: 601-608; Oxford, New York.
- DUTRO, J.T.Jr. (1986): Devonian brachiopod biostratigraphy.- In: OLIVER, W.A.Jr. & KLAPPER, G. [Eds.]: *Devonian biostratigraphy of New York. Part 1. Text.* (Reprint SDS 1981).- SUNY-Binghamton Library: 67-81; Binghamton, NY.
- DZIK, J. (1986): Turrilepadida and other Macheridia.- In: HOFFMANN, A. & NITECKI, M.H. [Eds.]: *Problematic Fossil Taxa*.- Clarendon: 116-134; Oxford.
- EBERT, A. (1961): Erläuterungen zu Blatt 4616 Eversberg.- *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:25000, 107 S.; Krefeld (Geol. L.-A. Nordrh.-Westf.).
- EBERT, A. & MÜLLER, H. (1973): Erläuterungen zu Blatt 4715 Eslohe.- *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:25000, 298 S.; Krefeld (Geol. L.-A. Nordrh.-Westf.).
- EBERT, JO. (1988): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen im Mitteldevon südlich Iserlohn (NE-Rand des Remscheid-Altana-Sattels, GK 25 Iserlohn 4612).- unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 163 S.; Göttingen.
- EBERT, JO. (1993): Globale Events im Grenz-Bereich Mittel/Ober-Devon.- *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **59**: 106 S.; Göttingen.
- EISENLOHR, H. (1969): Stratigraphische und faunistische Untersuchungen der Unterhonseler Schichten am NE-Ende des Remscheid-Altanaer Sattels (Rheinisches Schiefergebirge).- *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, **14**: 57-104; Münster/Westfalen.
- EKDALE, A.A. (1988): Pitfalls of paleobathymetric interpretations based on trace fossil assemblages.- *Palaos*, **3**: 464-472; Tulsa, OK.
- ERBACHER, J., THURLOW, J. & LITKE, R. (1996): Evolution patterns of radiolarian and organic matter variations: A new approach to identify sea-level changes in Mid-Cretaceous pelagic environments.- *Geology*, **24**: 499-502; Boulder, CO.
- ERDMANN, H. (1982): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen in der Lädenschneider Mulde im Raum Werdohl (GK 25 Altana, 4712, NW und SW).- unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 119 S.; Göttingen.
- ERICKSON, D.J. III. & DICKSON, S.M. (1987): Global trace-element biogeochemistry at the K/T boundary: oceanic and biotic response to a hypothetical meteorite impact.- *Geology*, **15**: 1014-1017; Boulder, CO.
- ELDRIDGE, N. & GOULD, S.J. (1972): Punctuated equilibria: an alternative to phyletic gradualism.- In: SCHOPF, T.M. [Ed.]: *Models in paleobiology*.- Freeman, Cooper & Co.: 82-115; San Francisco.
- EPPLEY, R.W., ROGERS, J.N. & MCCARTHY, J.J. (1969): Half saturation constants for uptake of nitrate and ammonium by phytoplankton.- *J. Phycol.*, **5**: 333-340; Baltimore, MD.
- ETTER, W. (1995): Benthic diversity patterns in oxygenation gradients: an example from the Middle Jurassic Switzerland.- *Lethaia*, **28**: 259-270; Oslo.
- FABER, P., VOGEL, K. & WINTER, J. (1977): Beziehungen zwischen morphologischen Merkmalen der Brachiopoden und Fazies, dargestellt an Beispielen des Mitteldevons der Eifel und Südmarokkos.- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **154**: 21-60; Stuttgart.
- FAULKNER, B.L. (1983): Ontogenetic variability of the brachiopod *Mucrospirifer mucronatus* from the Devonian of Pennsylvania.- *Abstr. Progr. Geol. Soc. Am.*, **15**: 199; Boulder, CO.
- FELDMAN, H.R. (1980): Level-bottom brachiopod communities in the Middle Devonian of New York.- *Lethaia*, **13**: 27-46; Oslo.
- FISCHER, H. (1969): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Givet nördlich der Elssper Mulde zwischen Serkenrode und Bremke (Rheinisches Schiefergebirge, Sauerland/Westf.).- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **133**: 267-308; Stuttgart.
- FISCHER, A.G. & ARTHUR, M.A. (1977): Secular variations in the pelagic realm.- *SEPM Spec. Publ.*, **25**: 19-50; Tulsa, OK.
- FLÜGEL, E. (1982): *Microfacies Analysis of Limestones*.- Springer Verlag: 633 S.; Berlin, ...
- FOREE, H.G. & MCCARTY, P.L. (1970): Anaerobic decomposition of algae.- *Environm. Sci. Technol.*, **4**: 842-849; Washington, D.C.
- FRANKE, W. (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan Belt of Central Europe.- *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **230**: 67-90; Boulder, CO.
- FRECH, F. (1891): Die devonischen Aviculiden Deutschlands. - *Abh. geol. Spec.-Kl. Preußen*, **9**: VIII+260 S.; Berlin.
- FRITZ, G. (1989): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen am NE-Rand des Ebbe-Sattels auf Blatt Endorf (4714).- unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 103 S.; Göttingen.
- FUCHS, A. (1911): Erläuterungen zu Blatt Iserlohn.- *Geol. Kt. Preussen u. benachb. Bundesstaaten*, 62 S.; Berlin (Kgl. Preuß. Geol. L.-Anst.).

- FUCHS, A. (1914): Zur Stratigraphie der Lenneschiefer und des jüngeren Unterdevons im östlichen Taunus.– Jb. Kgl. Preuß. Geol. L.-Anst. (f. 1912), **XXXIII**: 474-477; Berlin.
- FUCHS, A. (1917): Die Entwicklung der devonischen Schichten im westlichen Teile des Remscheid-Altenaer und des Ebbesattels.– Jb. Kgl. Preuß. Geol. L.-Anst., **XXXVI**, Teil II (f. 1915): 1-95; Berlin.
- FUCHS, A. (1923): Erläuterungen zu Blatt Altena i.W.– Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten, 60 S.; Berlin (Preuß. Geol. L.-Anst.).
- FUCHS, A. & SCHMIDT, W.E. (1928): Erläuterungen zu Blatt Gummersbach.– Geol. Kt. Preußen und benachb. dt. Ländern, 55 S.; Berlin (Preuß. Geol. L.-Anst.).
- FURSICH, F.T. (1978): The influence of faunal distribution and mixing on the preservation of fossil benthic communities.– *Lethaia*, **11**: 243-250; Oslo.
- FURSICH, F.T. & ABERHAN, M. (1990): Significance of time-averaging for palaeocommunity analysis.– *Lethaia*, **23**: 143-152; Oslo.
- FURSICH, F.T. & HURST, J.M. (1974): Environmental factors determining the distribution of brachiopods.– *Palaeontology*, **17**: 879-900; London.
- GAINES, R.R. (1995): Biostratigraphic zonation in the Middle Devonian Mahantango Formation of Hardy County, West Virginia and vicinity.– *Abstr. Progr. Geol. Soc. Am.*, **27**: 54; Boulder, CO.
- GALLE, A. (1994): Rugose corals of the Acanthopyge Limestone of Koněprusy (Middle Devonian, Barrandian, Czech Republic).– *Věstník Českého geol. ústavu*, **69**: 41-54; Prag.
- GALLE, A., HLADIL, J. & ISAACSON, P.E. (1995): Middle Devonian biogeography of closing south Laurussia-north Gondwana Variscide: examples from the Bohemian Massif (Czech Republic), with emphasis on Horní Benesov.– *Palaios*, **10**: 221-239; Tulsa, OK.
- GARCIA-ALCALDE, J.L., ARBIZU, M., GARCIA LOPEZ, S., LEYVA, F., MONTESINOS, R., SOTO, F. & TRUYÓLS-MASSONI, M. (1990): Devonian stage boundaries (Lochkovian/Pragian, Pragian/Emsian, and Eifelian/Givetian) in the Cantabric region (NW Spain).– *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **180**: 177-207; Stuttgart.
- GAUTHIER, D.L., KHARAKA, Y.K. & SURDAM, R.C. (1985): Relationship of organic matter and mineral diagenesis.– *SEPM Lecture Notes for Short Course*, **17**: 1-5; Tulsa, OK.
- GILLBRICHT, C.A. (1983): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen im Bereich der Lüdenscheider Mulde auf dem Gebiet der Gemeinde Herscheid (GK25 Altena, 4712, Rechtsrheinisches Schiefergebirge).– unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 103 S.; Göttingen.
- GINGERICH, P.D. (1984): Punctuated equilibria; where is the evidence?– *Syst. Zool.*, **33**: 335-338; Washington, D.C.
- GIRAUDEAU, J. & BAILEY, G.W. (1995): Spatial dynamics of coccolithophore communities during an upwelling event in the southern Benguela system.– *Cont. Shelf Res.*, **15**: 1825-1852; Oxford, ...
- GOLDRING, R. (1995): Organisms and the substrate: response and effect.– *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **83**: 151-180; London.
- GOLDRING, R. & LANGENSTRASSEN, F. (1979): Open Shelf and Near-Shore Clastic Facies in the Devonian.– *Palaeontology*, **23**: 81-97; London.
- GODEFROID, J. (1995): Les brachiopodes (Pentamerida, Atrypida et Spiriferida) de la fin de l'Eifélien et du début du Givetien a Pondrôme (Belgique, bord sud du Synclorium de Dinant).– *Bull. de l'Inst. R. des Sci. Nat. de Belgique, Sciences de la Terre*, **65**: 69-116; Brüssel.
- GOURVENNEC, R. (1989): Brachiopodes Spiriferida du Devonian Inférieur du Massif Armorican.– *Biostrat. du Paléozoïque*, **9**: 1-281; Brest.
- GRABERT, H. (1969): Erläuterungen zu Blatt 4912 Drolshagen.– *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:25000, 103 S.; Krefeld (Geol. L.-A. Nordrh.-Westf.).
- GROOS, H. (1969): Mitteldevonische Ostracoden zwischen Ruhr und Sieg (Rechtsrheinisches Schiefergebirge).– *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **1**: 110 S.; Göttingen
- ГУРЬЕВ, Т.А., КРОПАЧЕВ, А.И., & СОБОЛЕВ, А.Е. (1964): Стратиграфия среднего и верхнего девона хр. Сетте-Дабан.– *Соретская геология*, **1984**: 56-66; Moskau.
- HAFFER, J. (1962): Zur Stratigraphie der oberen Eifel- und unteren Givet-Stufe des Ebbe-Sattels.– *Decheniana*, **155**: 111-128; Bonn.
- HALL, J. (1894): An introduction to the study of the genera of Palaeozoic Brachiopoda. Part II.– *Palaeontology*, **VIII**: XVI + 394 S.; Albany, NY.
- HALLAM, A. (1965): Environmental causes of stunting in living and fossil marine benthonic invertebrates.– *Palaeontology*, **8**: 132-155; London.
- HALLAM, A. (1967): The depth significance of shales with bituminous laminae.– *Mar. Geol.*, **5**: 481-483; Amsterdam.
- HALLAM, A. (1989): The case for sea-level change as a dominant causal factor in mass extinctions of marine invertebrates.– *Phil. Trans. R. Soc. London*, **B325**: 437-455; London.
- HAMMEN, C.S. & LUM, S.C. (1966): Fumarate reductase and succinate dhydrogenase activities in bivalve mollusks and brachiopods.– *Comp. Biochem. Physiol.*, **19**: 775-781; Oxford, ...
- HARRIS, R. S., LONGERICH, S. & ROSENBERG, S.M. (1994): Recombination in adaptive mutation.– *Science*, **264**: 258-260; Washington, D.C.
- HAUDE, R. & LANGENSTRASSEN, F. (1976): Winkclzähne von Ophiocistoiden aus Silur, Devon und Karbon.– *Lethaia*, **9**: 179-184; Oslo.
- HAUFF, B. & HAUFF, R.B. (1982): Das Holzmadenbuch (3. Aufl.).– 153 S.; Fellbach.

- HAVLÍČEK, V. (1967): Brachiopoda of the suborder Strophomenida in Czechoslovakia.– Rozprawy ustréd Ustrédni Geol., **33**: 1-235; Prag.
- HENKE, W. (1907): Zur Stratigraphie des südwestlichen Teiles der Attendorn-Alsper Doppelmulde.– Diss. Univ. Göttingen: 39 S.; Göttingen.
- HENKE, W. (1912): Exkursionsführer durch die Attendorn-Alsper Doppelmulde für die Frühjahrsversammlung des Niederrheinischen geologischen Vereins, April 1912.– Sitz.-Ber. niederrhein. geol. Ver., **1912**: 1-24; Bonn.
- HENKE, W. (1913): Über die Gliederung des Devons des östlichen Sauerlandes.– Z. dt. geol. Ges., **65** (Mb. 11): 602-606; Berlin.
- HENKE, W. (1924): Erläuterungen Blatt Endorf.– Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten, 44 S.; Berlin (Preuß. Geol. L.-Anst.).
- HENKE, W. & SCHMIDT, W.E. (1922a): Erläuterungen zu Blatt Altenhudem.– Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten, 65 S.; Berlin (Preuß. Geol. L.-Anst.).
- HENKE, W. & SCHMIDT, W.E. (1922b): Erläuterungen zu Blatt Attendorn.– Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten, 58 S.; Berlin (Preuß. Geol. L.-Anst.).
- HERING, GA. (1992): Geologische Untersuchungen östlich Brenschede (Ost-Ende des Ebbe-Antiklinoriums, TK 25 Endorf 4714, Rheinisches Schiefergebirge).– unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 180 S.; Göttingen.
- HERREID, C.F. II. (1980): Hypoxia in invertebrates.– Comp. Biochem. Physiol., **67A**: 311-320; Oxford, ...
- HLADIL, J. (1986): Trends in the development and cyclic patterns of Middle and Upper Devonian buildups.– Facies, **15**: 1-34; Erlangen.
- HLADIL, J. (1989): Function morphology of Alveolithinae and its dependence on the Kellwasser and other events (Tabulata, M. to U. Devonian, Moravia, CSSR).– Newsl. Stratigr., **21**: 25-37; Berlin, Stuttgart.
- HLADIL, J. (1993): Tabulatomorphs and stromatoporids below and above the upper boundary of the Acanthopyge Limestone (Eifelian/Givetian transitional interval, Central Bohemia).– Věstník Českého geol. ústavu, **68**: 27-42; Prag.
- HLADIL, J., ČEJCHAN, P. & BEROUŠEK, P. (1992): Rebuilding of the shallow water dwellers: *otomari*-Kačák and Kellwasser events.– Fifth Int. Conf. Global Bio-Events Göttingen, Feb. 16-19, 1992; Abstr. Vol. („Phanerozoic Global Bio-Events and Event-Stratigraphy“): 50-51; Göttingen.
- HOCHACHKA, P.W. & MUSTAFA, T. (1972): Invertebrate facultative anaerobiosis.– Science, **178**: 1056-1060; Washington, D.C.
- HOFFKNECHT, A. (1984): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen im Bereich der Lüdenscheider Mulde auf dem Gebiet der Gemeinde Lüdenscheid (GK 25 Altena 4712 und GK 25 Lüdenscheid 4711, Rechtsrheinisches Schiefergebirge).– unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 134 S.; Göttingen.
- HOLZAPFEL, E. (1895): Das Obere Mitteldevon im Rheinischen Gebirge.– Abh. Preuß. Geol. L.-Anst., **N.F. 16**: 459; Berlin.
- HORN, M., KULICK, J. & MEISCHNER, D. (1973): Erläuterungen zu Blatt Nr. 4820 Bad Wildungen.– Geol. Kt. Hessens 1:25000, 386 S.; Wiesbaden (Hess. L.-A. Bodenforsch.).
- HOUSE, M.R. (1978): Devonian ammonoids from the Appalachians and their bearing in international zonation and correlation.– Spec. Pap. Palaeont. Soc., **21**: 1-70; London.
- HOUSE, M.R. (1983): Devonian eustatic events.– Proc. Ussher Soc., **5**: 396-405; Bristol.
- HOUSE, M.R. (1985): Correlation of Mid-Palaeozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations.– Nature, **313**: 17-22; London.
- HOUSE, M.R. (1989): Ammonoid extinction events.– Phil. Trans. R. Soc. Lond. B, **325**: 307-326; London.
- IHMA, I. (1901): Studies on Hexactinellida. Contribution I (Euplectellidae).– J. Colloid sci. Tokyo, **15**: 1-299; Tokyo.
- JABLONSKI, D. (1986): Causes and consequences of mass extinctions: a comparative approach.– In: ELLIOT, D.K. [Ed.]: Dynamics of extinction.– Wiley: 183-229; New York, NY.
- JABLONSKI, D. & LUTZ, R.A. (1983): Larval ecology of marine benthic invertebrates: paleobiological implications.– Biol. Rev., **58**: 21-89; Cambridge.
- JEFFERIES, R.P.S. & MINTON, P. (1965): The mode of life of two Jurassic species of '*Posidonia*' (Bivalvia).– Palaeontology, **8**: 156-185; London.
- JENKYN, H.C. (1980): Cretaceous anoxic events: from continents to oceans.– J. Geol. Soc., **137**: 171-188; London.
- JØRGENSEN, B.B. & REVSBAK, N.P. (1985): Diffusive boundary layers and the oxygen uptake of sediments and detritus.– Limnol. Oceanogr., **30**: 111-122; Lawrence, KN.
- JOHNSON, J.G. (1971): Lower Givetian brachiopods from Central Nevada.– J. Paleont., **45**: 301-326; Tulsa, OK.
- JOHNSON, J.G. (1974): Middle Devonian Givetian brachiopods from the *Leiorhynchus castanea* zone of Nevada.– Geol. et Palaeont., **8**: 49-96; Marburg.
- JOHNSON, J.G. (1979): Devonian brachiopod biostratigraphy.– Spec. Pap. Palaeont., **23**: 291-306; London.
- JOHNSON, J.G. & KLAPPER, G. (1990): Lower and Middle Devonian brachiopod-dominated communities of Nevada, and their position in a biofacies-province-realm model.– J. Paleont., **64**: 902-941; Tulsa, OK.
- JOHNSON, J.G., KLAPPER, G. & SANDBERG, C.A. (1985): Devonian eustatic fluctuations in Euramerica.– Geol. Soc. Am. Bull., **96**: 567-587; Boulder, CO.
- JOHNSON, J.G. & MURPHY, M.A. (1984): Time-rock model for Siluro-Devonian continental shelf, western United States.– Geol. Soc. Am. Bull., **95**: 1349-1359; Boulder, CO.

- JUCKENACK, C. (1985): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen in der Lüdenschieder Mulde südöstlich von Werdohl (GK 25 Altena 4712, Rechtsrheinisches Schiefergebirge). – unveröff. Dipl.-Arb., IMGU Univ. Göttingen: 234 S.; Göttingen.
- ЮУРИНА, А.Л. (1965): Новый прапалеотропик из среднего девона Казахстана. – Палеонтологический Журнал, **3**: 119-122; Moskau.
- JUX, U. (1960): Die devonischen Riffe im Rheinischen Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **110**: 186-258; Stuttgart.
- KAISER, K. (1993): Geologische Untersuchungen im Mitteldevon zwischen Grevenstein und Meinkenbracht (NE-Rand des Ebbel-Antiklinoriums, TK Endorf 4714, Rheinisches Schiefergebirge). – unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 94+XV S.; Göttingen.
- KAMMER, T.W., BRETT, C.E., BOARDMAN, D.R. II. & MAPES, R.II. (1986): Ecologic stability of the dysaerobic biofacies during the Late Paleozoic. – *Lethaia*, **19**: 109-121; Oslo.
- KAUFFMAN, E.G. (1978): Benthic environments and paleoecology of the Posidonieschiefer (Toarcian). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **157**: 18-36; Stuttgart.
- KAUFFMAN, E.G. (1981): Ecological reappraisal of the German Posidonieschiefer (Toarcian) and the stagnant basin model. – In: GRAY, J., BOUCOT, A.T. & BERRY, W.B.N. [Eds.]: *Communities of the past*. – Hutchinson Ross: 311-381; Stroudsburg.
- KEMPE, S. (1990): Alkalinity: the link between anaerobic basin and shallow water carbonates. – *Naturwiss.*, **77**: 426-427; Berlin.
- KEMPE, S. & KAZMIERCZAK, J. (1994): The role of alkalinity in the evolution of ocean chemistry, organization of living systems, and biocalcification processes. – *Bull. de l'Inst. océanograph.*, n° spéc. **13**: 1-56; Monaco
- KERR, R.A. (1995): Geoscientists contemplate a fatal belch and a living ocean. – *Science*, **270**: 1441-1442; Washington, D.C.
- KIEHL, J.T. (1994): Clouds and their effects on the climate system. – *Physics Today*, Nov. **1994**: 36-42; Woodbury, NY.
- KINZIG, A.P. & SOCOLOW, R.H. (1994): Human impacts on the nitrogen cycle. – *Physics Today*, Nov. **1994**: 24-31; Woodbury, NY.
- KITCHELL, J.A. (1990): Biological selectivity of extinction. – *Lecture Notes Earth Sci.*, **20**: 31-43; Berlin, ... (Springer Verlag).
- KLEINEBRINKER, G. (1992): Conodonten-Stratigraphie, Mikrofazien und Inkohlung im Mittel- und Oberdevon des Bergischen Landes. – *Geol. Inst. Univ. Koeln, Sonderveröffentlichungen*, **85**: 101 S.; Köln.
- KLINGEBIEL, B. (1987): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen am Nordostrand des Remscheid-Altana-Sattels (GK 25 Iserlohn 4612). – unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 116 S.; Göttingen.
- KLOCKNER, R. (1988): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen im Mitteldevon am E-Rand des Remscheid-Altana-Sattels bei Evingsen (GK 25 Iserlohn 4612). – unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 192 S.; Göttingen.
- KOCH, W.F. II. (1981): Brachiopod community paleoecology, paleobiogeography, and depositional topography of the Devonian Onondaga limestone and correlative strata in eastern North America. – *Lethaia*, **14**: 83-103; Oslo.
- KOCH, W.F. II & BOUCOT, A.J. (1982): Temperature fluctuations in the Devonian Eastern Americas Realm. – *J. Paleont.*, **56**: 240-243; Tulsa, OK.
- KRAPP, L. (1967): Eine Neugliederung des Oberen Mitteldevons (Givet-Stufe) im zentralen Teil der Attendorn-Elsper Doppelmulde zwischen Neu-Listernohl, Bonzel und Heggen (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland). – *Münst. Forsch. Geol. Paläont.*, **2**: 137 S.; Münster/Westfalen.
- KREBS, W. (1969): Über Schwarzschiefer und bituminöse Kalke im mitteleuropäischen Variscikum. – *Erdöl und Kohle, Erdgas, Petrochem.*, **22**: 2-6, 62-67; Hamburg.
- KREBS, W. (1979): Devonian basinal facies. – *Spec. Pap. Palaeontol.*, **23**: 125-139; London.
- KRYLOVA, A.K. (1967): Stratigraphic importance of Devonian brachiopods of the Siberian platform. – *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, **14**: 531-536; Calgary, AB.
- KUANG, G., ZHAO, M. & TAO, Y. (1989): Liujiang section of Guangxi. The standard Devonian section of China. – *Gungxi Inst. China, China Univ. Geosci. Press*: 154 S.; [zitiert aus WALLISER et al. 1995]
- KVENVOLDEN, K.A. (1988): Methane hydrate - A major reservoir of carbon in the shallow geosphere? – *Chem. Geol.*, **71**: 41-51; Amsterdam.
- KVENVOLDEN, K.A. (1993): Gas hydrates: Geological perspective and global change. – *Rev. Geophys.*, **31**: 173-187; Washington, D.C.
- LANGENSTRASSEN, F. (1983): Neritic sedimentation of the Lower and Middle Devonian in the Rheinische Schiefergebirge east of the river Rhine. – In: MARTIN, H. & EDER, F.W. [Eds.]: *Intracontinental fold belts*. – Springer Verlag: 43-76; Berlin, Heidelberg.
- LANGENSTRASSEN, F. & SCHÖNE, B.R. (i. Vorb.): Die Selscheid-Formation: ein Leithorizont an der Eifel/Givet-Grenze im Raum Altena-Werdohl (nordwestliches Sauerland, östliches Rheinisches Schiefergebirge).
- LANGHEINRICH, G. (1967): Die tektonische Deformation von *Schellwienella umbraculum* im Givet von Niedersalwey (Westfalen). – *Geol. Mitt.*, **7**: 159-172; Aachen.
- LASKER, H. (1976): Effects of differential preservation on the measurement of taxonomic diversity. – *Paleobiology*, **2**: 84-93; Lancaster, PA.
- LASSERRE, P. (1976): Metabolic activities of benthic microfauna and meiofauna. Recent advances and review of suitable methods of analysis. – In: McCAYE, I.M. [Ed.]: *The benthic boundary layer*. – Plenum Press: 95-142; New York, London.
- LEARY, P.N. & RAMPINO, M.R. (1990): A multi-causal model of mass extinctions: increase in trace metals in the oceans. – *Lecture Notes Earth Sciences*, **30**: 46-55; Berlin, ... (Springer Verlag).
- LEDERBERG, J. & LEDERBERG, E.M. (1952). – *J. Bacteriol.*, **63**: 399-406; [zitiert aus CAIRNS et al. 1988]

- LESCINSKY, H.L. (1995): The life orientation of concavo-convex brachiopods: overturning the paradigm.– *Paleobiology*, **21**: 520-551; Lancaster, PA.
- LOBOZIAK, S., STREEL, M. & WEDDIGE, K. (1990): Meiospores, the *Jemurata* and *triangularis* levels and their faunal indices near the Eifelian/Givetian boundary in the Eifel (F.R.G.).– *Annales de la Société Géologique de Belgique*, **113**: 299-313; Liege.
- LOTTMANN, J. (1984): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen in der Lüdenscheider Mulde nordöstlich von Lüdenscheid (GK 25 Altena 4712 und GK 25 Lüdenscheid 4711).– unveröff. Dipl.-Arb. IMGP Univ. Göttingen: 131 S.; Göttingen.
- LOTZE, F. (1928): Das Mitteldevon des Wennetals nordöstlich der Elspen Mulde.– *Abh. Preuß. Geol. L.-Anst.*, **104**: 104 S.; Berlin.
- LOTZE, F. (1955): Zur Stratigraphie der Unterhonseler Schichten am Nordostrande des Altenaer Sattels (Blatt Iserlohn, Sauerland).– *N. Jb. Geol. Paläont.*, **1955**: 13-15; Stuttgart.
- LÜTKE, F. (1979): Biostratigraphical significance of the Devonian *Dacryoconarida*.– *Spec. Pap. Palaeont.*, **23**: 281-289; London.
- LÜTKE, F. (1985): Devonian tentaculites from Nevada (USA).– *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **75**: 197-226; Frankfurt a.M.
- LURIA, S.E. & DELBRUCK, M. (1943).– *Genetics*, **28**: 491-511; [zitiert aus CAIRNS et al. 1988]
- LUTZ, R.A. & RHOADS, D.C. (1977): Anaerobiosis and a theory of growth line formation.– *Science*, **198**: 1222-1227; Washington, D.C.
- LUTZ, R.A. & RHOADS, D.C. (1980): Growth patterns within the molluscan shell; an overview.– In RHOADS, D.C. & LUTZ, R.A. [Eds.]: *Skeletal growth of aquatic organisms; biological records of environmental change*.– Plenum Press: 203-254; New York, London.
- MANABE, S. & STOFFER, R.J. (1993): Century-scale effects of increased atmospheric CO₂ on the ocean-atmosphere system.– *Nature*, **364**: 215-218; London.
- MAREK, L. & YOCHERSON, E.L. (1976): Aspects of the biology of *Hyalitha* (Mollusca).– *Lethaia*, **9**: 65-82; Oslo.
- MARGALEF, D.R. (1958): Information theory in ecology.– *General Systems*, **3**: 37-41; Ann Arbor, MI.
- MARGALEF, D.R. (1968): Perspectives in ecological theory.– Univ. of Chicago Press: 111 S.; Chicago.
- MARTILL, D. (1993): Soupy substrates: A medium for the exceptional preservation of *Ichthyosaurus* of the Posidonia Shale (Lower Jurassic) of Germany.– *Kaupia. Darmstädter Beitr. z. Naturgesch.*, **2**: 77-97; Darmstadt.
- MARTILL, D. (1995): The taphonomy of vertebrates in black shales: The concept of soupy Fossil-Lagerstätten.– III EPA Workshop: *Black Shales Models*, Dotternhausen July, 6-8. 1996: 46-50; Dotternhausen.
- MAY, A. (1986): Biostratigraphische Untersuchungen im Mittel-Devon des Nordwest-Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge).– *Dortmunder Beitr. Landeskd. naturwiss. Mitt.*, **20**: 23-55; Dortmund
- MAY, A. (1993): Stratigraphie, Stromatoporen-Fauna und Palökologie von Korallenkalcken aus dem Ober-Eifelium und Unter-Givetium (Devon) des nordwestlichen Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge).– *Geol. Paläont. Westf.*, **24**: 93 S.; Münster.
- MAY, A. (1995): Relationship among sea-level fluctuation, biogeography and bioevents of the Devonian: an attempt to approach a powerful, but simple model for complex long-range control of biotic crisis.– *Geolines*, **3**: 38-49; Prag.
- MAY, A. & AVLAR, H. (1995): Evolution of Rhenish faunal communities during the Late Emsian and Early Eifelian: three reviews on sedimentation, brachiopods and bioevents.– *Geolines*, **3**: 50-52; Prag.
- MCGHEE, G.R.Jr. (1981): Evolutionary replacement of ecological equivalents in Late Devonian benthic marine communities.– *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **34**: 267-283; Amsterdam.
- MCMANAMA, K.J. (1990): Heterochrony.– In: BRIGGS, D.E.G. & CROWTHER, P.R. [Eds.]: *Palaeobiology. A synthesis*.– Blackwell Sci. Publ.: 111-119; Oxford, ...
- MCRROBERTS, C.A. & STANLEY, G.D.Jr. (1989): A unique bivalve-algae life assemblage from the Bear Gulch limestone (Upper Mississippian) of Central Montana.– *J. Paleont.*, **63**: 578-581; Lawrence, Kansas.
- MEISCHNER, D. (1971): Clastic sedimentation in the Variscan Geosyncline east of the river Rhine.– In: MÜLLER, G. [Ed.]: *Sedimentology of parts of Central Europe. Guidebook to excursions held during the VIII International Sedimentological Congress 1971 in Heidelberg, Germany*.– Kramer: 9-43; Frankfurt a.M.
- MENDBAYAR, B. (1976): Nekotoryye spiriferidy iz zhivetskikh otlozheniy Zapadnoy Mongolii.– In: KRAMARENKO, N.N., LUVSANDANZAN, B., VORONIN, YU I., BARSBOLD, R., ROZHDESTVENSKIY, A.K., TROFIMOV, B.A. & RESHETOV, V.YU [Eds.]: *Sovmestnaya Sovetsko-Mongol'skaya paleontologicheskaya ekspeditsiya, Trudy, Vypusk 3, Paleontologiya i biostratigrafiya Mongolii*.– Izd. Nauka.: 350-353; Moskau. [zitiert aus GeoRef Disc 2]
- MOORE, R.C. (1965): Part H Brachiopoda.– *Treatise on Invertebrate Paleont.*– *Geol. Soc. Am.*: XXXII u. III-H927; Lawrence, KN.
- MÖRCHEN, A. (1992): Geologische Untersuchungen im Mitteldevon bei Endorf (NE-Rand des Ebbe-Antiklinoriums, TK 25 Endorf 4714, Rheinisches Schiefergebirge).– unveröff. Dipl.-Arb. IMGP Univ. Göttingen: 134 S. + XXIII S.; Göttingen.
- MORRIS, R.J. & CALVERT, S.E. (1977): Geochemical studies of organic-rich sediments from the Namibian Shelf. I. The organic fractions.– In: ANGEL, M [Ed.]: *A voyage of discovery*.– Pergamon: 647-665; Oxford.
- MÜLLER, H. (1965): Zur Stratigraphie der Eifel/Givet-Grenze im östlichen Sauerland.– *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **9**: 755-806; Krefeld.
- MÜLLER, H. (1990a): Zur Altersfrage und Faunenführung der Briloner Schiefer im nordöstlichen Sauerland (Mitteldevon, Rheinisches Schiefergebirge).– *Geol. Jb.*, **D95**: 7-42; Hannover.
- MÜLLER, H. (1990b): [Exkursionsführer: „Lok.2: Hellbecke-Tal bei Olsberg“; *Geol. L.-A. Nordrh.-Westf.*; Krefeld]

- MULLINS, H.T., THOMPSON, J.B., McDOUGALL, K. & VERCOUTERE, T.L. (1985): Oxygen-minimum zone edge effects: evidence from the Central California coastal upwelling system. – *Geology*, **13**: 491-494; Boulder, CO.
- OLIVER, W.A.Jr. (1954): Stratigraphy of the Onodaga limestone (Devonian) in Central New York. – *Bull. Geol. Soc. Am.*, **65**: 621-652; New York, NY.
- OLIVER, W.A.Jr. (1976): Presidential address. Biogeography of Devonian rugose corals. – *J. Paleont.*, **50**: 365-373; Tulsa, OK
- OLIVER, W.A.Jr. (1993): The Siphonophrentidac (rugose corals, Devonian) of eastern North America. – *U.S. Geol. Survey Bull.*, **2024**: B1-B32; Washington, D.C.
- OSCHMANN, W. (1988): Kimmeridge Clay sedimentation - a new cyclic model. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **65**: 217-251; Amsterdam.
- OSCHMANN, W. (1991): Anaerobic - poikiloaerobic - aerobic: a new facies zonation for modern and ancient neritic redox facies. – In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. [Eds.]: *Cycles and events in stratigraphy*. – Springer Verlag: 565-571; Berlin, ...
- OSCHMANN, W. (1993): Environmental oxygen fluctuations and the adaptive response of marine benthic organisms. – *J. Geol. Soc. London*, **150**: 187-191; London.
- OSCHMANN, W. (1994): Adaptive pathways of benthic organisms in marine oxygen-controlled environments. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **191**: 394-444; Stuttgart.
- PAECKELMANN, W. (1934): Die Grundzüge der Tektonik des östlichen Sauerlandes. Mit Beiträgen zur Stratigraphie des Mitteldevons. – *Jb. Preuß. Geol. L.-Anst.*, **54**: 217-260; Berlin.
- PAECKELMANN, W. (1936): Erläuterungen zu Blatt Brilon. – *Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Ländern*, **67** S.; Berlin (Preuß. Geol. L.-Anst.)
- PARRISH, J.T. (1982): Upwelling and petroleum source beds, with reference to Paleozoic. – *AAPG Bull.*, **66**: 750-774; Tulsa, OK.
- PASAVA, F. & SOBOTKA, M. (1991): 3. Newsletters of the IGCP Project 254 „Metalliferous Black Shales“. – *Geol. Survey*, 1-96; Prag. [zitiert aus ZIMMERLE 1992]
- PAUL, H. (1939): Eine festgeheftete Muschel des Kulm-Meeress, *Posidonia becheri*. – *Natur & Volk*, **69**: 402-406; Frankfurt a.M.
- PETERS, LEROY R. (1983): Evolutionary trends of the Mucrospirifer. – *Transact. Wisconsin Acad. Sci., Arts and Letters*, **55**: 139-143; Madison, WI.
- PICKERILL, R.K. & BRECHLEY, P.J. (1991): Benthic macrofossils as paleoenvironmental indicators in marine siliciclastic facies. – *Geosc. Can.*, **18**: 119-138; Toronto, ON.
- PIELOU, E.C. (1966): The measurement of diversity in different types of biological collections. – *J. Theor. Biol.*, **4**: 163-177; London.
- PIELOU, E.C. (1977): *Mathematical Ecology*. 2nd rev. ed. – J. Wiley & Sons: 385 S.; New York, ...
- PIJL, W. (1987): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen am Nordflügel des Ebbe-Sattels (GK 25 Plettenberg 4713, Rechtsrheinisches Schiefergebirge). – unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 154 S.; Göttingen.
- PLASSMANN, B. (1990): Geologische Untersuchungen am NE-Rand des Ebbe-Sattels im Mitteldevon (GK 25 Endorf 4714). – unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 125 S.; Göttingen.
- PLESSMANN, W. (1966): Lösung, Verformung, Transport und Gefüge. (Beiträge zur Gesteinsverformung im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge). – *Z. dt. geol. Ges.*, **115**: 650-663; Hannover.
- POMEROL, C. (1984): Des „tempestites“ aux „extraterrestres“: Nature, durée, périodicité et intérêt des événements en stratigraphie. – *Bull. Soc. géol. France*, **26**: 1165-1169; Paris.
- POMPECKJ, J.F. (1901): Die Juraablagerungen Regensburg und Regensburg. – *Geogn. Jh.*, **14**: 139-220; München.
- PRAUSS, M. & RIEGEL, W. (1989): Evidence from phytoplankton associations for causes of black shale formation in epicontinental seas. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1989**: 671-682; Stuttgart.
- QUINBY-HUNT, M.S. & WILDE, P. (1995): Climate forcing by marine methane clathrates during the Lower Paleozoic? – *AGU Fall Meeting Abstr.*, **1995**: F306, O32B-14; Washington, D.C.
- RACHEBOEUF, P. (1981): Chonétacés (Brachiopodes) Siluriens et Dévoniciens du Sud-Ouest de l'Europe. – *Mém. Soc. géol. mineral. Bretagne*, **27**: 294 S.; Rennes.
- RACHEBOEUF, P. & GARCIA, J.-P. (1996): Spine asymmetry in chonetoidan brachiopods: an example of reiterated heterochronies linked to intra-Devonian events. – *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **123**: 323-342;
- RACKI, G. (1988): Middle to Upper Devonian boundary beds of the Cross Mts. Central Poland: introduction to ecostratigraphy. – *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, **14**: 119-131; Calgary, AB.
- RACKI, G. (1993): Evolution of the bank to reef complex in the Devonian of the Holy Cross Mountains. – *Acta Palaeontologica Polonica*, **37**: 87-182; Warschau.
- RAFF, R.A. & RAFF, E.C. (1970): Respiratory mechanisms and the metazoan fossil record. – *Nature*, **228**: 1003-1005; London.
- RAISWELL, R. & BERNER, R.A. (1987): Organic carbon loss during burial and thermal maturation of normal marine shales. – *Geology*, **15**: 853-856; Boulder, CO.
- REISE, H. & AX, P. (1979): A meiofaunal 'Thiobiosis' limit to the anaerobic sulfide system of marine sand does not exist. – *Mar. Biol.*, **54**: 225-237; Berlin.
- REUTER, A. (1988): Geologische Untersuchungen im Mitteldevon südlich Iserlohn unter Berücksichtigung stratigraphischer, fazieller und tektonischer Aspekte (Nordost-Rand des Remscheid-Altena-Sattels, GK 25 Iserlohn 4612). – unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 181 S.; Göttingen.

- RHOADS, D.C. & MORSE, J.W. (1971): Evolutionary and Ecologic Significance of Oxygen-deficient Marine Basins.- *Lethaia*, **4**: 413-428; Oslo.
- RHOADS, D.C., MULSOW, S.G., GUTSCHICK, R., BALDWIN, C.T. & STOLZ, J.F. (1991): The dyaeobic zone revisited: a magnetic facies? - *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **58**: 187-199; London.
- RHOADS, D.C. & YOUNG, D.K. (1970): The Influence of Deposit-feeding Organisms on Sediment Stability and Community Trophic Structures - *J. Mar. Res.*, **28**: 150-178; New Haven, CT.
- RICHARDS, F.A. (1965): Anoxic basins and fjords.- In: Riley, J.P. & Skirrow, G. [Eds.]: *Chemical oceanography*.- Acad. Press, London, **1**: 611-645; London.
- RICHTER, R. (1931): Tierwelt und Umwelt im Huntrückschiefer; zur Entstehung eines schwarzen Schlammsteins.- *Senckenberg am Meer*, **51**: 299-342; Frankfurt a.M.
- RICKARD, L.V. (1964): Correlation of the Devonian rocks in New York State.- *New York State Mus. and Sci. Service Geol. Survey Map and Chart Ser.*, **4**; New York, NY.
- RICKARD, L.V. (1986): Stop 16 -- Cherry Valley.- In: OLIVER, W.A.Jr. & KLAPPER, G. [Eds.]: *Devonian biostratigraphy of New York. Part 2. Stop descriptions.* (Reprint SDS 1981).- SUNY-Binghamton Library: 55-58; Binghamton, NY.
- ROEMER, F. (1844): *Das Rheinische Uebergangsgebirge (Eine palaeontologisch-geognostische Darstellung)*.- Hahn: 96 S.; Hannover.
- ROUSHAN, F. (1986): Sedimentologische und dynamische Aspekte der Fazies und Paläogeographie im Bereich der Wiedene-Formation (Mittel-Devon, Rheinisches Schiefergebirge).- *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **31**: 101 S.; Göttingen.
- ROWELL, A.J. & KRAUSE, F.F. (1973): Habitat diversity in the Acrotretacea (Brachiopoda, Inarticulata).- *J. Paleont.*, **47**: 791-800; Tulsa, OK.
- RUAN YI-PING & MU DAO-CHENG (1989): Devonian tentaculitoids from Guangxi.- *Mem. Nanjing Inst. Geol. Palaeont.*, *Acad. Sin.*, **26**: 1-234; Nanjing.
- RUDWICK, M.J.S. (1965): Ecology and palaeoecology.- In: MOORE, R.C. [Ed.]: *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part II-Brachiopoda 1*.- *Geol. Soc. Am.*, H199-H214; Lawrence, KN.
- RUEDEMANN, R. (1934): Paleozoic plankton of North America.- *Mem. Geol. Soc. Am.*, **2**: 1-141; Washington, D.C.
- SAGEMAN, B.B. (1989): The benthic boundary biofacies model: Hartland Shale Member, Greenhorn Formation (Cenomanian), Western Interior, North America.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **74**: 87-110; Amsterdam.
- SAGEMAN, B.B., WIGNALL, P.B. & KAUFFMAN, E.G. (1991): Biofacies models for oxygen-deficient facies in epicontinental seas: tool for paleoenvironmental analysis.- In: EINSELE, G, RICKEN, W. & SEILACHER, A. [Eds.]: *Cycles and events in stratigraphy*.- Springer Verlag: 542-564; Berlin, ...
- SAUERLAND, U. (1983): Dacryoconariden und Homocteniden der Givet- und Adorf-Stufe aus dem Rheinischen Schiefergebirge (Tentaculitoidea, Devon).- *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **25**: 86 S.; Göttingen.
- SAVRDA, C.E. & BOTTIER, D. (1986): Tracc-fossil model for reconstruction of palaeo-oxygenation in bottom waters.- *Geology*, **14**: 3-6; Boulder, CO.
- SAVRDA, C.E. & BOTTIER, D. (1987): The exaerobic zone, a new oxygen-deficient marine biofacies.- *Nature*, **327**: 54-56; London.
- SAVRDA, C.E. & BOTTIER, D. (1991): Oxygen-related biofacies in marine strata: an overview and update.- *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **58**: 201-219; London.
- SAVRDA, C.E., BOTTIER, D.J. & GORSLINE, D.S. (1984): Development of a comprehensive oxygen-deficient marine biofacies model: evidence from Santa Monica, San Pedro, and Santa Barbara Basins, California Continental Borderland.- *LAPG Bull.*, **68**: 1179-1192; Tulsa, OK.
- SAVRDA, C.E. & BOTTIER, D. & SEILACHER, A. (1991): Redox-related benthic events.- In: EINSELE, G, RICKEN, W. & SEILACHER, A. [Eds.]: *Cycles and events in stratigraphy*.- : Springer Verlag: 524-541; Berlin, ...
- SCHAFER, K.-D. (1986): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen am SE-Rand des Remscheid-Altana-Sattels (GK 25 Altana 4712 und GK 25 Lüdenscheid 4711).- unveröff. Dipl.-Arb. IMGP Univ. Göttingen: 135 S.; Göttingen.
- SCHINDLER, E. (1984): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen in der Lüdenscheider Mulde nördlich der Versetalsperre (GK 25 Altana 4712 und GK 25 Herscheid 4812).- unveröff. Dipl.-Arb. IMGP Univ. Göttingen: 160 S.; Göttingen.
- SCHLANGER, S.O. & JENKYN, H.C. (1976): Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences.- *Geol. en Mijnbouw*, **55**: 179-184; Amsterdam.
- SCHLEGEL, H.G. (1985): *Allgemeine Mikrobiologie*. Unter Mitarbeit von K. SCHMIDT. 6. überarbeitete Aufl.- Thieme: 571 S.; Stuttgart, New York.
- SCHMIDT, H. (1926): Schwellen- und Beckenfazies im ostrheinischen Paläozoikum.- *Z. dt. geol. Ges.*, **77**: 226-234; Hannover.
- SCHMIDT, H. (1931): Die ursprünglichen Zusammenhänge zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge.- *Die Naturwiss.*, **18**: 911-916; Berlin.
- SCHMIDT, H. (1935): Die bionomische Einteilung der fossilen Meeresböden.- *Fortschr. Geol. Paläont.*, **XII** (38): 1-154; Berlin.
- SCHMIDT, H. (1944): Ökologie und Erdgeschichte.- *Z. dt. Geol. Ges.*, **96**: 113-123; Berlin.
- SCHMIDT, H. (1956): Zur Rangordnung der Faziesbegriffe.- *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **49**: 333-345; Wien.
- SCHMIDT, H. (1962): Über die Faziesbereiche im Devon Deutschlands.- *Symposium Silur/Devon-Grenze, 1960*: 224-230; Stuttgart.
- SCHMIDT, H. (1964): Zur geologischen Bedeutung des marinen Sulphuretuns.- *Geol. Rd.*, **54**: 632-644; Stuttgart.

- SCHMIDT, H. & TRUNCKO, L. (1965): Die Basis des Givet im Bereich der Lenneschiefer.– Fortschr. Geol. Paläont. Rheinl. u. Westf., 9: 807-876; Krefeld.
- SCHMIDT, HERTA (1937): Zur Morphogenie der Rhynchonelliden.– Senckenbergiana, 19: 22-60; Frankfurt a. M.
- SCHMIDT, M. (1994): Die unendliche Synthese - Erweiterungen der Evolutionstheorie seit 1950.– Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Breisgau, 82/83: 169-192; Freiburg.
- SCHÖNE, B.R. (1994): Geologisch-paläontologische Untersuchungen am NE-Rand des Ebbe-Sattels nordöstlich Faulebutter/Weuspert (GK 25 Endorf 4714, Rhein. Schiefergebirge).– unveröff. Dipl.-Arb. IMGP Univ. Göttingen: 107 S. + XXVII S.; Göttingen.
- SCHÖNE, B.R. (1996a): Allochrone Variationen bei *Nowakia* (*Nowakia*) ex gr. *otomari* BOUČEK & PRANTL 1959 (Dacryoconarida, Rheinisches Schiefergebirge).– N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1996: 651-671; Stuttgart.
- SCHÖNE, B.R. (1996b): *Viriatellina holochlidana* n.sp. aus der Odershausen-Formation von Bad Wildungen (Dacryoconarida, Mittel-Devon, Kellerwald).– N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1996: 161-168; Stuttgart.
- SCHÖNE, B.R. & LANGENSTRASSEN, F. (im Druck): Die Bonzeler Grenzschicht im Typusprofil bei Lennestadt (südliches Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge).– Geologica et Palaeontologica; Marburg.
- SCHÖNE, B.R. & SCHUBERT, M. (1996): Gekrümmte Dacryoconariden aus der Odershausen-Formation (Mittel-Devon; „Blauer Bruch“, Bad Wildungen, Ense).– Senckenbergiana lethaea, 76: 121-131; Frankfurt a. M.
- SCHONLAUB, H.P. (1986): Significant geological events in the Paleozoic record of the Southern Alps (Austrian part).– Lecture Notes Earth Sci., 8: 163-167; Berlin, Heidelberg (Springer Verlag).
- SCHREINER, M. (1976): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen in der Ländschieder Mulde im Raum Werdohl (Mtbl. 4712 Altena SE und NE).– unveröff. Dipl.-Arb. IMGP Univ. Göttingen: 147 S.; Göttingen.
- SCHUBERT, M. (1996): Die dysacrobe Biofazies der Wissenbacher Schiefer (Rheinisches Schiefergebirge, Harz, Devon).– Göttinger Arb. Geol. Paläont., 68: 131 S.; Göttingen.
- SCHUCHERT, C. (1910): Palaeogeography of North America.– Bull. Geol. Soc. Am., 20: 427-606; Boulder, CO.
- SCHÜLKE, I. (1995): Evolutionäre Prozesse bei *Palmatolepis* in der frühen Famenne-Stufe (Conodonta, Ober-Devon).– Göttinger Arb. Geol. Paläont., 67: 108 S.; Göttingen.
- SCHUMANN, D. (1967): Die Lebensweise von *Mucrospirifer* GRABAU, 1931 (Brachiopoda).– Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., 3: 381-392; Amsterdam.
- SCOTSE, C.R. & MCKERRROW, W.S. (1990): Revised world maps and introduction.– Geol. Soc. Mem., 12: 1-21; London.
- SCUPIN, H. (1900): Die Spiriferen Deutschlands.– Fischer: 344 S.; Jena.
- SEILACHER, A. (1964): Biogenic sedimentary structures.– In: IMBRIE, J. & NEWELL, N.D. [Eds.]: Approaches to paleocology.– Wiley: 296-316; New York.
- SEILACHER, A. (1982): Ammonite shells as habitats in the Posidonia Shales of Holzmaden - floats or benthic islands?– N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1982: 98-114; Stuttgart.
- SEILACHER, A. (1990): Aberrations in bivalve evolution related to photo- and chemosymbiosis.– Hist. Biol., 3: 289-311; London.
- SEILACHER, A. (1995): Black-shale models: an observational approach.– III EPA Workshop: Black Shales Models, Dotternhausen, July, 6-8. 1995: 67-69; Dotternhausen.
- SEPKOSKI, J.J.Jr. (1974): Quantifies coefficients of association and measurement of similarity.– Math. Geol., 6: 135-152; New York, NY.
- SHANNON, C.E. & WEAVER, W. (1949): The mathematical theory of communication.– University Illinois Press: 117 S.; Urbana, Ill.
- SHEEHAN, P.M. (1977): Ordovician and Silurian brachiopods from graptolitic shales and related deep-water argillaceous rocks.– *Lethais*, 10: 201-203; Oslo.
- SIMMS, M.J. (1986): Contrasting lifestyles in Lower Jurassic crinoids; a comparison of benthic and pseudopelagic Isocrinida.– *Palaeontology*, 29: 475-493; London.
- SIMON, W. (1953): Über die Entfaltung von Spiriferen aus der *subcuspidatus*-Gruppe (deutsches Unterdevon, besonders Oberharz).– Geol. Jb., 68: 185-221; Hannover.
- SIMPSON, J.W. & AWAPARA, J. (1966): The pathway of glucose degradation in some vertebrates.– *Comp. Biochem. Physiol.*, 18: 537-548; Oxford, ...
- SNYDER, J. & BRETSKY, P.W. (1971): Life habits of diminutive bivalve molluscs in the Maquoketa Formation (Upper Ordovician).– *Am. J. Sci.*, 271: 227-251; New Haven, CT.
- SPRIESTERSBACH, J. (1935): Beitrag zur Kenntnis der Fauna des rheinischen Devons.– *Jb. Preuß. Geol. L.-Anst.*, 55: 475-525; Berlin.
- SPRIESTERSBACH, J. (1942): Lenneschiefer (Stratigraphie, Fazies, Fauna).– *Abh. Reichsanst. f. Bodenforsch.*, N.F. 203: 219 S.; Berlin.
- STANLEY, S.M. (1970): Shell form and life habits of the Bivalvia.– *Geol. Soc. Am. Mem.*, 125: 1-296; Boulder, CO.
- STEIN, R. (1990): Organic carbon content; sedimentation rate relationships and its paleoenvironmental significance for marine sediments.– *Geo-Marine Letters*, 10: 37-44; Stroudsburg, PA.
- STOKES, T.M. & AWAPARA, J. (1968): Alanine and succinate as end-products of glucose degradation in the clam, *Rangia cuneata*.– *Comp. Biochem. Physiol.*, 25: 883-892; Oxford, ...
- STREEL, M., HIGGS, K., LOBOZIAK, S., RIEGEL, W. & STEEMANS, P. (1987): Spore stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardenne-Rhenish regions.– *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 50: 211-229; Amsterdam.

- STRUVE, W. (1956): *Spinatrypa kelusiana* n.sp., eine Zeitmarke im Rheinischen Mittel-Devon (Brachiopoda).— *Senckenbergiana lethaea*, **37**: 483-409, Frankfurt a.M.
- STRUVE, W. (1966): Einige Atrypinae aus dem Silurium und Devon.— *Senckenbergiana lethaea*, **47**: 123-163; Frankfurt a.M.
- STRUVE, W. (1981): Das untergivetische Leit-Fossil *Undispirifer givelex* (Spiriferida/Reticulariidae).— *Senckenbergiana lethaea* **61**: 437-443; Frankfurt a.M.
- STRUVE, W. (1982a): The great gap in the record of marine Middle Devonian.— *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **55**: 433-448; Frankfurt a.M.
- STRUVE, W. (1982b): The Eifelian within the Devonian frame, history, boundaries, definitions.— *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **55**: 401-432; Frankfurt a.M.
- STRUVE, W. (1982c): Schalthier-Fauna aus dem Devon des Schwarzbach-Tals bei Ratingen, Rheinland.— *Senckenbergiana lethaea*, **63**: 183-283; Frankfurt a.M.
- STRUVE, W. (1988): Stop A16: Main Weinberg quarry, Hillesheim syncline.— *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **102**: 128-131; Frankfurt a.M.
- STRUVE, W. (1992): Neues zur Stratigraphie und Fauna des rhenotypen Mittel-Devons.— *Senckenbergiana lethaea*, **71**: 503-624; Frankfurt a.M.
- SUN YUAN-LIN (1992): Fossil brachiopods from Eifelian-Givetian boundary bed of Litujing section, Guangxi, China.— *Acta Palaeontologica Sinica*, **31**: 708-723; Peking.
- TALENT, J.A., MAWSON, R., ANDREW, A.S., HAMILTON, P.J. & WHITFORD, D.J. (1993): Middle Devonian extinction events: faunal and isotopic data.— *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **104**: 139-159; Amsterdam.
- TASCH, P. (1953): Causes and paleoecological significance of dwarfed fossil marine invertebrates.— *J. Paleont.*, **27**: 356-444; Tulsa, OK.
- THALER, D.S. (1994): The evolution of genetic intelligence.— *Science*, **264**: 224-225; Washington, D.C.
- THAYER, C.W. (1974): Marine paleoecology in the Upper Devonian of New York.— *Lethaia*, **7**: 121-155; Oslo.
- THAYER, C.W. (1981): Ecology of living brachiopods.— *Studies in Geol.*, **5**: 110-126; Knoxville, TN.
- THIENHAUS, R. (1940): Die Faziesverhältnisse im Südwestteil der Attendorner Mulde und ihre Bedeutung für die Stratigraphie des bergisch-sauerländischen Mitteldevons.— *Abh. Reichsst. Bodenforsch.*, **N.F. 199**: 77 S.; Berlin.
- THOME, K.N. (1968): Erläuterungen zu Blatt 4615 Meschede.— *Geol. Kt. Nordrhein.-Westf.* 1:25000, 148 S.; Krefeld (Geol. L.-A. Nordrhein.-Westf.).
- THOMPSON, J.B., MULLINS, H.T., NEWTON, C.R. & VERCOUTERE, T.L. (1985): Alternative biofacies model for dysaerobic communities.— *Lethaia*, **18**: 167-179; Oslo.
- THOMPSON, J.B. & NEWTON, C.R. (1987): Ecological reinterpretation of the dysaerobic *Lciorhynchus* Fauna: Upper Devonian Genesee black shale, Central New York.— *Palaaios*, **2**: 274-281; Tulsa, OK.
- THORSON, G. (1966): Some factors influencing the recruitment and establishment of marine benthic communities.— *Neth. J. Sea Res.*, **3**: 241-267; Texel.
- TILLMAN, J.R. (1964): Variation in species of *Mucrospirifer* from Middle Devonian rocks of Michigan, Ontario, and Ohio.— *J. Paleont.*, **38**: 952-964; Tulsa, OK.
- TOGGWEILER, J.R. (1994): The ocean's overturning circulation.— *Physics Today*, **Nov. 1994**: 45-50; Woodbury, NY.
- TÖNNEBÖHN, R. (1981): Geologische Untersuchungen im Mitteldevon der Attendorner Mulde westlich des Biggesees (GK 25 Drolshagen, 4912, NE; GK 25 Olpe, 4913, NW; GK 25 Attendron, 4813, SW). unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 155 S.; Göttingen.
- TORRES, J., GLUCK, D. & CHILDRESS, J. (1977): Activity and physiological significance of the pleopods in the respiration of *Callianassa californiensis* (Dana) (Crustacea: Thalassinidae).— *Biol. Bull.*, **152**: 134-146; Lancaster, PA.
- TOURTELOT, H.A. (1979): Black shales - ist deposition and diagenesis.— *Clays and Clay Mineral.*, **27**: 313-321; Houston, TX.
- TRUYÓLS-MASSONI, M., MONTESINOS, R., GARCÍA-ALCALDE, J.L. & LEYVA, F. (1990): The Kačák-*Otomari* event and its characterization in the Palentine Domain (Cantabrian zone, NW Spain).— *Lecture Notes Earth Sciences*, **30**: 133-144; Berlin, ... (Springer Verlag).
- TYSON, R.V. & PEARSON, T.H. (1991): Modern and ancient continental shelf anoxia: an overview.— *Geol. Soc. Am. Spec. Publ.*, **58**: 1-24; London.
- ULRICH, E.O. (1911): Revision of the Paleozoic system.— *Bull. Geol. Soc. Am.*, **22**: 281-680; Boulder, CO.
- VAIL, P.R., MITCHUM, J.R. & THOMPSON, S. III (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level.— *AAPG Mem.*, **26**: 83-97; Tulsa, OK.
- VALENTINE, J.W. (1968): The evolution of ecological units above the population level.— *J. Paleont.*, **42**: 253-267; Tulsa, OK.
- VANDERCAMMEN, A. (1965): Observations nouvelles sur les Gürichellinae W. Paecckelmann.— *Bull. Soc. belge de géol., de paléont. et d'hydrol., Proc. verbaux des séances*, **74**: 265-285; Brüssel.
- VAUPEL, F. (1996): Geologische Untersuchungen des Oberen Mitteldevon (Givet-Stufe) nördlich der Elspe-Mulde westlich Eslohe/Sauerland (TK 25 Endorf 4714 und TK 25 Eslohe 4715).— unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 105 S.; Göttingen.

- VIETH, J. (1976): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen in der Lüdenschieder Mudie im Raum Werdohl (Mtbl. 4712 Altena NW und NE). – unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 107 S.; Göttingen.
- VOGEL, K. (1975): Das filter-feeding-System bei Spiriferida. – *Lethaia*, **8**: 231-240; Oslo.
- VOGEL, K., XU, HAN-KUI, LANGENSTRASSEN, F. (1989): Brachiopods and their relation to facies development in the Lower and Middle Devonian of Nandan, Gungxi, South China. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **110**: 17-59; Frankfurt a. M.
- WALDSCHMIDT, E. (1885): Ueber die devonischen Schichten der Gegend von Bad Wildungen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **37**: 906-927; Berlin.
- WALLISER, O.H. (1980): International Palaeontological Association. General Assembly, Paris, 10th July, 1980. – *Lethaia*, **13**: 288; Oslo.
- WALLISER, O.H. (1981): The gosynclinal development of the Rheinische Schiefergebirge (Rhenohercynian Zone of the Variscides; Germany). – *Geol. en Mijnbouw*, **60**: 89-96; Amsterdam.
- WALLISER, O.H. (1982): Global events and evolution. First IPA research programme. – *Fossil Cnidaria*, **11**: 4-6; Brisbane.
- WALLISER, O.H. (1983): Statement of the boundaries of the Devonian system, its series and stages. – Doc. submitted to the SDS, 1 S.; Montpellier.
- WALLISER, O.H. (1984a): Global events and evolution. – Proc. of the 27th Internat. Geolog. Congress (Palaeontology), **2**: 183-192; London (VNU Science Press).
- WALLISER, O.H. (1984b): Geologic processes and global events. – *Terra cognita*, **4**: 17-20; Paris.
- WALLISER, O.H. (1985): Natural boundaries and commission boundaries in the Devonian. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **75**: 401-408; Frankfurt a. M.
- WALLISER, O.H. (1986a): Towards a more critical approach to bio-events. – *Lecture Notes Earth Sci.*, **8**: 5-16; Berlin, Heidelberg (Springer Verlag).
- WALLISER, O.H. (1986b): The IGCP project 216 „Global Biological Events in Earth History“. – *Lecture Notes Earth Sci.*, **8**: 1-4; Berlin, Heidelberg (Springer Verlag).
- WALLISER, O.H. (1988): The Ense area. Brief outlines of the geological history. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **102**: 189; Frankfurt a. M.
- WALLISER, O.H. (1990a): Globale biologische Krisen in der Erdgeschichte. – *Georgia Augusta*, **52**: 9-18; Göttingen.
- WALLISER, O.H. (1990b): How to define „Global Bio-Events“. – *Lecture Notes Earth Sci.*, **30**: 1-3; Berlin, ... (Springer Verlag).
- WALLISER, O.H. (1991a): Globale Bio-Events in der variszischen Ära: Indikatoren für geodynamische Prozesse. – *Zbl. Geol. Paläont.*, **1991**: 1378-1384; Stuttgart.
- WALLISER, O.H. (1991b, Ed.): Morocco field meeting on the SDS. IUGS Nov. 28 - Dec. 5, 1991. Guide book. – 79 S.; Göttingen.
- WALLISER, O.H. (1991c): Section Jebel Mech Irdane (Mapsheet Erfoud, N11-30-XX-2). – In: WALLISER, O.H. [Ed.]: Morocco field meeting on the SDS. IUGS Nov. 28 - Dec. 5, 1991. Guide book. – 25-47; Göttingen.
- WALLISER, O.H. (1995a): The idea of global events. A prologue. – In: O.H. Walliser [Ed.]: Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic. – Springer Verlag: 1-5; Berlin, ...
- WALLISER, O.H. (1995b): Event Stratigraphie im Variszischen Paläozoikum. – *Nova Acta Leopoldina NF 71*, **291**: 13-21; Leipzig, Heidelberg (Johann Ambrosius Barth).
- WALLISER, O.H. (1995c): Global events in the Devonian and Carboniferous. – In: WALLISER, O.H. [Ed.]: Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic. – Springer Verlag: 225-250; Berlin, ...
- WALLISER, O.H. (1995d): Patterns and causes of global events. – In: WALLISER, O.H. [Ed.]: Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic. – Springer Verlag: 7-19; Berlin, ...
- WALLISER, O.H., BULTYNCK, P., WEDDIGE, K., BECKER, R.T. & HOUSE, M.R. (1995): Definition of the Eifelian-Givetian stage boundary. – *Episodes*, **18**: 107-115; Surrey.
- WALLISER, O.H., LOTTMANN, J. & SCHINDLER, E. (1988): Global events in the Devonian of the Kellerwald and Harz mountains. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **102**: 190-193; Frankfurt a. M.
- WALLISER, O.H. & SCHÖNE, B.R. (in Vorb.): Zeitliche Äquivalente der Odershausen-Formation im rechtsrheinischen Schiefergebirge: conodontologische und lithologische Korrelation.
- WALLISER, O.H., XU HAN-KUI & YU CHANG-MIN (1989): Comparison of the Devonian of South China and Germany. A palaeontological cooperative programme between the P.R. China and the F.R. Germany. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **110**: 5-15; Frankfurt a. M.
- WALKER, K.R. & BAMBACH, R.K. (1971): The significance of fossil assemblages from fine-grained sediments: time-averaged communities. – *Abstr. Progr. Geol. Soc. Am.*, **3**: 783-784; Boulder, CO.
- WATERHOUSE, J.B. (1976): The role of fossil communities in the biostratigraphy record and in evolution. – In: GRAY, J. & BOUCOT, A.J. [Eds.]: Historical biogeography, plate tectonics, and the changing environments. – Proc. 37th ann. Biol. Colloq. Selected Pap., Oregon State Univ. Press: 249-257; Corvallis, OR.
- WALTHER, J. (1890-93): Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. – Fischer: 1055 S.; Jena.
- WANG YU, BOUCOT, A.J., RONG JIA-YU & YANG YUE-CHANG (1987): Community paleoecology as a geologic tool: the chinese Ashgillian-Eifelian (Latest Ordovician through Early Middle Devonian) as an example. – *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **211**: 1-100 S.; Boulder, CO.
- WATKINS, R. (1978): Bivalve ecology in a Silurian shelf environment. – *Lethaia*, **11**: 41-56; Oslo.

- WEDDIGE, K. (1971): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen an der Eifel/Givet-Grenze und in der Givet-Stufe auf Blatt Attendorn (nördlich des Massenkalkes).— unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Marburg: 76 S.; Marburg.
- WEDDIGE, K. (1977): Die Conodonten der Eifel-Stufe im Typusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten.— *Senckenbergiana lethaea*, **58**: 271-419; Frankfurt a. M.
- WEDDIGE, K. (1988a): Eifel conodonts.— *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **102**: 103-110; Frankfurt a.M.
- WEDDIGE, K. (1988b): Conodont distribution within the event interval.— *Cour. Forsch.-Inst.*, **102**: 132-133; Frankfurt a.M.
- WEDDIGE, K. & STRUVE, W. (1988): Towards a „natural“ Givetian boundary, voting for a conodont based boundary close to the culmination of the *otomari* event.— Doc. submitted to the SDS (ICS, IUGS): 1-12; Rennes.
- WEDDIGE, K. & WERNER, R. (1989): Die Standardisierung der Devon-Grenzen.— *Natur u. Muscum*, **119**: 83-93; Frankfurt a.M.
- WEDDIGE, K. (1996, Hrsg.): Devon-Korrelationstabelle.— *Senckenbergiana lethaea*, **76**: 267-286; Frankfurt a.M.
- WELCH, D.E. (1990): Geographic variation and evolution in the shape of the Middle Devonian brachiopod *Mucrospirifer*.— *Abstr. Progr. Geol. Soc. Am.*, **22**: 304; Boulder, CO.
- WETZEL, W. (1966): Charakteristik des marinen Planktons und Pseudoplanktons der Amaltheen-Schichten Deutschlands und Lothringens.— *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **124**: 313-326; Stuttgart.
- WETZEL, W. (1991): Stratification in black shales: depositional models and timing— an overview.— In: EISELE, G, RICKEN, W. & SEILACHER, A. [Eds.]: *Cycles and events in stratigraphy*.— Springer Verlag: 508-523; Berlin, ...
- WIEDMAN, L.A. (1982): Community paleoecological study of the Middle Devonian Silica equivalent of the Traverse Formation in northeastern Indiana.— *Abstr. Progr. Geol. Soc. Am.*, **14**: 292; Boulder, CO.
- WIGNALL, P.B. (1987): A biofacies analysis of the *Gastrioceras cumbriense* marine band (Namurian) of the Central Pennines.— *Proc. Yorkshire Geol. Soc.*, **46**: 111-121; Leeds.
- WIGNALL, P.B. (1990): Benthic palaeoecology of the Late Jurassic Kimmeridge Clay of England.— *Spec. Pap. Palacont.*, **43**: 1-74; London.
- WIGNALL, P.B. (1991): Model for transgressive black shales?— *Geology*, **19**: 167-170; Boulder, CO.
- WIGNALL, P.B. (1993): Distinguishing between oxygen and substrates control in fossil benthic assemblages.— *J. Geol. Soc., London*, **150**: 193-196; London.
- WIGNALL, P.B. (1994): Black shales.— *Oxford Monogr. Geol. Geophys.*, **30**: 1-127; Oxford.
- WIGNALL, P.B. & HALLAM, A. (1991): Biofacies, stratigraphic distribution and depositional models of British onshore Jurassic black shales.— *Geol. Soc. Am. Spec. Publ.*, **58**: 291-309; London.
- WIGNALL, P.B. & MYERS, K.J. (1988): Interpreting benthic oxygen levels in mudrocks: A new approach.— *Geology*, **16**: 452-455; Boulder, CO.
- WIGNALL, P.B. & SIMMS, M.J. (1990): Pseudoplankton.— *Paleontology*, **33**: 359-378; London.
- WILDE, P. & BERRY, W.B.N. (1986): The role of oceanographic factors in the generation of global bio-events.— *Lecture Notes Earth Sci.*, **8**: 75-91; Berlin, ... (Springer Verlag).
- WILDE, P., QUINBY-HUNT, M.S. & BERRY, W.B.N. (1990): Vertical advection from oxic or anoxic water from the main pycnocline as a cause of rapid extinction or rapid radiations.— *Lecture Notes Earth Sci.*, **30**: 85-98; Berlin, ... (Springer Verlag).
- WILLIAMS, S.H. & LOCKLEY, M.G. (1983): Ordovician inarticulate Brachiopoda from graptolitic shales at Dob's Linn, Scotland; their morphology and significance.— *J. Paleont.*, **57**: 391-400; Tulsa, OK.
- WILLIAMS, L.A. & REIMERS, C. (1983): Role of bacterial mats in oxygen-deficient marine basins and coastal upwelling regimes: preliminary report.— *Geology*, **11**: 267-269; Boulder, CO.
- WILLIAMS, S.H. & ROWELL, A.J. (1965): Evolution and phylogeny.— In: MOORE, R.C. [Ed.]: *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Part H, Brachiopoda 1.— *Geol. Soc. Am.*: H164-H199; Lawrence, KN.
- WITTEKINDT, H. (1965): Zur Conodontenchronologie des Mitteldevons.— *Fortschr. Geol. Paläont. Rheinl. u. Westf.*, **9**: 621-649; Krefeld.
- WITZKE, B.J. & HECKEL, P.H. (1988): Palaeoclimatic indicators and inferred Devonian paleolatitudes of Euramerica.— In: *Devonian of the world*.— *Proc. Sec. Int. Symp. Dev. Syst.*: 49-63; Calgary.
- WÖRMANN, S. (1990): Zur Geologie des Blauen Bruches bei Bad Wildungen (Devon, Rheinisches Schiefergebirge).— unveröff. Dipl.-Arb. IMGP Univ. Göttingen: 145 S.; Göttingen.
- XIAN SI-YUAN (1980): Tentaculites.— In: XIAN SI-YUAN, WANG SHOU DE, ZHOU XI-YUN, XIONG JIAN-FEI & ZHOU TIAN-ROU [Eds.]: *Nandan typical stratigraphy and palaeontology of Devonian in South China*: 42-81; Guizhou.
- YAN SHAN (1985): Early Middle Devonian (Eifelian) brachiopods from Zhusilenghaierhan region, western Nei Monggol.— *Acta Palaentologia Sinica*, **24**: 243-258; Peking.
- YANG SHIH-PU, P'AN KIANG & HOU HUNG-FEI (1981): The Devonian system in China.— *Geol. Mag.*, **118**: 113-138; London.
- ZIEGLER, A.M. (1965): Silurian marine communities and their environmental significance.— *Nature*, **207**: 270-272; London.
- ZIEGLER, A.M., ROBIN, L., COCKS, M. & BAMBACH, R.K. (1968): The composition and structure of Lower Silurian marine communities.— *Lethaia*, **1**: 1-27; Oslo.
- ZIEGLER, W. (1978): Erläuterungen zu Blatt 4813 Attendorn. 2. neu bearbeitete Auflage.— *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:25000, 230 S.; Krefeld (Geol. L.-A. Nordrh.-Westf.).

ANHANG

Lithologie der Fundhorizonte, Communities, Lokalitäten, Diversitäts- und Verteilungsindizes sowie Conodontenergebnisse und Community-Koeffizienten

Schlüssel:

K = Kalk(stein) | Kst = Kalkstein | Ksst = Kalksandstein | Mst = Mergelstein | Sst = Sandstein | Fsst = Feinsandstein | Ust = Siltstein | Tsfr = Tonschiefer | Msfr = Mergelschiefer | Usfr = Siltschiefer | TU-Sfr = Tonsilt-Schiefer | alaunsfr-artig = alaunschieferartig | Py = Pyrit | py-/py- = pyritisiert(er) | k- = kalkig(er) | nk- nicht kalkig(er) | m- = mergelig(er) | sd- = sandig(er) | u- = silfig(er) | t- = tonig(er) | 0 ... 5 = sehr wenig ... sehr viel | '-' = bis, aber dgr-s- = dunkelgrau-schwarz | Präfix 'd' = dunkel- | Präfix 'm' = mittel- | Präfix 'h' = hell- | s/s- = schwarz(er) | gr/gr- = grau(er) | bn/bn- = braun(er) | bl/bl- = blau(er) | gn/gn- = grün(er) | beigef- = beigefarben(er) | ockerf- = ockerfarben(er) | w/w- = weiß(er) | ge/ge- = gelb(er) | Suffix 'i' = -lich oder -farben | v! = verwitternd

SCH[Nr.]: { [..] kg, C[Zone], [Farbe] } = interne Probennummer, Gewicht des Ausgangsmaterials, Conodonten-höfing und C.-Zone, Farbe des trockenen Schlämmerückstands nach der *Munsell Soil Colour Chart* [HUE-...]

C = Conodonten-höfing {, wobei *ensensis*-Zone = untere *ensensis*-Zone!}

Ac = Conodontenfragmente

nC = keine Conodonten

Communities [in stratigraphischer Reihenfolge und nach Häufigkeit geordnet]; abkürzte Taxa: *Ambocoeliidae*, *Atrypidina*, *Bifida*, fenestellige Bryozoa, *Buchiola*, *Cephalopoda*, *Crinoiden*, *Devonaria*, *Douvillinae*, *Granulidictyumi Kerforneidictyum*, *Holynetinae*, *Leptaena*, *Mucrospirifer Quiringites?* *Adolfia*, winzige Muscheln?, *Nowakia*, *Nuculide* Muscheln, „*Productella*“, *Pseudocamarophoria*, *Reticulariidae*, *Rotasaccus*, *Skenidioides*, *Striatostyliolinidae*, *Styliolina*, *Tentaculitida*, *Viriatellina*, *Xystostrophia*

RDA = Röntgendiffraktometrische Analyse | IR = Infrarot-Messung

S = SHANNON-WEAVER-Diversitätsindex | P = PIELOU-Verteilungs-Zahl

Diversität und Verteilung für in Klammern stehende Gruppen: ges = gesamt | Tent = Tentaculitida | Brach = Brachiopoda | Pele = Pelecypoda | Spir = Spiriferida | Stroph = Strophomenida | Orth = Orthida | Rhynch = Rhynchonellida

Blauer Bruch (1), GK 25 Bad Wildungen 4820: 318-1- bzw. 318-4820-

„Blauer Bruch“, aufgelassener Steinbruch am Fuß des Galgenbergs am Wenzigeröder Weg, nahe dem Luisenhof, 800m SE' Bahnhof Bad Wildungen/Ense; r10060, h64240 | Communities: *Styl-Now*, *Now-Strstyl-Styl* | -K4: Crinoiden-Echinodermen-Pack- bis Grainstone mit Schalenfragmenten, h-mgr, Pseudosparit, gut sortiert, Winnowing; | -unt.Od: s- Tsfr, 'Styliolinil' und Echinodermen-Fragmente-Packstone (1cm), dann heller m- Tsfr | -5: Crinoiden-Packstone mit Dacryoconariden, dgr-s-; SCH082: 1.2 kg, C[untere *ensensis*-Zone], 5YR 2/1; S(ges)1,48; P(ges)0,76; S(Tent)1,14; P(Tent)0,64 | -K10: gradierter Echinodermen-Packstone mit Styliolinen und Intraklasten, dgr-s- | -K11: bioturbater Bioklasten-Styliolinen-Wackestone mit Zweischaler, Cephalopoden und Ostracoden, dgr- | -F1: deutlich gradierter Bioklasten-Pack- bis Rudstone mit tabulaten Korallen, Stromatoporen, Schalenresten, Echinodermen, Trilobiten, dgr-s- | -F: Styliolinen-Echinodermen-Packstone, dgr-s- | -E: Styliolinen-Echinodermen-Packstone, dgr- | -Cr: gradierter Bioklasten-Packstone bis Bioklasten-Wackestone, m-dgr-; SCH069: 0.5 kg, C[obere *ensensis*-Zone], 5YR 2/1; SCH070: 0.45 kg, C[obere *ensensis*-Zone], 5YR 2/1 | -X: Echinodermen-Dacryoconariden-Wackestone mit Trilobiten; Styliolinen mit syntaxialen, neomorphen Auswuchs (Siderit), dgr-s- m-Kst und k-Tsfr; SMF 68260 Senckenberg-Institut Frankfurt a.M. [iög. SCHÖNE & SCHUBERT (1996)] SCH067: 6.3 kg, C[knapp unterhalb *hemiansatus*-Zone], 5YR 2/1; S(ges)2,33; P(ges)0,67; S(Tent)2,05; P(Tent)0,68; S(Pele)1,42; P(Pele)0,88 | -D: Dacryoconariden-Wackestone, Mikrosparit, dgr-; SCH068: 1.8 kg, C[unt. *hemiansatus*-Zone], 5YR 4/1 - 5Y 4/1}

Hellbecke-Tal (2), GK 25 Brilon 4617: 318-2- bzw. 318-4617-

-I-1: Feldwegböschung im Hellbecke-Tal gegenüber Bahnlinie; r65875, h92055; sehr fossilärmer, bngr- oder olivgn-, feinschieferiger, u0-1- Tsfr (ockerig vl) | -I-2: Böschung am Waldweg im Hellbecke-Tal; r65890, h92130; ss14/22; sf: steiler in die gleiche Richtung; gn=bngr- u1- Tsfr und sd- Ustfr, t4-, grbn- bis bn- und kieselige, py= Knöllchen (ss-parallele); Communities: *Psc-Atr-Muc-Gra/Ker*, S(ges)3,17; P(ges)0,92; S(Brach)2,78; P(Brach)0,91; S(Stroph)1,79; P(Stroph)0,92; S(Spir)2,33; P(Spir)0,94; P(Rhynch)0,74 | -I-3aa: S' einer Haarnadelkurve im Wald im Hellbecketal, um r66060, h92725; sd- k4-5- Tsfr; SCH073: 1.6 kg, nC[Givet-Stufe], 5Y 6/1 | -I-3a: wie -I-3aa; unreine K-Linsen und sd- k4-5- Tsfr; SCH072: 1.3 kg, nC[Givet-Stufe], N5 | -I-3b: wie -I-3aa; k- Tsfr; SCH071: 2.5 kg, nC[Givet-Stufe], 5Y 6/1 | -I-3c: wie -I-3aa; k2-0- sd-Tsfr; SCH074: 1.5 kg, nC[Givet-Stufe], 5Y 5/2}

Heggen-Schederberge (3), GK 25 Meschede 4615 und GK 25 Eversberg 4616: 318-3- bzw. 318-4615/16-

Communities: *Prod-Alr*, *Alr-Retic-Cr-Bry*, *Cr-Bry-Dev-Xyst* | -"Klär": Kläranlage unterhalb Straße Veramed-Klinik nach Heggen; r53320, h88450; ockrig vl, u- Tsfr; S(ges)2,11; P(ges)0,68; S(Brach)2,12; P(Brach)0,75; S(Stroph)1,50; S(Spir)1,56; P(Spir)0,68 | -III-1: Waldweg unterhalb Straße Veramed-Klinik nach Heggen; r53435, h88490; u1- gn=beigef-, k1-, fleckiger Tsfr, bn vl; S(ges)2,69; P(ges)0,97; S(Brach)2,10; S(Stroph)1,73; S(Spir)0,95 | -III-2: wie -III-1; r53480, h88475; dgr-s- Tsfr, blättrig vl, u1; S(ges)1,75; P(ges)0,98; S(Brach)1,04; P(Brach)0,95; S(Spir)0,64; P(Spir)0,92 | -obh. Stbr.: oberhalb Straße und Steinbruch s.o.; r53770, h88485; 'Ockerschiefer'; reichlich *Chondrites*; S(ges)2,30; P(ges)0,96; S(Brach)1,83; P(Brach)0,94; S(Stroph)1,61; P(Stroph)1,00; S(Spir)0,67; P(Spir)0,79 | -ob. Weg: wie -obh- Stbr.; r53790, h88420; 'Ockerschiefer'; ss etwa 320/15, sf180/45; S(ges)2,28; P(ges)0,68; S(Brach)1,96; S(Stroph)0,94; S(Spir)2,32 | -III: Hof Schederberge, Böschung; r54290, h88750; gr- Tsfr, ockerf vl; S(ges)2,44; P(ges)0,76; S(Brach)2,38; P(Brach)0,82; S(Stroph)1,61; P(Stroph)0,73; S(Spir)1,68; P(Spir)0,93 | -IV: 100m W' Forsthaus Schederberge, Straßenböschung; r53980, h88680; dgr- k- Tsfr mit k- erhaltener Fauna; SCH118: 1.6 kg, nC[Givet-Stufe ?], 5Y 6/1}

Umgebung: -4616-VI: kleiner Aufschluß W' des östlichsten Hauses in Nierbachtal, bis 1978 = Grimlinghausen; r55570, h89410; plattiger, u- Tsfr (ockerig vl), K-Knollen, 'Ockerschiefer'-Niveau; SCH066: 0.8 kg, nC[?], 10YR 5/3; S(ges)2,56; P(ges)0,87; S(Brach)1,86; S(Pel)0,69; S(Stroph)0,86; S(Spir)1,50 | -4616-VIII: NNE' Bigge; r63630, h92090; Graben mit quartären Lockermassen und Lesesteine der 'Ockerschiefer' mit Kalkknollen; SCH065: 3.2 kg, nC[?] | -4616-IX: S' Bahndammböschung NW' Bahnhof Olsberg; r63950, h92010; SCH064: 0.65 kg, nC[Givet-Stufe ?], 5Y 4/1 | -4616-XII: NNW' Gevelinghäuser Mühle, Straßenböschung Richtung Bestwig; r59750, h90680; SCH049: 0.75 kg, nC[?], N4 | -4616-XIII: N' Felsen 'Auf dem Stein' NNE' Heringhausen; r58910, h90090; SCH046: 1.05 kg, nC[Givet-Stufe ?], 5Y 5/1}

Remblinghausen (4), GK 25 Meschede 4615: 318-4- bzw. 318-4615-

Communities: *Styl-Now* | -II-a: Böschung, 30m S' und oberhalb der ehemaligen Straße (jetzt zum Sägewerk führend) im Tal der „Kleinen Henne“, Bereich r52350, h85325 bis r52500, h85200; ss154/52; sf150/42; s- Tsfr, ss-parallele Styliolinen; S(ges)0,24; P(ges)0,22; S(Tent)0,15;

P(Tent)0,22 | -II-b: 4m im stratigraphisch Liegenden von -II-a; ss-parallele Anordnung von Dactyconariden, küstenparallel eingesteuert; S(ges)1,26; P(ges)0,91; S(Tent)1,26 | -II-4a: WM44 von Hohlweg-Beginn in NE Richtung (Hohlweg: r52350, h85450 bis r52430, h85520); bn=Tsfr, u2-; S(ges)1,30; P(ges)0,94; S(Tent)1,30; P(Tent)0,94 | -II-15: WM15 wie -II-4a; mürber u- Tsfr, bn=; sf158/54, ss flacher; S(ges)1,16; P(ges)0,65; S(Tent)0,90

ehem. Bahnhof Bremke (5), GK 25 Eslohe 4715: 318-5- bzw. 318-4715-

N' Böschung W' des ehemaligen Bahnhofs Bremke; r44425, h80210 bis r44370, h80245; Angaben hinter BfBr geben Wegemeter gemessen von der Spurwechselanlage an | Communities: *Now/Vir-Styl, Styl-Now, Now-Strstyl-Nuc, Styl-Strstyl-Now, Strstyl-Now-Hyolitha-Nuc, Nuc-Strstyl-Styl* | -BfBr112: bn-, m-, u- Tsfr und Fsst-Bänkechen; S(ges)1,87; P(ges)0,90; S(Tent)1,36; P(Tent)0,84 | -BfBr111: dgr-s- Tsfr und 'Styliolinit'; S(ges)2,00; P(ges)0,96; S(Tent)1,55; S(Brach)0,69 | -BfBr102: sd-/u- Ust und Tsfr; S(ges)0,45; P(ges)0,65 | -BfBr101: s- Tsfr und 'Styliolinit' über gr- bioturbatam Tsfr und mürbem Ust; py-Fauna fw.; S(ges)1,05; P(ges)0,45; S(Tent)0,45; P(Tent)0,33; S(Pele)1,10; P(Pele)1,00 | -BfBr100: d-, u- Tsfr | -BfBr98,5: dgr-s- Tsfr u1; S(ges)1,78; P(ges)0,62; S(Tent)1,27; S(Brach)0,67; S(Pele)0,90 | -BfBr95: dgr-s- Tsfr und olivf- bis hgr- Ust; S(ges)1,71; P(ges)0,62; S(Tent)1,34; S(Pele)1,56 | -BfBr88,5: u-/sd- Tsfr, m-dgr-, bn-fleckig; tw. Py-Erhaltung; ss153/28; S(ges)0,67; P(ges)0,21; S(Tent)0,32; P(Tent)0,13; S(Brach)1,10; P(Brach)1,00; S(Pele)1,58; P(Pele)0,88; S(Stroph)0,69; P(Stroph)1,00 | -BfBr60: s- Tsfr und hbn- sd-laminierter Usfr; ss147/30, sf146/61; S(ges)2,18; P(ges)0,88; S(Tent)1,75; S(Pele)0,95 | -BfBr57: h-mgr- feinschiefer Tsfr und >sd- Tsfr; S(ges)0,82; P(ges)0,46; S(Tent)0,19; S(Pele)0,69 | -BfBr20: bn-, mürbe /-sd- Usfr; S(ges)2,79; P(ges)0,95; S(Tent)1,91; P(Tent)0,87; S(Brach)0,64; P(Brach)0,92; S(Pele)1,61; P(Pele)0,90 | Es folgt eine Mulde, so daß das Profil nicht weiter verfolgbar ist; ss348/62, sf156/88 (r44435, h80160).

Menkhausen (6), GK 25 Eslohe 4715: 318-6- bzw. 318-4715-

Communities: *Now/Vir-Styl, Styl-Now, Now-Strstyl-Styl-Nuc, Nuc-Strstyl-Styl, Holy-Ambo-Nuc-Styl* | -VIII-1: SE' Menkhausen, Feldweggabelung; r45545, h74815; ss056/65, sf035/26; bn-, auch s- Tsfr, sd2-; S(ges)0,63; P(ges)0,91; S(Tent)0,63; P(Tent)0,92 | -VIII-2: Schurf SE'Menkhausen neben Feldweg; r45540, h74775; sd-streifiger dgr-s- Tsfr | -VII-F0: Schurf neben Feldweineinmündung SSW' Menkhausen; r45060, h75250; feinsfr- dgr-s- Tsfr | -VII-F24: etwa 24 Wegemeter in WSW-Richtung, Schurf am Feldweg; s.o.; S(ges)0,15; P(ges)0,22; S(Tent)0,06; P(Tent)0,08 | -VII-F38: etwa 38 Wegemeter ... s.o.; S(ges)0,33; P(ges)0,47; S(Tent)0,33 | -VII-F44: etwa 44 Wegemeter ... s.o.; S(ges)1,02; P(ges)0,63; S(Tent)0,95; P(Tent)0,47 | -VII-F51: etwa 51 Wegemeter ... s.o.; S(ges)0,10; P(ges)0,14; S(Tent)0,10 | -VII-F58: etwa 58 Wegemeter ... s.o.; S(ges)0,50; P(ges)0,72; S(Tent)0,50 | -VII-B: etwa 63 Wegemeter ... s.o.; Anstehendes ohne Schurf; ss 280/25, sf 152/52; dgr-s- Tsfr, m-, feinstreifig u-; S(ges)1,19; P(ges)0,86; S(Tent)1,19 | -VII-2m: Schurf in Böschung eines Waldwegs; r45000, h75200; karbonatischer Stylioliten-Mudstone, mikrobioturbat; SCH087: etwa 2 kg nk- Ausgangsgestein, C[*Basis hemiansatus*-Zone?], 10YR 4/2 - 2.5Y 4/2; S(ges)0,53; P(ges)0,22; S(Tent)0,18; P(Tent)0,16; P(Brach)0,97 | -VII-2h: direkt über -2m; dgr-, sd0-1 Tsfr; S(ges)1,09; P(ges)0,79; S(Tent)1,09
Waldwegböschung; r44980, h75220; Meter hinter -VII- geben Profilmeter an; ss260/20 | -VII-7.1: sd- Usfr; S(ges)1,54; P(ges)0,51; S(Tent)0,93; P(Tent)0,45; S(Brach)1,74; P(Brach)0,97; P(Stroph)1,00; P(Spir)1,00; S(Pele)0,69; P(Pele)1,00 | -VII-7.2: sd- Tsfr; S(ges)1,61; P(ges)1,00; S(Tent)1,10; S(Brach)0,69 | -VII-7.3: 'Styliolinit'; S(ges)1,56; P(ges)0,97; S(Tent)0,69; S(Brach)0,64 | -VII-9: Usfr; S(ges)1,04; P(ges)0,95; S(Tent)0,64 | -VII-9.1: gr- Tsfr | -VII-12: Sst | -VII-14: Sst | -VII-14: Sst | -VII-14: Sst | -VII-14: Sst | -VII-14: Sst | -VII-14: Sst | -VII-14: Sst | -VII-14: Sst | -VII-14: Sst | -VII-14: Sst
Umgebung: | -4715-VI: aufgelassener Steinbruch SE-Ortsausgang Höringhausen; r53400, h83390; nach EBERT & MÜLLER 1973 'oberer Scheider Schiefer'; SCH033: 0,75 kg, nC[?], 5Y 6/3; S(ges)1,04; P(ges)0,39; S(Brach)2,04; P(Brach)0,93; S(Stroph)0,50; P(Stroph)0,72; S(Orth)0,64; P(Orth)1,00; S(Spir)1,55; P(Spir)0,96

Meinkenbracht (7), GK 25 Endorf 4714: 318-7- bzw. 318-4714-

Communities: *Holy-Gra/Ker-Styl, Styl-Holy-Psc-Rota, Holy-Retic-Sken, Holy-Prod-Atr-Retic-Muc, Ambo-Holy-Strstyl-Retic* | -Kupf-Sel?: Lesesteine und Klippen einige Meter südlich -Kupf-44; r36245, h82045; m-dgr- TU-Sfr, Fauna dispers im Sediment verteilt, bis 5cm mächtige Fsst-Bänkechen; S(ges)1,36; P(ges)0,76; S(Tent)0,37; S(Brach)0,90; P(Brach)0,82; S(Stroph)0,82 | -Kupf-44: Böschung am Fuß des Kupferbergs, Schurf; r36255, h82075; 'Styliolinit'; S(ges)0,98; P(ges)0,35; S(Tent)0,48; P(Tent)0,27; S(Brach)1,35; P(Brach)0,75; S(Stroph)0,64; S(Spir)0,69 | -II: S-Zufahrt zum Hof Schelle; r36215, h83115; m-dgr- TU-Sfr, silfstreifig, Fauna dispers und lagenweise in distalen Tempestiten; S(ges)2,01; P(ges)0,62; S(Tent)0,40; P(Tent)0,29; S(Brach)1,88; P(Brach)0,79; S(Stroph)0,92; P(Stroph)0,67; S(Orth)1,15; P(Orth)0,83; S(Spir)1,04; P(Spir)0,95 | -Kupf-a: S-Hang der Kuhwiese am Fuß des Kupferbergs; r36305, h82065; 'Styliolinit'; S(ges)0,64; P(ges)0,36; S(Tent)0,36; P(Tent)0,30; S(Brach)0,69; P(Brach)1,00 | -102: WM102 von -I-1 aus; mürbe, sd2- Bank mit reichlich allochthoner bis paraallochthoner Fauna; S(ges)2,67; P(ges)0,85; S(Tent)0,37; P(Tent)0,33; S(Brach)2,08; P(Brach)0,87; S(Stroph)1,88; S(Orth)0,56; S(Spir)0,33 | -Kupf-c: Klippen am Waldrandweg, N-Böschung der Kuhwiese, S-Hang des Kupferbergs; r36350, h82115; dgr- TU-Sfr; S(ges)1,77; P(ges)0,91; S(Tent)1,61; P(Tent)0,90 | -Kupf-b: ähnlich -Kupf-c; r36310, h82135; ss028/49, sf170/57; S(ges)0,80; P(ges)0,72; S(Tent)0,45; P(Tent)0,65 | -I-44: WM44 von -I-1 aus; Lithologie wie -I-1; Fauna zum Teil in Kalkerhaltung; S(ges)2,67; P(ges)0,92; S(Tent)0,69; P(Tent)1,00; S(Brach)2,10; P(Brach)0,91; S(Pele)1,10; S(Stroph)0,85; S(Orth)0,50; S(Spir)1,33 | -I-33: WM33 von -I-1 aus; vgl. -I-44; S(ges)1,75; P(ges)0,80; S(Tent)0,80; P(Tent)0,92; S(Brach)0,79; P(Brach)0,57; S(Stroph)0,30 | -I-1: Einfahrt zum Hof Schelle; r36310, h83260; m-dgr- TU-Sfr mit U-Streifungen, Fauna dispers und nestartig angereichert, deutliche Bioturbation, oft fragmentierte Fauna in U-Streifen; ss007/034.5, sf158/57; S(ges)2,35; P(ges)0,66; S(Tent)1,71; P(Tent)0,82; S(Brach)1,55; P(Brach)0,59; S(Stroph)0,68; P(Stroph)0,38; S(Orth)1,17; P(Orth)1,00; S(Spir)0,69; P(Spir)0,84 | -Kupf-d: Böschung am Waldweg oberhalb -Kupf-b; r36350, h82140; dgr- TU-Sfr, bn-fleckig; S(ges)1,62; P(ges)0,58; S(Tent)1,17; P(Tent)0,65; S(Brach)1,40; P(Brach)0,72; S(Stroph)1,12; S(Orth)0,69 | -IVA: Schurf 19WM NW' r36300, h83350 (Einmündung eines Weges zum Haus Senkel 8) KM0,92, K24, Meinkenbracht; bn-fleckiger, mürber dgr- u- Tsfr; S(ges)2,43; P(ges)0,80; S(Tent)0,37; P(Tent)0,33; S(Brach)2,06; P(Brach)0,83; S(Stroph)1,48; S(Orth)0,35; S(Spir)0,45 | -IVc: Schurf 26WM NW' r36300, h83350 (s.o.); S(ges)1,30; P(ges)0,57; S(Brach)1,22; P(Brach)0,55; S(Stroph)0,69; S(Orth)0,41; S(Spir)0,58 | -IV-3: Waldweineinmündung unterhalb „im Senkel 10“; r36185, h83385; hbn- u- Msfr mit K-Knollen; Crinoiden-Wackelstone mit angebohrten Crinoiden-Ossikeln (, die größer als in Bonzel sind), Trilobiten, Zweischalern, Gastropoden, Ostracoden; ss335/35, sf155/50; SCH024: 6,8 kg, ^c[*ob. ensensis*-Zone], 5Y 5/1 - 5/2), SCH023: 3,4 kg, nC[*ob. ensensis*-Zone], 5Y 4/2 - 4/3), SCH084: 5 kg, nC[*ob. ensensis*-Zone], 5Y 5/3; S(ges)3,69; P(ges)0,86; S(Tent)1,06; P(Tent)0,66; S(Brach)3,05; P(Brach)0,83; S(Pele)0,69; P(Pele)1,00; S(Stroph)1,56; P(Stroph)0,71; S(Orth)1,56; P(Orth)0,86; S(Spir)2,29; P(Spir)0,79; S(Rhynch)0,87; P(Rhynch)0,79 | -IV-8: wie -3; r36180, h83390; sehr unreine Kst-Bank bis m- Ust; Zusatz -(o) für oberen Abschnitt der Bank; unterer Abschnitt: u-bioklastischer Wackelstone mit Korallenbruchstücken, wenigen Crinoiden, stark angebohrten Mikrobiofossilien, starker Bioturbation; oberer Abschnitt: feinkörniger als unten und ohne Korallen; SCH083: 7 kg, C[*hemiansatus*-Zone], 5Y 4/3 | -IV-16: Störung zieht durch, oberer Abschnitt der Kalkbank IV-8; 16WM NW' IV-3; 340/35; sf170/50 | -IV-18: 18WM NW' IV-3; gr- TU-Sfr, U-Schüttungen; S(ges)0,85; P(ges)0,44; S(Tent)0,69; P(Tent)0,99; S(Brach)0,25; P(Brach)0,18; S(Spir)0,18 | -IV-20,5: 20,5WM NW' IV-3; k-erhaltene Fauna parallel ss, Msfr; S(ges)2,39; P(ges)0,88; S(Tent)1,41; P(Tent)0,88; S(Brach)1,39; P(Brach)0,77; S(Stroph)1,10; S(Spir)0,64 | -IV-32: 32WM NW' IV-3; gr- Msfr, >sd-/u-; S(ges)2,35; P(ges)0,92; S(Tent)1,24; P(Tent)0,90; S(Brach)1,37; P(Brach)0,85; S(Stroph)0,80 | -IV-38: 38WM NW' IV-3; vgl. IV-32; S(ges)2,40; P(ges)0,88; S(Tent)1,33; P(Tent)0,96;

S(Brach)1,45; P(Brach)0,75; S(Stroph)1,10; S(Orth)0,69; S(Spir)0,35 | -IV-42,5: 42,5WM NW' IV-3; gr- m-TU-Sfr, <k-; S(ges)3,11; P(ges)0,95; S(Tent)1,10; P(Tent)1,00; S(Brach)2,55; P(Brach)0,97; S(Stroph)1,48; S(Orth)0,69; S(Spir)1,73 | -IV-50: 50WM NW' IV-3; bioturbater Ust und t-Ustr, >sd-, <k-; S(ges)3,37; P(ges)0,85; S(Tent)1,49; P(Tent)0,93; S(Brach)2,43; P(Brach)0,75; S(Stroph)2,15; P(Stroph)0,93; S(Orth)1,08; P(Orth)0,98; S(Spir)1,32; P(Spir)0,60; S(Rhynch)0,45; P(Rhynch)0,65

Umgebung: | -4616-EGL: Conodontenproben F. LANGENSTRASSENS: mehrere dgr- Kaikbänke; Erdgasleitung, S-Hang Uchtenberg E' Grevenstein, GK 25 Arnsberg 4615, r39870, h85640 [Eifel-Givet-Grenzbereich]

In der Marpe (8); GK 25 Endorf 4714: 318-8- bzw. 318-4714-

r40600, h79790; ss174/44 | -M10, M8, M2, M1: sandstreifige Kalksteine mit steigendem Sandgehalt entsprechend der aufgezählten Reihenfolge; u-fsd- Mudstone, feingeschichtet, neomorph überprägt: Pseudosparit1059-050-10: SCH101{: 7.4 kg, ^c[hemiainsatus-Zone], 10YR 4/1 | 1059-050-8: SCH102{: 3.3 kg, C[hemiainsatus-Zone oder etwas jünger], 5Y 5/1 | 1059-050-2: SCH103 {: 5.05 kg, ^c[höhere hemiainsatus-Zone], 5Y 4/1 | 1059-050-1: SCH104 {: 3.5 kg, C[hemiainsatus-Zone oder etwas jünger], 5Y 5/1 | -M6: sd-, z. T. w- oder hbeige- Ustr/Tsfr und 'Styliolinit'

Bonzel (9); GK 25 Lennestadt 4814: 318-9- bzw. 318-4814-

Straßenböschung entlang der B55 zwischen Bonzel und Bonzelerhammer | Communities: *Now-Vir-Styl*, *Styl-Now*, *Now-Styl-Strstyl-Nuc*, *Buch-Cardiola-Ceph*

Beginn: 33Wegemeter S' Km 2,4; r32060, h64580 bis Feldwegeinmündung, i.e. 49Wegemeter N' Km2,4; r32050, h64665:

-III-γ4: k4-Sst; SCH105{: 5.4 kg, C[ob. *kockelianus*-Zone], 2.5Y 6/0 - N6/1; S(ges)2,15; P(ges)0,78; S(Tent)1,69; P(Tent)0,69 | -III-γ1.2: mgr- K-Knöllchen in Fsst und Ust; SCH119{: 0.2 kg, nC[*kockelianus*-Zone], 2.5Y 6/2 | -III-γ1: k1-Ustr dann mgr k- Sst, laminiert und schräggeschichtet, k- Linsen, cm-große Py-Knöllchen; direkt darüber s- Tsfr; S(ges)0,20; P(ges)0,18; S(Tent)0,05 | -III-β2: s- Tsfr mit reichlich Styliolinen (Basis Bonzel-Formation) 2cm mächtig, dann 3 cm mgr- m- Tsfr (Styliolinen-Wackestone mit Cone-in-Cone-Strukturen), schwach bioturbat; SCH075{: 0.4 kg, nC [Grenzbereich *kockelianuslensensis*-Zone], 5Y 4/1; S(ges)1,40; P(ges)0,64; S(Tent)1,25; P(Tent)0,70 | -III-γ3: dgr-s- Tsfr; S(ges)1,38; P(ges)0,66; S(Tent)1,38; P(Tent)0,66 | -III-β3: s-dgr- u- Tsfr; S(ges)1,41; P(ges)0,64; S(Tent)1,41; P(Tent)0,64 | -III-β4: alaunfr-artiger s- Tsfr; S(ges)2,16; P(ges)0,90; S(Tent)2,02; P(Tent)0,92 | -III-β5: dgr-, bn- m- Tsfr | -III-β6: u-gebänderter, dgr-s- u- Tsfr und 'Styliolinit' | -III-β7: dgr-s- u- Tsfr, k0-1; S(ges)1,33; P(ges)0,68; S(Tent)1,23; P(Tent)0,69 | -III-β8: bngr-, u-, m- Tsfr; S(ges)1,94; P(ges)0,81; S(Tent)1,79; P(Tent)0,86 | -III-β10: dgr-s- u- Tsfr, k0-1-; Feldwegeinmündung, S' gelegene Böschung; r32050, h64665; S(ges)1,60; P(ges)0,77; S(Tent)1,40; P(Tent)0,78

N' III-β10:

-III-β1: alaunfr-artiger s- Tsfr; S(ges)1,48; P(ges)0,64; S(Tent)1,41; P(Tent)0,64 | -III-β2: alaunfr-artiger s- Tsfr; S(ges)1,30; P(ges)0,81; S(Tent)1,30; P(Tent)0,81 | -III-ζ3: alaunfr-artiger s- Tsfr | -III-ζ2: alaunfr-artiger s- Tsfr; S(ges)1,95; P(ges)0,81; S(Tent)1,60; P(Tent)0,89; S(Pele)0,64; P(Pele)0,92 | -III-ζ1: alaunfr-artiger s- Tsfr; Palynofazies ergebnislos; S(ges)1,64; P(ges)0,63; S(Tent)1,35; P(Tent)0,65; S(Pele)0,50; P(Pele)0,72 | -III-c2: alaunfr-artiger s- Tsfr; S(ges)1,26; P(ges)0,91; S(Tent)1,26; P(Tent)0,91 | -III-c1: alaunfr-artiger s- Tsfr; S(ges)1,25; P(ges)0,78; S(Tent)0,78; P(Tent)0,78 | -III-ζ0: alaunfr-artiger s- Tsfr, z.T. bn- fleckig; S(ges)1,58; P(ges)0,76; S(Tent)1,48; P(Tent)0,76

jetzt Bonzeler Grenzhorizont an 2 Lokalitäten:

-III-α1: bei Km2,6 der B55; r31965, h64780; dgr-s-, bn-fleckiger Tsfr, 'Styliolinit', stark Styliolinen-haltiger Mudstone mit mikrobiell angebohrten Schalenfragmenten, Cone-in-Cone-Strukturen; SCH076{: 2.85 kg, nC[*ensensis*-Zone], 5Y 5/1 | -III-α2: bei Km2,6 der B55; r31965, h64780; dgr-s-, bn-fleckiger Tsfr, 'Styliolinit', k-; Styliolinen-führender Mudstone, korrodierte Bioklasten, Cone-in-Cone-Strukturen; SCH077{: 2.85 kg, nC[*ensensis*-Zone], 5Y 4/1 | -III-1: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; r32000, h64730 | -III-3: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; dgr-s- Mst-Ksst, stark bioturbat; SCH025{: 2.5 kg, C[*ensensis*-Zone], 5Y 4/1 - 4/2 | -III-3a: bei Km2,6 der B55; r31965, h64780; dgr-s-, bioturbater, unreiner Mst bis Ust; SCH029{: 0.3 kg, C[o'st Eifel-Stufe], 5Y 4/1 - 3/1 | -III-α3: bei Km2,6 der B55; r31965, h64780; homogener Mikrit, schichtparalleler Py, Auskeilen der Bank und fehlende Conodontenfauna spricht für konkretäre Bildung; SCH078{: 0.55 kg, nC[*ensensis*-Zone], 5Y 6/2 - 2.5Y 6/2 | -III-c1: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; bngr- Tsfr; S(ges)1,42; P(ges)0,73; S(Tent)1,33; P(Tent)0,74 | -III-0b: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; bngr- Tsfr; RDA {Calcit, Quarz, Illit/Muscovit, Chlorit/Kaolinit, diverse Tonminerale}; S(ges)1,08; P(ges)0,56; S(Tent)0,96; P(Tent)0,34 | -III-c2: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; dgr Tsfr, bn- fleckig, 'Styliolinit'; SCH080{: 0.95 kg, nC[*ensensis*-Zone], 10YR 5/1 - 4/1; S(ges)1,22; P(ges)0,49; S(Tent)1,16; P(Tent)0,49 | -III-0a: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; dgr Tsfr, gn= bn- fleckig, 'Styliolinit'; SCH035{: 0.8 kg, nC[*ensensis*-Zone], 10YR 5/1 - 4/1; RDA + IR {Calcit, Dolomit?, Quarz, Illit/Muscovit, Chlorit/Kaolinit, div. Tonminerale, vielleicht Smektit, Montmorillonit}; S(ges)0,91; P(ges)0,36; S(Tent)0,81; P(Tent)0,60 | -III-a0: bei Km2,6 der B55; r31965, h64780; ss148/32, s175/55; homogener Mikrit, rekrystallisierte Bioklasten; SCH039{: 3.7 kg, nC[*ensensis*-Zone], 5Y 5/1 - 5/2

-III-c3: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; gn=grbn Tsfr, 'Styliolinit'; S(ges)0,43; P(ges)0,24; S(Tent)0,32; P(Tent)0,30 | -III-0: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; dgr-s- Tsfr, alaunfr-artig; RDA {Quarz, Illit/Muscovit, Chlorit/Kaolinit, diverse Tonminerale, Feldspäte} | -III-a-1: bei Km2,6 der B55; r31965, h64780; dgr-s-, k- Tsfr, bn- fleckig, 'Styliolinit'; S(ges)1,37; P(ges)0,49; S(Tent)1,14; P(Tent)0,49; S(Pele)1,33; P(Pele)0,96 | -III-c4: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; dgr-s- Tsfr, 'Styliolinit' = -III-a-2; SCH038{: 0.2 kg, nC[*ensensis*-Zone], 5Y 4/1 - 3/1, SCH061{: 1.45 kg, nC[*ensensis*-Zone, s.o.]; S(ges)0,62; P(ges)0,26; S(Tent)0,17; P(Tent)0,12; S(Pele)0,64; P(Pele)0,92 | -III-a-5: bei Km2,6 der B55; r31965, h64780; dgr-s-, bn-fleckiger Tsfr, 'Styliolinit', k-; SCH040{: 0.25 kg, nC[*ensensis*-Zone], 10YR 5/1 - 4/1 | -III-α6: bei Km2,6 der B55; r31965, h64780; w= und k- erhaltene Fauna in s-dgr- Mst bis Ksst, Mikroschill, Bioturbation; S(ges)1,35; P(ges)0,65; S(Pele)1,42; P(Pele)0,88 | -III-c5: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; m-dgr-s- fossilreicher Mst bis Ksst, knollenartig, gradiert (?) Styliolinen-Wacke- bis Packstone, 25% Styliolinen, die im Sediment 'schwimmen', teilweise mikrobioturbate Entschichtung, diffuse Bioturbation, deshalb wohl auch querliegende Styliolinen; SCH082{: 0.5 kg, C[o'st *ensensis*-Zone], 5Y 2/1; S(ges)1,58; P(ges)0,50; S(Tent)0,38; P(Tent)0,23; S(Pele)1,97; P(Pele)0,9 | -III-α7: bei Km2,6 der B55; r31965, h64780; Styliolinen-reicher s-dgr-Msfr bis m- Tsfr; SCH081{: 0.75 kg, C[Grenzbereich *ensensis/hemiainsatus*-Zone], 5Y 5/1 | -III-a-3: bei Km2,6 der B55; r31965, h64780; sehr unreiner Mst-Ksst, dgr-s-; Korallen-Floatstone mit Styliolinen und vielen Mikrobioklasten, fleckenhafte Faunenreicherung wegen Bioturbation (Styliolinen, Crinoiden-Ossikels, Korallenfragmente), korrodierte Fauna; SCH037{: 9.85 kg, C[Basis *hemiainsatus*-Zone, Basis Givet-Stufe], 5Y 3/1; RDA + IR {Calcit, Dolomit?, Quarz, Illit, Chlorit, diverse Tonminerale, vielleicht Smektit, Montmorillonit}; Palynofazies ergebnislos; S(ges)2,58; P(ges)0,79; S(Tent)0,09; P(Tent)0,63; P(Pele)0,99 | -III-c6: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; bioturbater dgr-s- Ust bis Ustr; Styliolinen-Wackestone, Schichtung durch Tonhäutchen vorgetauscht, die bei Drucklöcher des Kalks an Stellen hoher Tonanreicherung übrig blieben; SCH079{: 6.9 kg, C[hemiainsatus-Zone], 5Y 4/1 - 4/2 | -III-c7u: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; dgr-s- Mst bis Msfr; Mikrobioklasten-Styliolinen-Wackestone mit einigen Crinoiden-Ossikels, fleckig und zerkleinerte Fauna wegen Bioturbation, korrodierte und intakte Bioklasten weisen auf sekundäre Umlagerung hin; SCH080{: 1.35 kg, C[höhere ? *hemiainsatus*-Zone], 5Y 4/1 - 4/2 | -III-c7: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; dgr-s- Mst bis Msfr, k- erhaltene Fauna; SCH063{: 2.6 kg, C[höhere *hemiainsatus*-Zone], 5Y 5/1 - 4/1; S(ges)0,33; P(ges)0,30; S(Tent)0,10; P(Tent)0,14 | -III-7: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; dgr-s- Mst bis Msfr; gepaltete Styliolinen in Styliolinen-Mikrobioklasten-Wackestone;

SCH026{; 1.9 kg, [^]C[höhere *hemiansatus*-Zone], 5Y 4/1 | -III-c8: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; rostf- v! Usfr, sd-streifig (bunt: olivgn-, gn=bn); S(ges)0,15; P(ges)0,14 | -III-8: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; Ksst, m-dgr-; SCH027{; 0.5 kg, nC[höhere *hemiansatus*-Zone ?], 5Y 5/1 | -III-W1: N' Schuppen gegenüber Haus mit ehemaligem Uhrmacher-Geschäft; r31900, h64900; gn=dgr l- Usfr; S(ges)1,31; P(ges)0,95

Burbecke (9a), GK 25 Lenestdt 4814: 318-9a- bzw. 318-4814-

Waldwegböschung (eine Art Hohlweg) SE' Burbecke; r38260, h68560 bis r38120, h68660 | Communities: *Styl-Now, Now-Strstyl-Styl, Styl-Strstyl-Now* | -I-n8: dgr-s- Tsfr, fu-streifig; S(ges)0,55; P(ges)0,34; S(Tent)0,55; P(Tent)0,34 | -I-i: Py-Knollen, faustgroß | -I-n7: alaunstr-artiger s-Tsfr; Dacryoconariden z. T. eingesteuert; S(ges)1,62; P(ges)0,74; S(Tent)0,25 | -I-n4: wie -I-n7; S(ges)0,25; P(ges)0,16; S(Tent)0,25 | -I-s: 20·10·15cm große dgr-s-Kalknolle in Styliolen-reichen Tsfr, Styliolen-Mikrobioklasten-Mudstone; SCH018{; 8 kg, [^]C[*ensensis*-Zone], 5Y 4/1; S(ges)0,75; P(ges)0,42; S(Tent)0,35; S(Pele)0,56 | -I-n3: wie -I-n7 | -I-n2: wie -I-n1, stärker k- als -I-n7, bn=, siltige Zwischenlagen bis 5mm mächtig; S(ges)0,37; P(ges)0,23; S(Tent)0,37 | -I-n1: u0-1- Tsfr, Mikrobioturbation, bn-fleckig, Schichtung erkennbar; S(ges)1,70; P(ges)0,66; S(Tent)1,65; P(Tent)0,66 | -I-12: u- streifiger gr= gns- Tsfr
-I-Bsp: 'Styliolinit' und gn= dgr-s- Tsfr | -I-n9: wie -I-n7; S(ges)1,88; P(ges)0,69; S(Tent)1,45; P(Tent)0,66; S(Pele)1,10; P(Pele)1,00 | -II: SSE' Burbecke, im Wald, Schurf; r38160, h68600; u-/sd- Styliolen-Mudstone mit Rinnenfüllung (Crinoiden); SCH020{; 8.9 kg, C[*hemiansatus*-Zone]; einziger Conodont verlorengegangen, 5Y 5/1 - 4/2
Umgebung: | -IV: S' Burbecke im Fichtenwald auf einer Anhöhe, Waldwegböschung; r38400, h68000; nach CLAUSEN (1978) inmitten der Meggerer Schichten; SCH028{; 3 kg, nC[*hemiansatus*-Zone], 5Y 5/2

Hengstebecktal (9b), GK 25 Attendorf 4813: 318-9b- bzw. 318-4813-

Communities: *Holy-Prokopia?-wiMu-Styl* | -III-15: NW-Hangböschung entlang eines Wirtschaftswegs SE' und unterhalb des Gutes Hengstebeck, gegenüber Fischteichen; r29715, h63955, ss310/43; bn= oder gn=gr- u4- Tsfr, dgr- u-/sd- Tsfr | -III-α: wie oben aber kurz vor Überquerung über den Bach; r29675, h63955; mgr- und bn- u- Tsfr; S(ges)0,92; P(ges)0,42; S(Tent)0,37 | -III-γ: wie oben; mgr- u- Tsfr; S(ges)1,34; P(ges)0,75; S(Tent)0,26; S(Brach)0,65; P(Brach)0,78; S(Pele)0,24; S(Stroph)0,85; P(Stroph)0,78 | -III-20a/20: wie oben; dgr- Kalknollenlagen, Styliolen-Bioklasten-Wackestone mit Zweischalern, geringe Bioturbation, ohne Gradierung; SCH096{; 13.4 kg, [^]C[kockelianus-Zone], 5Y 5/1; S(ges)1,31; P(ges)0,50; S(Tent)1,02; P(Tent)0,44; S(Brach)0,04; P(Brach)0,06; S(Pele)0,35; P(Pele)0,25

Hohlweg Holzweg (10), GK 25 Attendorf 4813: 318-10- bzw. 318-4813-

r23430, h69440 bis r23440, h69400 | Communities: *Rota-Dev-Bif, Para-Douv-Bif-Atr, Holy-Nuc-Styl*
-I-1: dgr- sd- Tsfr; S(ges)2,60; P(ges)0,96; S(Brach)2,02; P(Brach)0,92; S(Stroph)1,49; P(Stroph)0,93; S(Spir)1,26; P(Spir)0,91 | -I-2: dgr- sd- Tsfr; S(ges)1,73; P(ges)0,97; S(Brach)1,56; S(Stroph)0,64; S(Spir)0,69 | -3a: bioturbater, u- Mudstone, faserige Schichtung, dgr-, bn= knolliger Ksst (15cm); SCH090{; 1.8 kg, C[*ensensis*-Zone], 5YR 4/1 - 5Y 5/1 | -3g1: bioturbater, u- Mudstone, m-dgr- Ksst (11cm); SCH091{; 2.6 kg, nC[*ensensis*-Zone], 5Y 4/1 - 5YR 4/1 | es folgen: 13cm, 9cm und 6,5cm mächtige Ksst-Bänke; 0,5cm dgr Tsfr; 3cm Ksst; 0,5cm Tsfr; 5,5cm Ksst; 1cm laminiert, k- Sst | -3g4: ss146/43 und 168/35; bioturbater, siltiger Mudstone mit einigen Zweischalern, dgr- Ksst (20cm); SCH092{; 3.1 kg, C[obere *ensensis*-Zone], 10YR 5/2 - 5Y 5/1 | es folgen: Störung; 20,5cm bngr- sd-Usfr; 7,5cm >k- Usfr; 19cm sd-Usfr; 6,5cm >k- Usfr; 16cm sd-ockerf- Usfr; 6,5cm >sd-, >k- Usfr; mehrere Meter >sd- k- Usfr bis Tsfr | -I-6u'st: Ksst; SCH093{; 2.3 kg, C[ob. *ensensis*-Zone], 5Y 3/1 - N3 - N4 | -Holz ζ: bioturbater, siltiger Mudstone, sd- knolliger K; SCH095{; 2 kg, C[Grenzbereich *ensensishemiansatus*-Zone], N4 | -6o'st (u): siltiger, mikrobioklastischer Wackestone mit Echinodermen-Mikroschill u. a.; S(ges)2,71; P(ges)0,96; S(Brach)2,35; P(Brach)0,94; S(Stroph)1,67; P(Stroph)0,93; S(Spir)1,56; P(Spir)0,97 | -6o'st: Mud- bis Wackestone mit *in-situ*-erhaltenen Brachiopoden und weiteren Schalenresten, 6o'st gesamt = 20cm Ksst; SCH094{; 3.9 kg, C[*ensensishemiansatus*-Grenze bis *hemiansatus*-Zone], 5Y 4/2 | -Holz α: bn=dgr-, sd2-, k2- Tsfr und Usfr; S(ges)2,34; P(ges)0,76; S(Brach)2,01; S(Stroph)1,34; S(Spir)1,40 | -Holz β: olivf-bn= dgr-, k0-1-, u0-1- Tsfr; S(ges)0,46; P(ges)0,24; S(Brach)1,36; S(Stroph)0,90; S(Tent)0,69 | -I-7.1: bngr-, k- Tsfr; S(ges)1,03; P(ges)0,43; S(Brach)0,18; S(Stroph)0,18; S(Tent)1,06; S(Pele)0,69 | -I-7.6: bn=s- nk- Tsfr; S(ges)0,90; P(ges)0,34; S(Brach)0,90; S(Spir)0,64; S(Tent)0,18; S(Pele)0,67 | -I-7.9: bngr-, nk- Tsfr; S(ges)1,55; P(ges)0,62; S(Brach)0,80; S(Stroph)0,80; S(Tent)1,18 | -I-7.10.5: bngr-, nk- Tsfr | -I-7.14.3: bngr- Tsfr; S(ges)1,18; P(ges)0,49; S(Brach)0,45; S(Stroph)0,45; S(Tent)0,71 | -Holz γ: bn- fleckiger s- Tsfr; S(ges)1,62; P(ges)0,56; S(Brach)1,28; S(Stroph)1,28; S(Tent)1,54; S(Pele)1,27 | -I-7.16: bngr- Tsfr; S(ges)1,84; P(ges)0,63; S(Brach)0,66; P(Brach)0,47; S(Stroph)0,66; P(Stroph)0,97; S(Tent)1,09; P(Tent)0,79; S(Pele)1,73; P(Pele)0,97 | -Holz δ: bn- fleckiger s- Tsfr; S(ges)0,94; P(ges)0,48; S(Brach)0,65; S(Stroph)0,47; S(Tent)0,58 | -Holz ε: bngr- Tsfr; S(ges)0,60; P(ges)0,29; S(Brach)0,56; S(Stroph)0,56; S(Tent)1,03 | -I-7.19: bngr- Tsfr; S(ges)0,17; P(ges)0,24; S(Tent)0,17

Listertalsperre (11), Blatttrandgrenzen GKs 25 Olpe 4913, Attendorf 4813, Drolshagen 4912: 318-11- bzw. 318-4913-

Communities: *Ci-Bry-Skan-Prod-Douv, Styl-Ceph, Now-Strstyl-Styl-Nuc* | -I-5: am Ufer des Biggesees; r19570, h62850; gngr bn= u-Tfr; S(ges)2,69; P(ges)0,90; S(Brach)2,36; P(Brach)0,84; S(Stroph)1,77; S(Orth)0,56; S(Spir)1,04 | -I-1(SeI): NE-Seite und unterhalb der Doppelbrücke über das Listertal, am teilweise überspülten Ufersaum; r19810, h63000; Lesesteine der Obere Waldbach-Zeit (Crinoiden-Bryozoen-Schiefer); bn=gngr-, u-/sd- Tsfr; S(ges)2,90; P(ges)0,93; S(Tent)1,04; P(Tent)0,95; S(Brach)2,57; P(Brach)0,93; S(Stroph)2,09; P(Stroph)0,95; S(Spir)1,34; P(Spir)0,83 | -I-1(OdK): wie oben; Kalknolle zwischen schwarzen Tonschiefern: Mudstone mit millimeterfeinen Fsst/U-Lagen und Dacryoconariden; Styliolen-Mudstone; SCH047{; 2.2 kg, nC[unt. *ensensis*-Zone], N3 - N4; S(ges)1,57; P(ges)0,71; S(Tent)0,63; P(Tent)0,39 | -I-1(OdS): wie oben; s- Tsfr mit millimeterfeinen U-Lagen; S(ges)1,35; P(ges)0,52; S(Tent)1,11; P(Tent)0,48 | -I-n1: ENE' Km0,43 an der L512; r20080, h63370; ss322/64; Übergang Weuste-Fm. - Wiedenest-Fm.(äqu): feinschifriger s- Tsfr, allmählich u-, dgr-, bn v!, u-/sd-streifig und m- dann laminiert k- Sst | -I-3: am Ufer des Biggesees; r19300, h62870; gn= u-/sd- Tsfr mit lebhaften U/Sd-Bänderungen; S(ges)2,13; P(ges)0,89; S(Tent)1,75; P(Tent)0,90; S(Brach)0,69; P(Brach)1,00

Raum Selscheid (12), GK 25 Altena 4712: 318-12- bzw. 318-4712-

Communities: *Atr-Muc, Atr-Xyst-Douv, LepI-Para-Muc-Calceola-Atr, Atr-Muc* | -I-1: Straßenböschung an der K8 zwischen Selscheid und Grimmighausen, N' einer Waldwegeinmündung, etwa Km3,6; r15600, h77810 bis r15610, h77850; m-dgr- u-/sd- Tsf über laminierten Fsst- und Ust-Bänken mit zwischengelagerten Usfr und Tsfr, ss353/76 (ü), sf141/45; S(ges)2,26; P(ges)0,94; S(Brach)1,61; P(Brach)0,90; S(Pele)0,69; S(Stroph)1,21 | -I-2: Bachbett unterhalb und westlich I-1; r15525, h77965; mürber k- Tsfr, ge=bn=; etwa Thienhaus (1940: 44) Fundpunkt „100 Schritt südlich des über den Almeckbach führenden Fußwegs“; S(ges)2,73; P(ges)0,82; S(Brach)2,31; P(Brach)0,79; S(Pele)0,64; S(Stroph)1,72; P(Stroph)0,96; S(Spir)1,54; P(Spir)0,77 | -JE-Str.b6: Straßenböschung (K8) W' und oberhalb Jeutmecke bei Km6,4; r17460, h77710; m-, u- m-dgr- Tsfr, Fauna in Kalkschalenhaltung; siltiger Mud- bis Wackestone mit Bioklasten, feingeschichtet, auch bioturbat; ss etwa 330/15, sf 150/68; SCH058{; 9.7 kg, C[untere *ensensis*-Zone], 5Y 5/1; S(ges)2,69; P(ges)0,83; S(Tent)0,45; P(Tent)0,65; S(Brach)1,43; P(Brach)0,54; S(Stroph)1,71; P(Stroph)0,96; S(Spir)0,97; P(Spir)0,77 | -I-3: Schurf SE' und gegenüber dem Parkplatz SW' Selscheid; r15685, 78015; gn=bngr-

u-/sd- Tsfr; S(ges)2,14; P(ges)0,97; S(Brach)1,73; P(Brach)0,97; S(Stroph)0,64; P(Stroph)0,97; S(Spir)1,04; P(Spir)0,95 | -IV: Straßenböschung an der WNW-Seite des Parkplatzes an der KB zwischen Erkelze und Selscheid, am Hasenberg; r16660, h78155; olivf- bn=gn= u-/sd- Tsfr, k-; ss139/22, sf165/62; S(ges)2,95; P(ges)0,79; S(Tent)1,07; P(Tent)0,77; S(Brach)2,21; P(Brach)0,70; S(Pele)1,75; S(Stroph)2,16; S(Orth)0,45; S(Spir)1,83 | -IV (Kurve, Lgstr): wie oben; r16640, h78190 bis r16685, h78200; s.o.; Material LANGENSTRASSEN, S(ges)3,62; P(0,80); S(Tent)1,33; P(Tent)0,96; S(Brach)3,34; P(Brach)0,82; S(Pele)1,75; S(Stroph)2,16; S(Orth)1,69; S(Spir)2,75; S(Rhynch)0,17 | -"Eiche" (Lgstr): einzelne Eiche in Fichtenschonung N' und unterhalb -IV; r16675, h78235; ss004/24, sf178/77; s.o.; Material LANGENSTRASSEN, S(ges)3,49; P(ges)0,82; S(Tent)0,67; P(Tent)0,48; S(Brach)3,02; P(Brach)0,78; S(Pele)0,90; S(Stroph)2,19; P(Stroph)0,76; S(Orth)2,06; P(Orth)0,90; S(Spir)2,19; P(Spir)0,79 | -JE-KKe (= SCHREINER 1976, Fp. 10): NW' und oberhalb Jeutmecke und oberhalb der Straße im Wald, aufgelassener kleiner Kalkbruch, (Alle Pinge E' Winterhoff mit Stromatoporida, tabulaten und rugosen Korallen); r17300, h77825; m-dgr- m-Kst, u-; tabulate Korallen-Bafflestone, etwas tieferes Wasser bei Riffen von Bahnhof Linde, Bioturbation, alveolitide und plattige Tabulate, mikritische Matrix, Mikrobioklasten; SCH059{: 9.25 kg, C[hemiansatus-Zone ?], 5Y 5/2} | -IX: Lesesteine oberhalb des Almecke-Bachs, Hangböschung unterhalb des Waldwegs E' Selscheid, der nach Pungelscheid führt; r15500, h78100; Lithologie ähnlich -IV, aber >sd-; S(ges)2,08; P(ges)0,62; S(Brach)1,90; P(Brach)0,61; S(Stroph)1,38; P(Stroph)0,62; S(Orth)0,96; P(Orth)0,86; S(Spir)1,13; P(Spir)0,49 | -V: aufgelassener Steinbruch NE'Sirrin, W' und oberhalb des Solmbecke Tals; r14200, h77080; oberer Abschnitt: tabulate Korallen-Boundstone; SCH019{: 10 kg, C(s. Kap.II.2.14)[*australis-kockelianus*-Zone ?], 5Y 4/1} | -V-1: wie -V, aber unterer Abschnitt; Korallen-Stromatoporen-Floatstone der spätdiagenetisch brecciziert wurde (Siderit, Pseudosparit), vollkörperlich erhaltene Atrypa mit Frills, korrodierter Bioklasten, insgesamt: Talus; SCH032{: 10.5 kg, C[*australis-kockelianus*-Zone ?], 5Y 3/1} | -II: Kalkkomplex im Naturschutzgebiet WSW' Grimminghausen; r15030, h77250; Korallen-Bryozoen-Echinodermen-Rudstone, 'Winning': Schlamm rausgewaschen; SCH030+SCH031{: 8.9 kg, nC[?], 10YR 5/3} | -V1: nach Verse im Ahetal; r10580, h74590; k-Fst; SCH108{: 7.4 kg, nC[hemiansatus-Zone ?], 5Y 5/1 - 4/1} | -V2: wie -V1; r10615, h74660; kerogenhaltiger Kalk mit lagigen Alveolitiden; SCH106{: 14.75 kg, nC[ensensishemiansatus-Zone], 7.5R 2/0} | -V3: wie -V1; r10575, h74685; unreiner Kst; SCH107{: 13.1 kg, C[*icriodus platyobliquimarginatus*](hemiansatus-Zone), 5Y 4/1} | -Erk.Hof: Weg E' Hof Erkelze; r17550, h78130; SCH116{: 3 kg, C[*icriodus amabilis*](Givet-Stufe, maximal untere hemiansatus-Zone vel Eifel-Stufe, *kockelianus*-Zone ?)} | -Mbg?: Parkplatz S' Jeutmecke, Crinoidenschuttlage in Sandsteinfolge; r17570, h77420; SCH115{: 11.8 kg, C[*icriodus amabilis*, *lcr. struvei*, *Polygnathus linguliformis* ssp., *Ozarkodina*](Eifel-Stufe, Waldbach-Fm., 'Unnenberg-Sstf.' oder Mühlenberg-Set)]

Grüner Bach (13), GK 25 Iserlohn 4612: 318-13- bzw. 318-4612-

Communities: Holy-Ambo-Tent, *Carpinaria-Retic-Bry*, Stromatoporen-Korallen-Build-Ups | -D1: Waldweg oberhalb Dannenhöfer; r08410, h91200; gn=gr- sd-/u- Tsfr/Usfr und bn- Fsst-bänkchen, laminiert; S(ges)2,22; P(ges)0,93; S(Brach)1,73; S(Stroph)0,74; S(Spir)0,69 | -D2: r08790, h91110; Waldweg oberhalb Dannenhöfer; s.o. aber fossillreiche bn= Nester; S(ges)0,66; P(ges)0,37; S(Brach)0,43; P(Brach)0,89; S(Stroph)0,43; P(Stroph)0,67; P(Spir)1,00 | -D3: Böschung Grüner Bach; r08520, h91370; unterer Abschnitt des Ihmerter Kalks: bn-(Echinodermen-Wackestone, bioturbal) und bl= dgr-s- Mstf/Msfr (= -Ihm4: Bioklasten Wacke- bis Packstone, bioturbal); SCH085{: 1.8 kg, nC[hemiansatus-Zone ?], 10YR 5/1}; -Ihm4: SCH117{: 4.15 kg, nC[ensensishemiansatus-Zone ?], 7.5R 2/0}; S(ges)2,62; P(ges)0,93; S(Brach)2,07; S(Spir)1,94 | -D4: s.o.; höherer Abschnitt des Ihmerter Kalks: Bioherm, h-mgr- Kst; -IhmBau: SCH110{: 15.45 kg, nC[ensensishemiansatus-Zone ?], 5Y 6/1 - 5/1}; -Ihm2: SCH109{: 7.4 kg, nC[ensensishemiansatus-Zone ?], 10YR 3/1 - 3/2}; S(ges)1,66; P(ges)0,69; S(Brach)1,10; S(Spir)1,10

Raum Pernze/Wiedenest (14); GK 25 Drolshagen 4912: 318-14- bzw. 318-4912-

Communities: Holy-Ambo-Reti, Holy-Buch-Nuc-Styl, Now-Holy-Psc-Nuc, Holy-Atr-Para-Bry, Holy-Psc | -II: E-Ortsausgang Pernze, gegenüber Wohnstudio Hornbruch; r09860, h57030; k0-1, gn= m-dgr- sd- Usfr und Tsfr, bn vl; S(ges)2,26; P(ges)0,68; S(Tent)1,21; P(Tent)0,87; S(Brach)0,85; P(Brach)0,48; S(Stroph)0,17; P(Stroph)0,25; S(Spir)0,75; P(Spir)0,54; S(Pele)0,41; P(Pele)0,59 | -Gp(Pu): Gartenzentrum in Wiedenest, Industriegebiet; r08500, h56000; dgr-s- k- Tsfr; S(ges)0,14; P(ges)0,08; S(Tent)0,12; P(Tent)0,11; S(Pele)0,69; P(Pele)1,00 | -GzP(6): wie -GzP (u); u2-, ockerf- Tsfr; ss155/23; S(ges)2,66; P(ges)0,80; S(Tent)1,33; P(Tent)0,64; S(Brach)1,37; P(Brach)0,85; S(Stroph)1,09; S(Pele)1,47 | -B1: ähnliche Lokalität wie -III; ss127/22; dgr-s- Tmstr; S(ges)1,72; P(ges)0,88; S(Tent)0,50; P(Tent)0,72; S(Pele)0,91 | -B2+B3: ähnlich -III: Siderit-Knollen; S(ges)2,59; P(ges)0,90; S(Tent)1,68; P(Tent)0,86; S(Brach)1,38; P(Brach)0,77; S(Stroph)0,88; P(Stroph)0,80; S(Pele)1,04 | -III: Bahneinschnitt Rohren bei Pernze am Fuß des Frümbergs; r08765, h56540; Mudstone, Siderit-Konkretionen; SCH045+SCH043+SCH044+SCH048{: 6.8 kg, C[ob. ensensishemiansatus-Zone ?], 10YR 5/1 - 5Y 4/2}; S(ges)2,81; P(ges)0,78; S(Tent)1,25; P(Tent)1,64; S(Brach)1,77; P(Brach)0,74; S(Stroph)1,38; S(Pele)1,27 | -IV/Pernze: Böschung neben Neubau in Pernze, NW' der B55; r08640, h56650; siltiger Mikrobioklasten-Wackestone mit reichlich autochthonen Anteilen, bn vl, mgr- Mst; SCH042{: 7.85 kg, C[hemiansatus-Zone ?], 5Y 5/1 - 4/1}; S(ges)3,30; P(ges)0,79; S(Tent)1,59; P(Tent)0,89; S(Brach)2,84; P(Brach)0,75; S(Stroph)1,90; P(Stroph)0,69; S(Orth)1,41; P(Orth)0,75; S(Spir)1,76; P(Spir)0,65; S(Rhynch)1,39; P(Rhynch)0,86 | -B4: unterster isohypsenparalleler Weg W-Seite des Frümbergs; r08815, h56510; beigef- u2- k- Tsfr; S(ges)1,80; P(ges)0,65; S(Tent)0,11; S(Brach) 1.24; P(Brach)0,64; S(Stroph)0,90; P(Stroph)0,65; S(Pele)0,67; P(Pele)0,97; Überlagerung nach Aufschlußlücke: Fsst

Bredenbruch (15), GK 25 Gummersbach 4911: 318-15- bzw. 318-4911-Communities: Tent-Styl, Holy-Douv, *Sken-Prod-Muc-Retic-Atr*, Holy-Prod-Sken-Muc-Atr | -II-1: Sedimentbedeckung über Riff SW' Bredenbruch am Genkel-Arm; r04180, h58630; gn= mbn-gr- sd-/u- Tsfr mit u-/sd-Laminationen und Ustl/Sst; ss140/40 | -II-2: Riff SW' Bredenbruch, s.o.; 15m mächtiges Bioherm, oben und Randbereiche mit Riff-Talus überdeckt (318-15-II-2: Echinodermen-Pack- bis Rudstone mit Korallen); SCH041{: 2.2 kg, C(s. Kap.II.2.17)[*rhenanus*-unt. *varcus*-Zone ?], 5Y 7/1 - 10YR 7/1}

Hohlweg-Profil in Bredenbruch; r04360, h58670 bis r04375, h58775

-I-nf: etwa 96,5m N' Hohlweg-Einmündung; ockerfarbener, gn=bngr- sd0-1- Tsfr-Usfr [bei Meter 107: laminiertes Fsst, olivgn- gr- und bn=, ss152/35]; S(ges)1,34; P(ges)0,75; S(Tent)0,99; P(Tent)0,71 | -I-n2: Hohlweg Bredenbruch, etwa 54m N' Hohlweg-Einmündung; beigef-gr- sd-laminiertes, u-/sd- Tsfr-Usfr mit *Zosterophyllum* sp., einer in leicht strömendem Wasser lebenden Pflanze; S(ges)1,67; P(ges)0,93; S(Brach)1,31; P(Brach)0,95; S(Stroph)1,00 | -I-n3: wie -I-n2, 49m N' Hohlweg-Einmündung; bn- und ockerf-, ge=bn- u- Fsst bis einige Millimeter mächtig, plattig, dann u1- Tsfr, mürbe, milde, feinschuppig spaltend, hbn=gr-, ss158/31, sf teiler als ss; S(ges)2,14; P(ges)0,76; S(Tent)1,23; P(Tent)0,63; S(Brach)0,68; P(Brach)0,42; S(Stroph)0,53 | -I-n4: dgn= bngr- Tusfr; S(ges)2,46; P(ges)0,79; S(Tent)1,07; P(Tent)0,60; S(Brach)2,00; P(Brach)0,81; S(Stroph)1,49; S(Orth)0,45; S(Spir)1,10 | -I-n5: gn=bngr- TUUsfr und Schill-Lagen (bn); S(ges)1,70; P(ges)0,71; S(Tent)0,19; P(Tent)0,28; S(Brach)0,97; P(Brach)0,54; S(Stroph)0,62; P(Stroph)0,45 | -I-n6: gn= bngr- TUUsfr; S(ges)2,96; P(ges)0,96; S(Tent)1,24; P(Tent)0,90; S(Brach)1,96; P(Brach)0,94; S(Stroph)1,47; S(Spir)0,64 | -I-9: bn=gngr- Tsfr/Usfr; S(ges)0,49; P(ges)0,20; S(Tent)0,07; P(Tent)0,10; S(Brach)1,30; P(Brach)0,94; S(Stroph)1,30 | -I-10: ähnlich -nL52; S(ges)2,35; P(ges)0,94; S(Tent)1,55; P(Tent)0,96; S(Brach)0,56; P(Brach)0,81; S(Pele)0,64; S(Stroph)0,56 | -I-1: m- gn-dgr- Tsfr; SCH054{: 0.7 kg, nC[ensensishemiansatus-Zone], 5Y 5/1}; S(ges)3,03; P(ges)0,87; S(Tent)0,76; P(Tent)0,55; S(Brach)2,59; P(Brach)0,87; S(Pele)1,21; S(Stroph)1,65; S(Orth)0,69; S(Spir)1,82 | -I-8: siltiger bioklastischer Wackestone mit autochthoner bis parautochthoner Fauna bestehend aus zum Teil doppelklappigen, vollkörperlich erhaltenen Brachiopoden, Mikrobioklasten wegen deutlicher Bioturbation; m-dgr- Msfr; SCH055{: 9 kg, C[hemiansatus-Zone], 10YR 5/2 - 6/2}; S(ges)3,59;

P(ges)0,87; S(Tent)0,63; P(Tent)0,57; S(Brach)3,19; P(Brach)0,84; S(Pele)1,34; P(Pele)0,97; S(Stroph)1,84; P(Stroph)0,72; S(Orth)1,65; P(Orth)0,75; S(Spir)2,38; P(Spir)0,81
 S-Hang der L52, gegenüber Hohlweg:
 -I-11: gr- K-Knollen; SCH056: 0,5 kg, C[hemiensatus-Zone], 5Y 4/1; S(ges)2,50; P(ges)0,92; S(Brach)2,20; P(Brach)0,89; S(Stroph)1,49; S(Spir)1,30 | -I-12: wie -I-11: siltiger Wackstone, malixreicher als -I-8, starke Bioturbation, weiter transportierte Fauna; SCH057: 1,3 kg, nC[hemiensatus-Zone], 5Y 5/1 - 4/1; S(ges)2,90; P(ges)0,86; S(Tent)0,69; S(Brach)2,67; P(Brach)0,85; S(Pele)0,69; S(Stroph)1,60; S(Orth)1,21; S(Spir)1,70 | -I-nL52: r04400, h58630; ss130/34, sf steiler in die gleiche Richtung, dgr-fleckiger, k1- gn-gr- u1- Tsf; S(ges)2,86; P(ges)0,94; S(Tent)0,76; P(Tent)0,69; S(Brach)2,16; P(Brach)0,87; S(Stroph)1,58; P(Stroph)0,81; S(Spir)1,07; P(Spir)0,77

Bahnhof Gummersbach (16); GK 25 Gummersbach 4911: 318-16- bzw. 318-4911-

Böschung um r99530, h55130 | Communities: Prod-Lept-Relic, Primipilaria-Xyst | -III-1: ähnlich -BfG1; SCH050: 1,45 kg, C[ensensis-Zone], 5Y 5/2 | -BfG4: ähnlich -BfG1; SCH089: 1,55 kg, C[ensensis-Zone], 5Y 5/2 | -BfG3: ähnlich -BfG1 | -III-2: ähnlich BfG1; SCH052: 1,8 kg, C[ensensis-Zone], 5Y 5/2 | -BfG1: dolivf- bn= Tsf und Kalkknollen: siltiger Mikrobiaklasten-Wackstone, stark bioturbat, viel Angebohrt; S(ges)2,58; P(ges)0,95; S(Brach)2,17; P(Brach)0,94; S(Pele)1,10; P(Pele)1,00; S(Stroph)0,26; P(Stroph)0,19; S(Spir)0,64; P(Spir)0,92; S(Rhynch)1,33; P(Rhynch)0,96 | -BfG2: wie BIG1; ss131/25; SCH088: 2,4 kg, C[ensensis-Zone], 5Y 5/3; S(ges)1,99; P(ges)0,91; S(Brach)1,69; P(Brach)0,87; S(Stroph)0,13; P(Stroph)0,19; S(Spir)1,22; P(Spir)0,88 | -BfG5: motivf-bn= u- Tsf | -III-3: ähnlich -BfG5 | -III-4: siltiger Wackebis Packstone mit viel ästigen Bryozoen wie in Bredenbruch -I-8, stark angebohrt, starke Bioturbation, hellerer Tsf als -BfG1; u- l- Mstr, m-dgr-; SCH053: 2,6 kg, nC[ensensis-Zone], 5Y 5/1; S(ges)2,27; P(ges)0,68; S(Tent)1,35; P(Tent)0,98; S(Brach)1,56; P(Brach)0,55; S(Stroph)0,54; P(Stroph)0,30; S(Spir)1,91; P(Spir)0,92 | -III-6: m- gr- K; SCH051: 3,05 kg, C[Grenzbereich ensensis/hemiensatus-Zone], 5Y 5/1 - 4/2 | -III-5 und -BfG-D: Bioklasten-Packstone mit Echinodermen, Zweischalern, Styliolinen, Korallen, Bioturbation, stark angebohrt; SCH114+SCH100: 7,2 kg, nC[hemiensatus-Zone ?], 10YR 2/1

Locus typicus und Umgebung des Rospe-Members (MAY 1986); GK 25 Gummersbach 4911: 318-4912-

Communities: Atr-Xyst | -IV-1: locus typicus; gn=bngr- k- u4-5- Tsf bis Usfr & Ust; Ball-and-Pillow-Strukturen; lange Crinoiden-Stiele und -Cirren, Mikroschill, Bioturbation; tw. doppelklappig und vollkörperlich erhaltene Fauna; SCH016: 8,1 kg, ^c[kockelianus-Zone ?], 5Y 5/1; S(ges)2,72; P(ges)0,91; S(Brach)2,01; P(Brach)0,92; S(Pele)0,69; P(Pele)0,95; S(Stroph)1,56; P(Stroph)0,91; S(Spir)0,86; P(Spir)0,95 | -IV-2: Straßenböschung Neubaugebiet; r99060, h53870 bis r99095, h53860; ss122/14; u1-Tsf, dgr-, bn-fleckig und sd-streifiger Usfr bis Ust; Mikroschill, Bioturbation; SCH017: 4,7 kg, nC[kockelianus-Zone ?], 5Y 5/1 - 5/2; S(ges)3,15; P(ges)0,93; S(Brach)2,65; S(Pele)1,33; S(Stroph)1,63; S(Spir)1,85

Hohlweg SW' ehem. Bahnhof Linde (17); GK 25 Kürten 4909: 318-17- bzw. 318-4909-

Communities: Atr-Muc-Lept, Xyst-Lept-Atr-Muc, Lept-Xyst-Cr-Bry, Stromatoporen-Korallen-Build-Ups | -Frl: Böschung am zugewachsenen Waldweg NW' parallel zum ehemaligen Bahndamm und zur L284 verlaufend, orthogonal zu Hohlweg, etwa 64m NE' der Abzweigung von der nach Scheurenhof führenden Straße; r92610, h54045; ss333/36; fossilreiche mgr- Mst; S(ges)2,90; P(ges)2,90; P(ges)0,87; S(Tent)0,64; P(Tent)0,92; S(Brach)2,57; P(Brach)0,83; S(Pele)0,69; S(Stroph)1,50; P(Stroph)0,84; S(Orth)0,69; P(Orth)1,00; S(Spir)2,06; P(Spir)0,83
 Hohlweg-Profil: r93030, h54000 bis r93085, h54095

-I-n1: bn-gngr- sd- Usfr und Tsf, sd-Lagen bis 7cm mächtig; S(ges)2,22; P(ges)0,96; S(Brach)1,52; P(Brach)0,95; S(Stroph)0,64 | -I-2: Echinodermen-Pack- bis Rudstone mit reichlich Bryozoen und Stromatoporidaen, zerbrochene Fauna, die möglicherweise am Schelfhang gelagert hat und bei einem Sturm zusammen mit dem Riffschutt abgelagert wurde; hgr- K; S(ges)2,66; P(ges)0,85; S(Brach)2,20; P(Brach)0,81; S(Stroph)1,30; P(Stroph)0,70; S(Spir)1,65; P(Spir)0,79 | -I-n2: sd- m- Usfr/Tsf; S(ges)1,72; P(ges)0,58; S(Tent)0,08; S(Brach)1,12; P(Brach)0,48; S(Pele)1,33; S(Stroph)0,84; S(Spir)1,33 | -I-n3: knolliger, unreiner K (sd-/m-); SCH097: 2,8 kg, nC[ensensis-Zone], 10YR 5/3; S(ges)0,43; P(ges)0,24; S(Brach)1,10; P(Brach)1,00; S(Rhynch)0,69 | -I-6: K; SCH021: 2 kg, C[untere Odershausen-Fm., unf. ensensis-Zone], 2,5Y 5/4; S(ges)2,62; P(ges)0,84; S(Tent)0,63; P(Tent)0,92; S(Brach)1,89; P(Brach)0,74; S(Pele)0,69; P(Pele)0,98; S(Stroph)1,33; P(Stroph)0,97; S(Spir)1,46 | -I-n4: >sd- bn- v! Lagen bis Fsst; S(ges)2,74; P(ges)0,95; S(Brach)2,24; P(Brach)0,97; S(Pele)1,75; S(Stroph)2,02 | -I-n8: knollige Kalke; SCH099: 4 kg, nC[Eifel-Stufe nahe Givet-Stufe ?], 10YR 5/3 | -I-10: Stromatoporen-Boundstone; SCH022: 1,9 kg, C[ensensishemiensatus-Zone], 10YR 4/4 | -I-n7: gn= sd- Tsf/Usfr | -I-n5: Stromatoporen-Boundstone; und m-Ust/Fsst; S(ges)1,30; P(ges)0,81; S(Brach)1,10; P(Brach)0,68; S(Spir)1,10 | -I-n9/ -In7: sd- Usfr | -I-n6: Ksst und olivgn- Usfr/Fsst; SCH098: 4 kg, nC[hemiensatus-Zone ?], 10YR 5/4

New York State, U.S.A.; Straßenaufschluß, Otsega County, Route 54, S' Einfahrt auf Route 20 (Richtung Albany)

Profilbeschreibung: 318-Union Springs NY0: schwarze Union Springs-Tonsteine mit Kalkknollen-Lage SCH113: 1,25 kg, nC[kockelianus-Zone] | 318-Union Springs NY1: Union Springs-Top-Bereich, schwarze Tonsteine | Basis des etwas mehr als 1,3 m mächtigen Cherry Valley-Kalksteins beginnt etwa 50cm über Kalkknollen-Lage | 318-Cherry Valley NY2: SCH112: 0,36 kg, C[Polynathus linguiformis div. ssp., Icriodus arkonensis liliaris, Icriodus sp. aff. Icr. struvei vel aff. Icr. amabilis, Hindeonella, Neoprioniodina, Ozarkodina, Plectopathodus][kockelianus-Zone] | 318-Cherry Valley NY3: Oberkante des Cherry Valley-Kalksteins; SCH111: 0,22 kg, C[Polynathus linguiformis div. ssp., Icriodus sp.][kockelianus-Zone] | 318-Chittenango NY4: Schwarze, dünnplattige Tonsteine | 318-Chittenango NY5: 20cm über Top des Kalkkomplexes etwas festerer Tonstein mit reichlich Dacryocanarida indet., möglicherweise u. a. Styliolina sp. | 318-Chittenango NY6: etwa 1m über Top des Kalkkomplexes schwarzer, dünnplattiger Tonschiefer.

Fossiliste (ab S. 122):

Abkürzungen: gr = groß tw = teilweise py = pyritisiert k = kalkig zT = zum Teil
 v = vollständig, vollkörperlich d = doppelklappig xT = x verschiedene Taxa
 ? = unsichere Bestimmung art = artikuliert, zusammenhängend, im Originalverband
 F = Fragment S = im Schutt X, XX, XXX = vorhanden, viel, sehr viel

Blauer Bruch; 318-1- // 318-4820-

Fundhorizont	n	5	X
n	875+	376+	
<i>Polygnathus</i> "pr." <i>hemiansatus</i> BULTYNCK 1987			X
<i>Polygnathus linguiformis</i> div. ssp.			X
<i>Polygnathus linguiformis</i> ssp. (Zwerg)			X
<i>Polygnathus pseudofoliatus</i> WITTEKINDT 1966	XX		X
<i>Polygnathus angusticostatus</i> WITTEKINDT 1966	X		
<i>Polygnathus effusus</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957	XX		
<i>Icriodus struvel</i> WEDDIGE 1977	X		
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. N. (N.) <i>otomari</i> BOUČEK & PRANTL 1959	23,4 %	39,64 %	
<i>Nowakia</i> (<i>Dmitriella</i>) ? sp.			1,06
<i>Nowakia</i> sp.	1,5		
<i>Clinotellina asymmita</i> SCHÖNE & SCHUBERT 1996		2,94	
<i>Clinotellina</i> sp. A SCHÖNE & SCHUBERT 1996		0,53	
n gen. A n sp. 1 SCHÖNE & SCHUBERT 1996		0,27	
<i>Viriatellina holochlidana</i> SCHÖNE 1996		5,33	
<i>Viriatellina minuta</i> MU & MU 1974		1,06	
<i>Viriatellina</i> sp. A (glubose TR)		1,86	
<i>Viriatellina</i> sp. B (schlang)		1,06	
<i>Viriatellina</i> sp. C (aff. <i>Clinotellina asymmita</i> SCHÖNE & SCHUBERT 1996)		4,79	
<i>Viriatellina</i> sp. A	7,4		
<i>Costulatostyliolina deflexa</i> (BOUČEK 1964)		0,54	
<i>Metastyliolina</i> sp. A	5,7	1,06	
<i>Metastyliolina</i> ? sp. B		1,06	
<i>Striatostyliolina striatula</i> (NOVAK 1882)	2	2,34	
<i>Styliolina fissurella</i> (HALL 1843)		0,80	
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957		15,97	
<i>Styliolina minuta</i> (BOUČEK 1964)		0,80	
<i>Styliolina</i> aff. <i>nucleata</i> (KARPINSKIJ 1864)		0,80	
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957		4,52	
<i>Styliolina</i> div. sp.	60		
<i>Styliolina</i> sp.		6,85	
<i>Homocentrus</i> ? sp.		(31) 0,80	
orthoconer Cephalopode indet.		1,58	
<i>Orbiculoidea</i> sp.		0,80	
Spiriferida indet. aff. Spinocyrtitidae indet.		0,27	
Douvilliniidae indet.		0,53	
<i>Buchtota</i> sp.		0,27	
<i>Cardiola subconcentrica</i> BEUSHAUSEN 1895		0,53	
<i>Cardiola</i> ? sp.		0,27	
<i>Pterochaenia hians</i> (WALDSCHMIDT 1885)		0,27	
Muschel indet.		(21) 1,33	
Ostracoda indet.		0,53	
Pisces indet. (Schuppen)	X		

Fundpunkt	n	5	B	B	15
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. N. (N.) <i>otomari</i> BOUČEK & PRANTL 1959	57	16	27	92	
<i>Viriatellina</i> sp.	2	5	5	5	
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUČEK 1964)	2	5	5	5	
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957	5	5	5	5	
<i>Styliolina</i> sp.	54	5	12	80	
<i>Homocentrus</i> sp.	1	1	1	1	
orthoconer Cephalopode indet.	1	1	1	1	
winzige py= Muschel indet.	1	1	1	1	
<i>Trilobita</i> indet.	1	1	1	1	

ehem. Bahnhof Bremke; 318-5-BfBr // 318-4715-BfBr

Fundpunkt	112	111	102	101	100	98,5	95	88,5	60	57	20
n	14	21+	12+	43		139	103	710	28	25	45
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. N. (N.) <i>otomari</i> BOUČEK & PRANTL 1959				2		73	6	7			
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUČEK 1964)		4		33	X	10	55	5	2		5
<i>Costulatostyliolina deflexa</i> (BOUČEK 1964)								3			
<i>Viriatellina holochlidana</i> SCHÖNE 1996								aff(1)			aff(1)
<i>Viriatellina minuta</i> MU & MU 1974				aff(1)							
<i>Viriatellina</i> sp. A	1	(?)2				2	1	2			
<i>Viriatellina</i> sp. E						1		10	2		1
<i>Viriatellina</i> sp.	(?)5									1	(2)2
<i>Metastyliolina</i> sp. A	2	(?)2					17	1	2		1
<i>Metastyliolina</i> ? sp. B							3		(?)2		3
<i>Striatostyliolina striatula</i> (NOVAK 1882)								1			
<i>Styliolina</i> sp. (Kir. <i>phili</i> = 80.18, etc. 28)	1	2				23	6	630	1	20	8
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957				1		4		1			
<i>Styliolina</i> aff. <i>S. philippovae</i> LJASCHENKO 1957								aff(3)			
<i>Styliolina fissurella</i> (HALL 1843)						aff(1)	aff(1)				aff(1)
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957	1					2	1	2			
<i>Styliolina nucleata</i> (KARPINSKIJ 1864)						aff(1)	aff(3)		aff(1)		3
Dacryoconarida indet.		X	X		X	2					
Oithothecida indet. (classis <i>Hyalitha</i>)	1	2			X			10			
Goniatit indet.					X						
orthoconer Cephalopode indet.				1				2	2	1	
<i>Cyrtina</i> sp.				1	X	4	1	2	9	1	1
Lissatrypidae indet.						3		1			
<i>Orbiculoidea</i> sp.						2					
<i>Buchtota aquarum</i> BEUSHAUSEN 1895				1		6	1	9		1	
<i>Buchtota</i> sp.				1		2					1
<i>Pterochaenia hians</i> (WALDSCHMIDT 1885)						1	aff(1)				
winzige py= Muschel indet.							2	2		1	1
<i>"Ctenodonta"</i> sp.							1	1			
<i>Nuculoidea</i> sp.							7	3			3
<i>"Nucula"</i> sp.							3				
nuculoide Muschel indet.	(?) 2			(?) 1		3	2		1		(4)5
Pterineidae indet.								4	1		
<i>Gyronema</i> sp.											1
<i>Loxonema</i> sp.											2
<i>Murchisonia</i> ? sp.					1						
trochospirale Gastropoda indet.						(? kt) 1					3
aff. <i>Holynetes</i> cf. <i>H. holynensis</i> HAVLIČEK & RACHEBOEUF 1979			2					1			1
Chonetidina indet. (dünnchalig, klein)		2						aff(1)	1		
Schalenfragmente Chonetidina indet.	aff(1)	2									2
Reticulariidae indet. Fragment				1							
<i>Geosops</i> ? sp.										1	
Acanthodier-Reste ?						1					
Spezialien vel Koprolith						1					

Heggen-Schederberge; 318-3- // 318-4615/16-

Fundpunkt	"Klar"	VI	III-1	III-2	obh. Stbr	ob. Weg	III
n	173	44	22	7			94
? <i>Nowakia (N.)</i> sp.					1		
<i>Styliolina</i> sp.		3	(?)1	1			(?)1
Orthoconer Cephalopode indet.					1	1	
Tentaculitida indet.		2					1
<i>Dagonchonetes</i> sp.	1						
<i>Devonaria minuta</i> (VON BUCH 1837)			1		1	(aff)1	(aff)3
<i>Devonaria minutissima</i> STRUVE 1981						4	(S)4
Chonetidina indet. (klein, dünnchalig, schwach berippt).			2			2	(S)2
Holynnetinae ? indet.							
Holynnetinae indet. aff. <i>Holynetes</i> sp.			2				(?)1
<i>Leptaena analogaeformis</i> BIERNAT 1966							1
<i>Leptaena</i> sp.						1	
<i>Parastrophonella a. anaglypha</i> (KAYSER 1871)	3				1		
<i>Prodauidsonia</i> sp.						(?)1	
<i>Xystostrophia umbraculum</i> (VON SCHLOTHEIM 1820)	4		1		1	1	(gr)15
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)	9	7	1		1	1	
<i>Protodouvillina f. interstitialis</i> (PHILLIPS 1841)		1				43	
Douvillinidae indet.	2	3					1
Strophomenidina indet.	1		1		1	1	1
<i>Aufacella</i> sp.						2	
<i>Skenidioides</i> sp.							2
<i>Acrospirifer (Arduspirifer) supraspectosus</i> ssp.	2					(dv)1	
<i>Acrospirifer (Arduspirifer)</i> sp.	1						
<i>Atrypa (Planatrypa) squamifera</i> ? ssp.	(aff)2						1
<i>Atrypa (Planatrypa) colliga</i> ? STRUVE 1966	(aff)3						
<i>Atrypa (Planatrypa)</i> sp.	6				2	2	
<i>Atryparia</i> sp.	1						
<i>Spinatrypa (Isospinatrypa)</i> aff. <i>Sp. (I.) aspera</i> ssp. ?						2	
<i>Spinatrypa (Sp.)</i> sp.		1					
<i>Spinatrypa</i> sp.	3	(?)1				(?)2	
<i>Atrypidina</i> indet. (ex gr. s.o.)	38	5	1	1	3	3	
<i>Bifida lepida</i> (D'ARCHIAC & DE VERNEUIL 1840)						1	
<i>Bifida nitida</i> (HERTA SCHMIDT 1851)		1					
<i>Cyrtina heteroclitia intermedia</i> OEHLERT 1886							3
<i>Cyrtina laevis</i> (KAYSER 1871)						2	
<i>Cyrtina</i> sp.	5		3			1	(?)2
<i>Merista</i> sp.			1				
<i>Quadrithyrus macrohynche</i> (SCHNUR 1853)							1
<i>Minatothyris concentrica</i> (SCHNUR 1851)						(?)1	1
Reticulariidae indet.	6	1				1	1
Ambocoeliidae indet.						2	
Athyrididae indet.		(?)1					
<i>Devonogyra globa</i> (BRONN in SCHNUR 1853)	1						
<i>Pseudosieberella</i> sp.				1			
Gypidulinae indet.							1
Pentamerida indet.							1
<i>Septeria</i> sp.						1	
<i>Buchia</i> ? sp.		1					
<i>Ctenodonta</i> sp.					1	1	
nuculide Muschel indet.		1	1				
ästige Bryozoa indet.			2				
fenestellige Bryozoa indet.	6	10	2			9	18
<i>Cleistopora</i> sp.	1	1					
<i>Hadrophyllum</i> sp.			1				
<i>Metricionaxion</i> sp.							1
kl. solitäre Rugose indet.							1
Crinoiden-Oszikels	3	2	1	1	(art)2		25
<i>Rotasaccus</i> cf. <i>R. dentifer</i> HAUDE & LANGENSTRASSEN 1976		1					
Endozoa indet.	5						
Epizoa indet.				1			
<i>Gyronema</i> sp.						(aff)1	
<i>Platyceras</i> ? sp.						1	
<i>Pedinopariops</i> cf. <i>P. brongniarti</i> (STEININGER 1833)							5
Phacopinae indet.		1					
<i>Chondrites</i> sp.	70					1	
Ostracoda indet.		1					
<i>Actinostroma</i> ? sp.		1					

Hellbecke-Tal; 318-2- // 318-4617-

Fundpunkt	2
n	339
Holynnetinae indet.	8
Anoplinae indet.	12
<i>Parastrophonella a. anaglypha</i> (KAYSER 1871)	3
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)	9
<i>Leptaena analogaeformis</i> BIERNAT 1966	3
<i>Xystostrophia umbraculum</i> (VON SCHLOTHEIM 1820)	12
Strophomenidina	3
<i>Atrypa (Planatrypa)</i> sp.	9
<i>Spinatrypa</i> sp.	9
Atrypidina indet.	21
<i>Cyrtina</i> sp.	6
<i>Reticulariopsis</i> cf. <i>R. aviceps</i> (KAYSER 1871)	18
<i>Quadrithyrus</i> sp.	9
<i>Quiriquites</i> ? aff. <i>Qu. elegans</i> (STEININGER 1853)	16
<i>Subospidella</i> ? sp.	9
Ambocoeliidae indet.	15
Reticulariidae indet.	6
<i>Plectospira ferita</i> (VON BUCH 1834)	6
<i>Nucleospira lens</i> (SCHNUR 1853)	3
<i>Pseudocamarophoria</i> cf. <i>P. undulataeformis</i> BIERNAT 1966	45
Rhynchonellida indet.	12
<i>Procteria (Granulidictyum) granulifera</i> (SCHLÖTER 1889)	15
<i>Kerfordidictyum kerfordi</i> (COLLIN 1912)	27
kl. solitäre Rugose indet.	9
"Nuculites" sp.	3
nuculide Muschel indet.	3
<i>Conchifera</i> sp.	3
Bohrsporgien indet.	3
<i>Cladachonus</i> sp.	12
kl. Gastropoda indet.	9
Crinoiden-Oszikels	15

Locus typicus Rospe-Mb. MAY 1986
& Umgebung: 318-4911-IV-

Funhorizont	1	2
<i>Polygnathus linguiformis</i> sp.	44+	61+
<i>Styliolina</i> sp.	X	
Tentaculitida indet.	7	1
Chonetida indet. aff. <i>Chonetes (Plebeochonetes)?</i> sp.	1	3
<i>Leptæna</i> sp.	1	1
<i>Pterostrophomenella a. anaglypha</i> (KAYSER 1871)		1
ex gr. <i>Productella subcuculata</i> (MURCHISON 1840)	(dv)1	4
<i>Xystrotophia umbraculum</i> (VON SCHLÜTHEIM 1820)		1
Colliolopidae indet.	2	3
Productida indet.	1	(?)1
Strophomenida indet.	1	(dv)1
<i>Alvega (Planatriga) collata</i> STRAUVE 1966 → 4 (pl) 1 <i>scantifera</i> sp.		2
<i>Alvega (Alvega) strauvei</i> STRAUVE 1966	(dl)1	1
<i>Alvega (Klithyrida) schindlerata</i> STRAUVE 1966		1
aff. <i>Alvega (Klithyrida) schindlerata</i> STRAUVE 1966		2
SchLÜTHEIM 1813)		3
<i>Schizozoa</i> sp.	7	1
<i>Azygella</i> indet.	7	3
Strophomenida indet.	1	1
Strophomenida indet.	1	1
<i>Planatriga planatriga</i> (VON BUCH 1834)	(dv)2	1
<i>Planatriga</i> indet.	1	1
<i>Planatriga</i> indet.	1	(kl)2
<i>Stylobunella</i> indet.	1	(kl)3
<i>Planatriga</i> indet.	1	8
Li. glattsch. Brachiopoda indet.	1	1
<i>Egmundia</i> sp.	1	1
<i>Planatriga</i> sp.	1	2
Productacea indet.	1	2
Preleypoda indet.	1	2
kl. glattsch. Preleypoda indet.	1	1
<i>Zonophidius radiatus</i> GOLDFUSS 1832	1	1
Eumorphidae indet.	1	1
<i>Falsiplex</i> ? sp.	1	(dv)1
<i>Ostrea</i> indet.	X	1
<i>Atrypa</i> sp.	X	1
Criniden-Ostrakels	X	XX
kl. solitäre Rugosa indet.	X	1
ex gr. <i>Kayserius</i> sp.	X	
Tritobita indet.	X	(?)1
Anthropoda indet.	X	3
festestellige Bryozoa indet.	X	3

Menkhausen; 318-6- // 318-4715-

Funhorizont	VIII-1	VIII-2	VII-F0	VII-F24	VII-F38	VII-F44	VII-F51	VII-F58	VII-B	VII-2m	VII-2h
n	100+	100+	100+	100+	20+	58+	200+	10+	10+	200+	10+
<i>Polygnathus</i> cf. <i>Po. pseudofolius</i> WITTEKIND 1966										X	
<i>Nowakia (N.)</i> ex gr. <i>N. (N.) otomari</i> BOUČEK & PRANTL 1959	X	X		X	2	38			4	6	1
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUČEK 1964)						13	4	2		1	2
<i>Metastyliolina</i> n. sp. A						2					1
<i>Striatostyliolina striatula</i> (NOVAK 1882)						1					1
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957				(aff) 98%					1		
<i>Styliolina</i> div. sp.	XX		X		90%	5%	98%	80%	40%	90%	60%
<i>Homocidius</i> sp.									1		
orthoconer Cephalopode indet.										3	
aff. <i>Holynetes</i> sp.										1	
ex gr. <i>Productella subcuculata</i> (MURCHISON 1840)										1	
<i>Bilida nitida</i> (HERTA SCHMIDT 1951)										2	
Ambocoeliidae indet.										2	
Reticulariidae indet.										2	
Muschel indet.										(?)1	
Schalenreste indet.											
kleine solitäre Rugosa indet.					2						1
Tritobita indet.							X				

Menkhausen (Fortsetzung); 318-6-VII- // 318-4715-VII-

Funhorizont	7.1	7.2	7.3	9	9.1	12	14	15.1
n	100+	5	6	4		100+	10+	3+
<i>Polygnathus</i> sp.							X	X
<i>Nowakia (N.)</i> ex gr. <i>N. (N.) otomari</i> BOUČEK & PRANTL 1959	1	1						
<i>Viriatiellina holochlidana</i> SCHÖNE 1996 vel. <i>V. sp. X</i>	3				(?)X		2	
<i>Viriatiellina</i> sp. A	(?)5							
<i>Viriatiellina</i> ? sp. vel. <i>Metastyliolina</i> ? sp.							1	
<i>Costulatostyliolina deflexa</i> (BOUČEK 1964)	8							
<i>Costulatostyliolina</i> aff. <i>C. deflexa</i> (BOUČEK 1964)	2							
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUČEK 1964)			1				2	
<i>Metastyliolina</i> sp. A	1	1			(?)2			
<i>Metastyliolina</i> ? sp. B	1							
<i>Striatostyliolina striatula</i> (NOVAK 1882)			1					
<i>Styliolina</i> sp.	70%	1		1	X	X		
Tentaculitida indet.							1	
Hyalitha indet.	(?)1							
orthoconer Cephalopode indet.	1							
aff. <i>Holynetes</i> indet.	(?)1		1				1	2
<i>Parsipicanopia</i> sp.	1							
Orthida indet.					X			
<i>Bilida lepida</i> (D'ARCIAC & DE VERNEUIL 1842)	2		(dv)2				1	
Ambocoeliidae indet.						1		
<i>Pseudocamarophoria</i> sp.	(kl?)2							
kl. dunnschaliger Brachiopode indet.	1							
Craniacea indet.	2	1						
Inarticulata indet.		1						
<i>Otenodonta</i> ? sp.	(?)1							
<i>Palaeoneilo</i> sp.				1				
nuculide Muschel indet. aff. " <i>Nucula</i> " sp.	1				(?)1		1	1
<i>Leiopteria</i> sp.							1	
Phacopinae indet.	1							
kleine solitäre Rugosa indet.	1							

Fundhorizont	II	I-102	I-44	I-33	I-1	IVa	IVc	IV-3	IV-8	8(c) Lgst	IV-1B	IV-1B	IV-20.5	IV-32	IV-36	IV-42.5	IV-60
Rhynchonellida indet.								1								1	1
<i>Pseudocerberia</i> sp.																	
glattschaliger Brachiopode indet.					3												
<i>Acanthocrania</i> sp.									(?)1								
<i>Buchia aquarum</i> BEUSHAUSEN 1895	(cf)1		(cf)1														
<i>Paracyclas</i> sp. vel <i>Grammysia</i> sp.								1									
<i>Ctenodonta</i> sp.			1														
<i>Leptodonta</i> sp.																	1
Muschel indet.			1		2								1				
Schalenreste indet.						X		1									
<i>Loxonema</i> sp.																	2
<i>Pleurotomaria</i> sp.																1	
trochospirale Gastropoda I					(F)1												
Kl. Gastropoda indet.								2	6					1			6
Kopralith vel Speiballen	X				1												X
Tenestellide Bryozoe indet.	(kl)1	(f)1			(S)X										X	2	2
<i>Ctenochonus</i> sp.		4				1											
<i>Clonothites</i> sp.									X							X	1
<i>Conchifora</i> sp.									X								
Endozoa indet.								1		X							
<i>Ropalonella</i> sp.									(?)X								X
Serpulida indet.																	X
Bryozoa-Epizoa								1								X	X
Epizoa indet.	(S)1																
<i>Chaetetes</i> sp.									1								
<i>Proctoria</i> (<i>Granulidictyum</i>) <i>granulifera</i> (SCHLÜTER 1889)	2	3			5									1	2		2
<i>Kaefomedictyum kerfotnei</i> (COLLIN 1912)									1								
<i>"Petricium"</i> sp.									1								X
Thamnoporida indet.									X								X
<i>Calceola</i> sp.																	1
<i>Meltrioxylon</i> sp.									1								
solitare rugose Koralle								(kl)7	X			X					X
<i>Rotaxacus</i> cf. <i>R. dentifer</i> HAUDE & LANGENSTRASSEN 1978		3															
<i>Haplocrinites</i> sp.									X								
Ornoiden-Oszikels	(k, art 1	(k, art 2	1		X	1		(art) X			X			1	1	X	X
Kronenteile (sehr klein)	X																
cf. <i>Anathopora</i> sp.					X												
Echiniden-Platte				1					1	X							
Bohrspungen		X	X														
<i>Chondrius</i> sp.	X			X													
senkrechte Bohrfuge indet.													(3)X				
<i>Jurriopsis</i> sp.		1				1		1									2
<i>Anchmina</i> sp.								2									
<i>Bufina</i> ? <i>asymetrica</i> (POKORNY 1950)								1									
<i>Ctenoloculina</i> sp.		1											X			1	
<i>Jenningsina</i> ? sp.								X									
<i>Loxostomina graciosa</i> JAGORA 1968								1									
<i>Pachybolina</i> sp.								(?)1					X				X
<i>Polanella</i> sp.								1									
<i>Polyzygia insculpta</i> ? ssp.								2									
<i>Polyzygia trigonata</i> (GÜRICH 1900)								2									
<i>Polyzygia</i> cf. <i>Po. trigonata</i> (GÜRICH 1900)								2									
<i>Polyzygia symmetrica</i> GÜRICH 1898				(?)1	10			3									X
<i>Panderindictya</i> ? sp.					10	1		2									
<i>Tricornina</i> sp.								1									
<i>Tubulobordya</i> ? sp.								1	2								
<i>Ulrichia</i> sp.								1									
Ostracoda indet.							1	3	8				X				
<i>Garastax</i> sp. n. A BASSE 1998																	2
<i>Kornuproetus</i> sp. n. BASSE 1998																	8
<i>Pedinopariops</i> sp. n. BASSE 1998																	3
<i>Otarion</i> sp.																	1
Asteropyginae indet.						1											
Proetidae									1							1	
Phacopinae indet.	2		1			1											
Phacopidae indet.		1	1														1
Trilobita indet.	(F)1				2			1				X					
Endouth									X								
Pluces indet.									2								
Pflanzenhäutchen					(?)1												

Raum Meinkenbracht: Kupferberg; 318-7-Kupf // 318-4714-Kupf-

Fundpunkt	Set?	44	a	b	c	d
n	15	282	41	7	11	322
<i>Novakia</i> (<i>N. jex</i> gl. <i>N. (N.) otomari</i> BOUCEK & PRANTL 1959		28			4	53
<i>Viriatellina</i> aff. <i>V. gracilistriata</i> (HALL 1879)					2	3
<i>Viriatellina guangxiensis</i> MU & RUAN 1993		1			(cf)1	(aff)2
<i>Viriatellina holochidana</i> SCHÖNE 1998						(aff)12
<i>Viriatellina</i> sp.		1			1	2
<i>Sylbilina kirgizica</i> LJASCHENKO 1957		1	2	1		
<i>Sylbilina</i> aff. <i>S. hirticornis</i> (KARPINSKIJ 1884)		1			1	
<i>Sylbilina philippovae</i> LJASCHENKO 1957		1				
<i>Sylbilina</i> sp.	8	200	35	5	1	100
<i>Holynetes</i> cf. <i>H. holynensis</i> HAVLÍČEK & RACHEBOEUF 1979	2	8	1			11
<i>Philippolia</i> sp.	1	1				(?)4
Chonetidina indet. (glattsch.)		1				1
ex gr. <i>Productella subaculigata</i> (MURCHISON 1840)						1
Sitrophomenidina indet.						1
<i>Phragmophora schnerri</i> COOPER 1965		2				
Dalmanellidae indet.						(?)1
<i>Orthis</i> indet.						1
<i>Pseudocamarophoria</i> cf. <i>P. undulataeformis</i> BIERNAT 1988	8					
<i>Spinatylva</i> (<i>Invertype</i>) sp.		1				
Reticularidae indet.		1	(?)1			
Alhyrididae indet.					1	
<i>Proctoria</i> (<i>Granulidictyum</i>) <i>granulifera</i> (SCHLÜTER 1889)	1					
<i>Pterinopacten</i> (<i>PT.</i>) <i>radiatus</i> (GOLDFUSS 1838)		1				
<i>Ptera</i> sp.					1	
<i>Haplocrinus</i> sp.		2				
Ornoiden-Oszikels						1
<i>Rotaxacus</i> cf. <i>R. dentifer</i> HAUDE & LANGENSTRASSEN 1978		12				23
<i>Gaessops</i> sp. n. BASSE (l.v.)		1				
Trilobita indet.			1			
<i>Polyzygia trigonata</i> (GÜRICH 1900)		1				
Ostracoda indet.						1

Bonzel; 318-9-IIIa- // 318-4814-IIIa-

Fundhorizont	5	0	1	3
n			177	69+
<i>Polygnathus hemiansatus</i> BULTYNCK 1987 (div. Morphotypen)				X
<i>Polygnathus hemiansatus</i> BULTYNCK 1987 + <i>Po. ensensis</i> ZIEGLER & KLAPPER 1976				X
<i>Polygnathus hemiansatus</i> Bultynck 1987 + <i>Po. pseudofoliatus</i> WITTEKINDT 1966				X
<i>Polygnathus ensensis</i> ZIEGLER & KLAPPER 1976				X
<i>Polygnathus linguiformis</i> div. ssp.				X
<i>Icriodus obliquimarginatus</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957				X
<i>Icriodus regularicrescens</i> BULTYNCK 1970				X
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. N. (N.) <i>otomari</i> BOUCEK & PRANTL 1959	X		45	
<i>Clinotelina</i> sp.			(?)2	
n.gen. A n.sp. 1 SCHÖNE & SCHUBERT 1996	1			
<i>Viriatellina</i> sp. A			3	
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUCEK 1964)			1	
<i>Styliolina striatula</i> (NOVAK 1882)			1	
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957			13	
<i>Styliolina minuta</i> BOUCEK 1964			1	
<i>Styliolina nucleata</i> (KARPINSKIJ 1884)			1	
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957			1	
<i>Styliolina</i> sp. (s.o.)			1	
Dacryoconarida indet.	X		100	
<i>Homoclenus</i> sp.				10
<i>Bactrites</i> ? sp.	XX			
<i>Kokenia obliquecostata</i> (HOLZAPFEL 1895)				1
orthoconer Cephalopode indet.			2	10
Goniatit indet.				2
Spiriferidina indet.				1
Acrotretacea indet.				3
<i>Buchiola aquarum</i> BEUSHAUSEN 1895			1	3
<i>Pterochaenia hians</i> (WALDSCHMIDT 1885)			2	1
<i>Ptychopteria</i> (Actinopteria) <i>reticulata fenestrata</i> (FOLLMANN 1885)			1	2
winzige Muschel indet.			1	4
<i>Conocardium</i> sp.				2
<i>Fuamphalus</i> sp.				2
<i>Murchisonia</i> sp.				1
<i>Turbonitella philigera</i> (SANDBERGER 1852)				1
winzige Gastropoda indet.				(py)10
<i>Polyzygia</i> sp.				1
Ostracoda indet.		X	2	1
<i>Parastriatopora</i> sp. vel <i>Tenuzia</i> sp.				30%
<i>Trachypora</i> sp. → <i>Dendropora</i> sp.				20%
tab. Koralle indet.				6
kl. solitary rugose Koralle				2
<i>Cornulites</i> sp.				1
ladige Bohrspongien auf Schalenrest				1
Epizoa indet.				1
Phacopinidae indet.				2
<i>Haplocrinites</i> sp.				2
Crinoiden-Lelle indet.				1
<i>Chondrites</i> sp.				2
Koprolith vel Speiballen m. <i>Styliolina</i> sp.				1

Bonzel; 318-9-III- // 318-4814-III-

Fundhorizont	0b	0a	0	1	3	3a	7
n	70	170+					
<i>Polygnathus ensensis</i> ZIEGLER & KLAPPER 1976 (fortgeschrittene Form)						X	
<i>Polygnathus</i> aff. <i>Po. ensensis</i> ZIEGLER & KLAPPER 1976					X		
<i>Polygnathus</i> ex gr. <i>Po. pseudofoliatus</i> WITTEKINDT 1966 / <i>Po. ensensis</i> ZIEGLER & KLAPPER 1976						XX	
<i>Polygnathus</i> aff. <i>xylus</i> ssp. / <i>Po. pseudofoliatus</i> WITTEKINDT 1966					X		
<i>Polygnathus linguiformis</i> ssp. (juvenil)					X		
<i>Polygnathus</i> sp. indet.							X
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. N. (N.) <i>otomari</i> BOUCEK & PRANTL 1959	20	139	X				
n.gen. A n.sp. 1 SCHÖNE & SCHUBERT 1996		1					
<i>Clinotelina</i> sp.							(?)X
<i>Viriatellina holochlidana</i> SCHÖNE 1996			(aff)3				
<i>Viriatellina</i> sp.			1				
<i>Viriatellina</i> ? sp. (weitst LL)			1				
<i>Styliolina fissurella</i> (HALL 1843)			1				
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957	2	11	X				
<i>Styliolina nucleata</i> (KARPINSKIJ 1884)	1	3					
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957	3	3	X				
<i>Styliolina</i> sp.	42	5					X
<i>Homoclenus</i> sp.		1					
orthoconer Cephalopode indet.	1	1					
nuculide Muschel indet.	1						
winzige Muschel indet.		X	X				
Schalenreste indet.				X			
Annelida ? (Endolithgang)							
Ostracoda indet.			X				
entomozoide Ostracode indet.			X				

Bonzel; 318-9-III- // 318-4814-III-

Fundhorizont	02	03	04	05	06	07	08	09	10
n	34	47	5	X	X	19	7	20	
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. N. (N.) <i>otomari</i> BOUCEK & PRANTL 1959				X	X				
<i>Nowakia</i> sp.				X	X				
<i>Nowakia</i> (<i>Viranowakia</i> ?) sp.				X	X				
<i>Viriatellina</i> sp. A				X	X				
<i>Viriatellina</i> sp.	12	1		X	X				
<i>Clinotelina</i> sp.				X	X				
<i>Costulatostyliolina deflexa</i> (BOUCEK 1964)				X	X				
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUCEK 1964)				X	X				
<i>Metastyliolina</i> sp. A	1			X	X				
<i>Metastyliolina</i> ? sp. B				X	X				
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957	6	15		X	X				
<i>Styliolina nucleata</i> (KARPINSKIJ 1884)	2	4		X	X				
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957	9	2		X	X				
<i>Styliolina</i> sp.	40	2		X	X				
<i>Homoclenus</i> sp.				X	X				
<i>Bactrites</i> sp.				X	X				
orthoconer Cephalopode indet.				X	X				
winzige Muschel indet.				X	X				
<i>Pseudocamarophoria</i> ? sp.				X	X				
Althylididae indet. (<i>Giesia</i> sp. vel <i>Lepidethris</i> sp.)				X	X				
Gastropoda indet.				X	X				
Ostracoda indet.				X	X				
Tribolia indet.				X	X				
Speiballen vel Koprolith				X	X				

Bonzel; 318-9-III- // 318-4814-III-

Fundhorizont	Y1	Y2	Y3	Y4
n	100	215+	105	65+
<i>Tarboius k. kockellianus</i> (BISCHOFF & ZIEGLER 1957)				X
<i>Nowakia</i> (<i>Cepanowakia</i>) <i>pumilia</i> ? ALBERTI 1976				X
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. N. (N.) <i>otomari</i> BOUCEK & PRANTL 1959	112			6
<i>Viriatellina</i> sp. A	53	3	18	
<i>Viriatellina minuta</i> MU & MU 1974				2
<i>Costulatostyliolina deflexa</i> (BOUCEK 1964)	1	2		
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUCEK 1964)				1
<i>Metastyliolina</i> n. sp. A				(?)1
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957	31	55		
<i>Styliolina minuta</i> BOUCEK 1964	6			4
<i>Styliolina nucleata</i> (KARPINSKIJ 1884)				2
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957	12	6		1
<i>Styliolina</i> sp. (u.a. <i>kireevae</i> et. <i>philippovae</i>)	95	X	27	25
<i>Bactrites</i> sp.				1
<i>Miguelinceras</i> sp.				1
orthoconer Cephalopode indet.				4
winzige Gastropoda indet.				(py) 1
winzige Muschel indet.				(lw py) 8
<i>Haplocrinites</i> sp.				X
Climiden-Oszikels				3%
Tribolia indet.				5
Gastropoda ? indet.				2
Koralle indet.				4
Endolith				1
Koprolith vel Speiballen				1%

Bonzel; 318-9-III- // 318-4814-III-

Fundhorizont	c1	c2	c3	c4	c5	c6	c7u	c7	c8
n	35	150	337	112	252+			102+	
<i>Polygnathus hemiansatus</i> BULTYNCK 1987								X	
<i>Polygnathus hemiansatus</i> BULTYNCK 1987 (fortgeschrittene Form: forma <i>affilia</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957)							X		
<i>Polygnathus hemiansatus</i> BULTYNCK 1987 → <i>Po. ansatus</i> ZIEGLER & KLAPPER 1976								X	
<i>Polygnathus</i> n. sp. vel <i>Po. affilia</i> Bischoff & Ziegler 1957 (forma morba)					X				
<i>Polygnathus linguiformis</i> ssp.						X	X	X	
<i>Polygnathus pseudofoliatus</i> WITTEKINDT 1966 / <i>Po. ensensis</i> ZIEGLER & KLAPPER 1976 (div. Morphotypen)								XX	
<i>Polygnathus</i> ex gr. <i>Po. pseudofoliatus</i> WITTEKINDT 1966					X				
<i>Polygnathus pseudofoliatus</i> WITTEKINDT 1966 (→ <i>Po. hemiansatus</i> BULTYNCK 1987)							X		
<i>Polygnathus pseudofoliatus</i> WITTEKINDT 1966 → <i>Po. hemiansatus</i> BULTYNCK 1987						XX	X		
<i>Icriodus obliquimarginatus</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957					X			X	
<i>Icriodus regularioides</i> BULTYNCK 1970							X		
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. <i>N. (N.) otomari</i> BOUČEK & PRANTL 1959	13	106	30	1					X
<i>Costulatostyliolina deflexa</i> (BOUČEK 1964)		2							
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUČEK 1964)		(aff)1							
<i>Viriatellina halochlidena</i> SCHÖNE 1996		4							
<i>Viriatellina</i> sp. A			1						
<i>Viriatellina</i> sp. (sehr schlank, deutl. LL)		1							
<i>Viriatellina</i> sp.	1			1					
<i>Viriatellina</i> sp. (weits. TR)		6							
<i>Metastyliolina</i> sp. A	1								
<i>Metastyliolina</i> ? sp. aff. <i>M. ?</i> sp. B									
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957	(aff)5	13			3				
<i>Styliolina minuta</i> BOUČEK 1964	(aff)1								
<i>Styliolina nucleata</i> (KARPINSKIJ 1884)		(?)2		(aff)1					
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957		4							
<i>Styliolina</i> (<i>kireevae</i> et <i>philippovae</i>) sp.	13	7	300	96	(kir.) 150				X
Dactyconarida indet.								90	
<i>Homoclenus</i> sp.		2							
orthoconer Cephalopode indet. (u.a. Nautiloidea indet.)			2	1	(4T) 25			8	
<i>Kokenia obliquocostata</i> HOLZAPFEL 1895					3				
<i>Anarcestes</i> sp.				1	2				
Anarcestide indet.					1				
<i>Holzapfeloceras circumflexiferum</i> (SANDBERGER 1850-56)					1				
<i>Holzapfeloceras</i> cf. <i>H. circumflexiferum</i> (SANDBERGER 1850-56)					1				
Goniatit indet.				3	9			2	
<i>Acanthocrania</i> sp.				(?)1					
Orbiculoidea sp.				1					
<i>Buchiola aequorum</i> BEUSHAUSEN 1895	(aff)1			1	4				
<i>Buchiola digitata</i> ROEMER 1850					4				
<i>Buchiola</i> aff. <i>B. ferruginea</i> HOLZAPFEL 1895					2				
<i>Buchiola mucronata</i> BEUSHAUSEN 1895					4				
<i>Buchiola</i> sp.					13				
<i>Cardiola subconcentrica</i> BEUSHAUSEN 1895					9				
<i>Cardiola</i> sp.					11				
<i>Lunucardiola</i> sp.					1				
<i>Pterochaenia hians</i> (WALDSCHMIDT 1885)					4				
winzige Muschel indet.		(py)2		(py)2					
Schalenreste von Inartikulaten indet.			2						
Schalenreste indet.				1					
Gastropoda indet.					1				
Brachiopoda ? indet.					4				
<i>Polyzygia</i> sp.									X
Ostracoda indet.			(?)2		1				

Bonzel; 318-9-III- // 318-4814-III-

Fundhorizont	c0	c1	c2	c3	c1	c2	s1	s2
n	149	108	26		70	19	105+	9
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. <i>N. (N.) otomari</i> BOUČEK & PRANTL 1959	60	3	4		18	3	3	
<i>Viriatellina</i> sp. A	7	10	1		18		1	1
<i>Viriatellina minuta</i> MU & MU 1974								(aff)1
<i>Metastyliolina</i> sp. A							4	
<i>Costulatostyliolina deflexa</i> (BOUČEK 1964)		1					2	
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUČEK)							9	1
<i>Striatostyliolina striatula</i> (NOVAK 1882)							2	
<i>Styliolina elongata</i> PÉNEAU 1928		2						
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957	16	21	4		4	9	52	5
<i>Styliolina minuta deflexa</i> (BOUČEK 1964)	1					3		
<i>Styliolina nucleata</i> (KARPINSKIJ 1884)			3					
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957	13	2			1	4	2	
<i>Styliolina</i> sp. (bes. <i>kireevae</i> & <i>philippovae</i>)	45	55	7		33		30	1
Dactyconarida indet.				100%				
<i>Homoclenus</i> sp.	5	5	1					
orthocone Nautiloidea indet.			1					
orthoconer Cephalopode indet.	2		1					
Goniatit indet.		1						
<i>Buchiola aequorum</i> BEUSHAUSEN 1895			1					
nuculide Muschel indet., tw. klaffend		4	2					
winzige Muschel indet.		1						
Athyrididae indet.		1						
Entomozoa indet.		1						
<i>Cladochonus</i> sp.			1					
Koprolith vel Speiballen		1					4%	

Burbecke; 318-9a-I- // 318-4814-I-

Fundhorizont	n8	n7	n4	n3	n2	l	s	n1	12	Bsp	n9	ll
n	37+	116	43+		56+			98+			28+	
<i>Polygnathus ensensis</i> ZIEGLER & KLAPPER 1976 (juv.)												X
<i>Polygnathus</i> ex gr. <i>Po. pseudofoliatulus</i> WITTEKINDT 1966							X					
<i>Irtodus regularis</i> BULTYNCK 1970							X					
<i>Nowakia</i> (<i>N.</i>) ex gr. <i>N. (N.) otomari</i> BOUCEK & PRANTL 1959	21	35	1	X	34		XX	5		X	8	
<i>Nowakia</i> sp.		1									1	
<i>Glinotellina</i> sp.		(?)1										
<i>Viriatellina guangxiensis</i> MU & RUAN 1983		28			16	[X]						
<i>Viriatellina holochlidana</i> SCHÖNE 1996								(aff)4				
<i>Viriatellina</i> sp. A		7	18		5	[X]					(?)2	
<i>Viriatellina</i> sp.	(?)2							2				
<i>Costulatostyliolina deflexa</i> (BOUCEK 1964)								(?)1				
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUCEK 1964)	1	2	4					10		X	(?)1	
<i>Metastyliolina</i> sp. A				X				4				
<i>Striatostyliolina striatula</i> (NDVÁK 1882)		33						2				
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957	13		95%		85%			51			XX	
<i>Styliolina minuta</i> BOUCEK 1964								1				
<i>Styliolina nucigata</i> (KARPINSKIJ 1884)		2			1			(aff)2			(aff)5	
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957		7	20					1			3	
<i>Styliolina</i> sp.	75%			X				14		XXX	XX	
<i>Homotenus</i> sp.											1	
orthoconer Cephalopode indet.											4	
Tribolita indet.								1		1		
<i>Buchiola</i> sp.											1	
<i>Cardiola</i> ? sp.											1	
nuculide Muschel indet.									(kl)X	(kl)X	(?)1	
<i>Lelopteria (Leptodesma)</i> sp.												
winzige Brachiopoda indet.							X					
winzige Muscheln indet.							(py)XX					
winzige Gastropoda indet.							(py)X					
Ostracoda indet.							X					
Schalenreste indet.											X	
Holz oder Knochenrest ?											X	
Crinoiden-Oszikels											X	

Hengstebecktal;
 318-9b-III- // 318-4813-III-

Bonzel; 318-9-III- // 318-4814-III-

Fundhorizont	a1	a2	a3	a6	a7	W1
n				55+		
<i>Polygnathus pseudofoliatulus</i> WITTEKINDT 1966 → <i>Po. ensensis</i> ZIEGLER & KLAPPER 1976					X	
<i>Polygnathus pseudofoliatulus</i> WITTEKINDT 1966 (→ <i>Po. hamansatus</i> BULTYNCK 1987)					X	
<i>Polygnathus pseudofoliatulus</i> WITTEKINDT 1966					X	
<i>Viriatellina</i> sp.			X			
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957			X	X		
<i>Styliolina</i> sp. (s.o.)			X	X		
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957			X	80%	XX	
orthoconer Cephalopode indet.			X	4		
orthoconer Nautiloidea indet.			X			
Goniatit indet.			(?)X			
Acrotretacea indet.					X	
winzige Brachiopoda indet.					X	
<i>Buchiola argentea</i> BEUSHAUSEN 1895			X			
<i>Buchiola succinata</i> BEUSHAUSEN 1895				16		
<i>Cardiola subcentrica</i> BEUSHAUSEN 1895				5		
<i>Cardiola</i> sp.				6		
<i>Psarolites</i> sp.				19		
Psarolites indet.						
winzige Muscheln indet.						X
winzige Gastropoda indet.						
Ostracoda indet.						
Schalenreste indet.						
<i>Crinoidites</i> sp.						

Fundhorizont	α	γ	20a	20
n		9		624
<i>Polygnathus linguiformis</i> ssp.				X
<i>Nowakia (Cepanowakia) pumilio</i> ALBERTI 1978				8
<i>Nowakia (Cepanowakia) pumilio</i> ALBERTI 1978 → <i>N. (Cep.?) chlupaciana</i> ALBERTI 1979				2
<i>Viriatellina</i> sp. 1				1
<i>Viriatellina</i> sp. 2				1
<i>Viriatellina</i> sp.			X	
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUCEK 1964) vel. <i>C. ornata</i> RUAN & MU 1989				7
<i>Costulatostyliolina</i> sp. 1				4
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957	40%			300
<i>Styliolina minuta</i> BOUCEK 1984 → <i>St. philippovae</i> LJASCHENKO 1957				80
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957				70
<i>Styliolina</i> sp.			XXX	
<i>Homotenus</i> sp.		(?)1		5
orthoconer Cephalopode				8
<i>Plectodonta</i> sp.			X	
Holynethinae indet.		3		1
Chonetidina indet. (fein berippt)		1		
Chonetidina indet.			(31)XX	
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)				X
Strophodontidae indet.		1		
<i>Cyrtina</i> ? sp.			(F)X	
<i>Arduspilifer</i> ? sp.			(F)X	
<i>Spinatrypa</i> ? sp.			X	
Athyridae indet.			X	
<i>Prakopia</i> ? sp.			X	
Rhynchonellida indet.			X	
<i>Orbiculoidea</i> sp.				5
nuculide Muschel indet.		1		9
winzige Muschel indet.				(py)87
<i>Buchiola digitata</i> ROEMER 1850				3
<i>Buchiola</i> sp.				3
<i>Conocardium</i> sp.			X	
winzige Gastropoda indet.				(py)12
<i>Haplocrinites</i> sp.			X	9
Crinoiden-Oszikels	5			
Echiniden-Platte			X	
<i>Procteria (Granulidictyum) granulifera</i> (SCHLÜTER 1889)	(kl)1			
<i>Polyzgia symmetrica</i> ? GURICH 1896	4			
<i>Polyzgia</i> sp.			X	
<i>Richteria fragilis</i> (ROEMER 1850)				4
Ostracoda indet.				6
fenestellide Bryozoa indet.			X	
flächige Bryozoa indet.			X	
knopfförmige Bryozoa indet.			X	
<i>Rugosa</i> indet.			X	
<i>Geosops</i> sp. n. BASSE (i.V.)	1			
<i>Kettneraspis</i> sp.	1			
<i>Scutellum</i> sp.	1			X
<i>Cyphaspis</i> sp.	1			
<i>Leonaspis</i> sp.				X
<i>Gerastos</i> sp.	1			
<i>Otarion (Aulacopleura)</i> sp.	1			X
Phacoprinæ indet.	1			X
Tribolita indet.	2	2		

Hohlweg Holzweg; 318-10- // 318-4813-

Fundhorizont	I-1	I-2	I-3a	I-3g1	I-6u'st	Holz-ç	I-6o'st
n	33	8					27+
<i>Polygnathus</i> cf. <i>Po. eiffius</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957					X		
<i>Polygnathus linguiformis</i> ssp.					X	X	X
<i>Icriodus</i> aff. <i>icr. platyblimarginatus</i> BULTYNCK 1987				X			
<i>Icriodus</i> aff. <i>icr. regularicrescens</i> BULTYNCK 1970			X				
<i>Icriodus</i> cf. <i>icr. regularicrescens</i> BULTYNCK 1970					X	X	X
aff. <i>Holynetes</i> cf. <i>H. holynensis</i> HAVLÍČEK & RACHEBOEUF 1879	2						2
aff. <i>Devonaria minutissima</i> STRUVE 1981	6	2					
Chonetidina indet. (maßg. berippt)	2	1					1
<i>Parastrophonella a. anaglypha</i> (KAYSER 1871)	3						4
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)							3
Douvilleinidae indet.	2						2
Strophomenidina indet.							1
<i>Aulacella</i> sp.							(?)1
Orthida indet.		(kl)1					
<i>Bifida lepida</i> (D'ARCHIAC & DE VERNEUIL 1842)	1	1					1
<i>Bifida nitida</i> (HERTA SCHMIDT 1951)	2						2
<i>Spinatrypa</i> (<i>Isospinatrypa</i> ?) <i>aspera</i> ssp.							1
<i>Spinatrypa</i> sp.	1						
Atrypidina indet.	1						1
Reticulariidae indet.		1					1
<i>Orbiculidea</i> sp.				1			
" <i>Pterinea</i> " sp.	(cf)1						
Crinoidenfragmente	3						
Crinoiden-Oszikels	3	2					
<i>Procteria</i> (<i>Granulidictyum</i>) <i>granulifera</i> (SCHLÜTER 1889)							2
kleine solitare Rugosa indet.	2						1
feneställide Bryozoa indet.	4						2
Bryozoa-Endozoa indet.							1
Ostracoda indet.	1						
Trilobita indet.							1

Fundhorizont	I-7- OH a	Holz- p	I-7-1	I-7-6,6	I-7-9	I-7- 10,5	I-7- 14,3	Holz- y	I-7- 16	Holz- z	Holz- re	I-7- 19
n	95	11	39	124	62			60	45	71	39	17
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. <i>N. (N.) otomari</i> BOUČEK & PRANL 1959			4	3	21		39	7	8	14		1
<i>Viriatellina quangxiensis</i> ? MU & RUAN 1983					4			(?)1				
<i>Viriatellina</i> sp. A			3	1	1			6	4			
<i>Viriatellina</i> ? sp.					4							
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUČEK 1964)							3	1				
<i>Styliolina fissurella</i> (HALL 1843)					(aff)1							
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957							4	2	1		1	
<i>Styliolina nucleata</i> (KARPINSKIJ 1884)											1	
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957							1				2	
<i>Styliolina</i> sp. (incl. <i>kireevae</i> & <i>philippovae</i>)	5		2	100	2	X	1	3	15	5	7	24
Hyalitha indet.						(aff)X						
Goniatit indet.							(?)1					
orthocer. Cephalopode indet.		1	1	1			4					
<i>Chlupacina</i> sp.					1		1			3		
<i>Devonaria</i> sp.	2											
aff. <i>Holynetes</i> cf. <i>H. holynensis</i> HAVLÍČEK & RACHEBOEUF 1979	37	5	22	5	1		5	3	22	14	3	
Chonetidina indet.	(2T)5	2						2	1			
Chonetidina indet. (dünnensch., breit, glattsch.)	3		1				1	1			1	
Chonetidina indet. (glattschallig)					5							
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)	1											
winziger Productellidae indet.										3		
<i>Parastrophonella anaglypha</i> ssp.	5	1										
<i>Xystostrophia umbraculum</i> (VON SCHLOTHEIM 1820)	2											
Douvilleinidae indet.	4											
<i>Aulacella</i> sp.											(?)1	
Orthida indet.	2											
<i>Atrypa</i> (<i>Planatrypa</i>) <i>squamifera</i> <i>petasa</i> COPPER 1967 vel <i>A. (Pl.) confusa</i> (STRUVE 1992)		1										
<i>Bifida lepida</i> (D'ARCHIAC & DE VERNEUIL 1842)	11			2								
<i>Bifida nitida</i> (HERTA SCHMIDT 1951)	5	1		1								
<i>Cytina</i> sp.	1											
<i>Reticulariopsis</i> cf. <i>R. aviceps</i> (KAYSER 1871)	2											
Reticulariidae indet.	2											
Ambocoeliidae indet.	2											
<i>Buchiola aquarum</i> BEUSHAUSEN 1895	1					4		4	(cf)1			
<i>Buchiola</i> sp.								4			1	
<i>Pterochaenia</i> sp.				(?)1					(?)1			
<i>Ptychopteria</i> (<i>Actinopteria</i>) sp.										(?)1		
" <i>Clanodonta</i> " sp.								5			(?)1	
nuculoide Muschel indet.			1	1	6			1	(2T)3			
glattschallige Muschel indet.									2			
gefaltete Muschel indet.									1			
<i>Cladochonus</i> sp.	1											
<i>Bythocyproidea</i> ? sp.												1
<i>Clanoloculina</i> sp.	1		1(we.)							1		
<i>Kozlowskiella</i> sp.										1		
Ostracoda indet.				1					1			
Schalendelritus indet.									X			
tabulate Koralle indet.	X											
<i>Cyphaspis</i> sp.				1								
<i>Geesops</i> sp. n. BASSE (i.V.)	1											
Phacopinae indet.		1	2						1			
Trilobita indet.					(twpy)1						1	
Gastropoda indet.								(?)1	2			
tiechosp. Gastropoda indet.	(py)2		(klpy)1	(klpy)1								
<i>Rafinesquina</i> cf. <i>R. dentifer</i> HAUDE & LANGENSTRASSEN 1976			2			12		1	3			
Crinoiden-Oszikels	3			6								
<i>Turritopsis</i> sp.										3		
Pflanzenhäusel indet.						X						

Listertalsperre; 318-11-I- // 318-4913-I-

Fundhorizont	5	1(Sel)	1 (OdK)	1 (OdS)	2	3
n	71	60	50	109+		33
<i>Nowakia (N.) ex gr. N. (N.) otomari</i> BOUČEK & PRANTL 1959		1	1(py)	12		
<i>Viriatellina quangxiensis</i> MU & RUAN 1983				(?)2		
<i>Viriatellina</i> sp. A				1		
<i>Viriatellina</i> sp.				2		(?)2
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUČEK 1964)						8
<i>Metastyliolina</i> ? sp. B				1		
<i>Striatostyliolina striatula</i> (NOVAK 1882)				(?)2		
<i>Styliolina fissurella</i> (HALL 1843)				1		
<i>Styliolina kiraevae</i> LJASCHENKO 1957			(twpy) 32	73		7
<i>Styliolina kiraevae</i> LJASCHENKO 1957 vel <i>S. philippovae</i> LJASCHENKO 1957						4
<i>Styliolina minuta</i> BOUČEK 1964			1	3		
<i>Styliolina nucleata</i> (KARPINSKIJ 1884)			1			(aff)1
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957			(twpy) 3	5		2
<i>Styliolina</i> sp.		2				3
Tentaculitida indet.		1				
orthoconer Cephalopode indet.			(k-)7	(py)2		1
<i>Devonaria minuta</i> (VON BUCH 1837)	1	3				
<i>Frankiella</i> sp.		4				
<i>Holynetes</i> sp. cf. <i>H. holynensis</i> HAVLIČEK & RACHEBOEUF 1979		(?)1				
Chonetidina indet. (gröberrippig)		1			1	
<i>Leptaena analogaeformis</i> BIERNAT 1966	3	2				
<i>Leptostrophia</i> sp.					(?)2	
<i>Parastrophonella a. anaglypha</i> (KAYSER 1871)	2	2				
<i>Parastrophonella anaglypha quadrata</i> (LOTZE 1928)		1				
<i>Protodouvillina i. interstitialis</i> (PHILLIPS 1841)	4					
Douvillinae indet.	3	2				
<i>Xystostrophia umbraculum</i> (VON SCHLOTHEIM 1820)	4	3			1	
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)	12				X	
Productellidae indet.					X	
Strophomenidina indet.	1					
<i>Aulacella prisca</i> (SCHNUR 1851)	3	(?)3			(?)X	
<i>Isorthis</i> sp.					(d,?)2	
<i>Phragmophora</i> sp.					(?)1	
<i>Skenidioides</i> cf. <i>S. polonicum</i> (GÜRICH 1896)	9					
<i>Dalmanella</i> sp.						(?)1
<i>Pseudocamarophoria</i> sp.	1	(cf)1				
<i>Spinatrypa</i> sp.		1				
<i>Atrypa (Atrypa ?)</i> sp.	2					
Atrypidina indet.	2	6			X	
<i>Bifida lepida</i> (d'ARCHIAC & DE VERNEUIL 1842)	4	2				
<i>Cyrtina</i> sp.		6			1	
<i>Nucleospira lens</i> (SCHNUR 1853)		1				
<i>Leptathyris</i> ? sp.						1
<i>Polyzygia</i> sp.		1				
Ostracoda indet.		3	(py)3		2	
Asteropygidina indet.	1					
<i>Tropidocoryphe</i> sp.	1					
Trilobita indet.	1					
<i>Buchiola aequarum</i> BEUSHAUSEN 1895						(cf)3
" <i>Ctenodonla</i> " sp.	(?)1					
winzige Muschel indet.			(py)10			
winzige Gastropoda indet.			(py)5	(py)3		
Gastropoda indet.					1	
Auloporida indet.					X	
Thamnoporidae indet.					X	
fenestellide Bryozoen indet.	10	10			20	
Crinoiden-Oszikels	5	5			(S)XX	
Koprolith vel Speiballen				X2		
gegabelter Pflanzenrest indet.	2	1				

Raum Selscheid; 318-12- // 318-4712-

Fundhorizont	I-1	I-2	JE- Str. bo.	I-3	IV	IV (Kurve Lgstr)	Eiche (Lgstr)	JE- KKe	IX
n	10+	120+	170+	10+	147+	648+	541+		313+
<i>Polygnathus linguiformis</i> ssp.			X					X	
<i>Polygnathus pseudofoliatus</i> WITTEKINDT 1966 (mit schwacher <i>ensensis</i> -Tendenz)			X						
<i>Polygnathus</i> ex gr. <i>xylus</i> ssp. f. <i>Po. pseudofoliatus</i> WITTEKINDT 1966								X	
<i>Icriodus</i> sp.								X	
<i>Icriodus</i> cf. <i>Icr. arkonensis</i> STAUFFER 1938			X						
<i>Icriodus</i> aff. <i>Icr. ex gr. Icr. arkonensis</i> STAUFFER 1938			X						
<i>Nowakia</i> (<i>N.</i>) ex gr. <i>N. (N.) otomari</i> BOUČEK & PRANTL 1959			(?)1			1	21		
<i>Virlatellina guangxiensis</i> MU & RUAN 1983							(?)1		
<i>Virlatellina</i> sp. A					(?)1		3		
<i>Costulatostyliolina deflexa</i> (BOUČEK 1964)							(?)1		
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUČEK 1964)					7	2			
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957						(aff)2			
<i>Styliolina nucleata</i> (KARPINSKIJ 1884)					(aff)1				
<i>Styliolina</i> sp.					7	1			
<i>Dacryconarida</i> indet.				1					
<i>Dicricoconus</i> sp.			5						
<i>Devonaria minuta</i> (VON BUCH 1837)		19	3		(?)1	17	11		11
<i>Devonochonetes</i> sp.						6	5		
<i>Holynetinæ</i> indet.					1	3	(?)3		
<i>Strophochonetidae</i> indet.						3			
<i>Anoplidae</i> indet.						1			
<i>Pilcanoptia</i> sp.						3			
<i>Chonetidina</i> indet. (glatt)						4	1		
<i>Chonetidina</i> indet. (berippt)		1	2		1	6	1		
<i>Leptaena analogaeformis</i> BIERNAT 1966					1	4	63		
<i>Leptaena</i> sp.					(?)1		2		
<i>Leptaena</i> sp.						1			
<i>Lepidontella caudata</i> (SCHNUR 1855)		1				14			
<i>Lepidontella keratophora</i> (LOTZE 1928)						1			
<i>Lepidontella</i> sp.							(?)1		
<i>Nervostrophia</i> sp.						(?)4	5		
<i>Paraestrophonella a. anaglypha</i> (KAYSER 1871)		4			11	33	83		8
<i>Paraestrophonella anaglypha quadrata</i> (LOTZE 1928)						3	7		
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)	1	2	4		6	25	32		8
<i>Protoduvillina i. interstitialis</i> (PHILLIPS 1841)	2	3		1	7	(twgr)14	12		1
<i>Strophalusia</i> sp.							1		(?)1
<i>Xystostrophia umbraculum</i> (VON SCHLOTHEIM 1820)	4	3	3	2	(twdv)47	101	58		51
<i>Xystostrophia</i> sp.							8		1
<i>Douvillinae</i> indet.		6	2		4	2	26		4
<i>Productellidae</i> indet.									1
<i>Stropheodontidae</i> indet.	1	(2T)2				1	12		
<i>Aulacella prisca</i> (SCHNUR 1851)						3			
<i>Aulacella</i> sp.							(?)1		
<i>Kayserella lepida</i> (SCHNUR 1853)	1		4			18	5		
<i>Kayserella</i> sp.							6		
<i>Kayserella</i> sp. vel <i>Mesostrophia</i> sp.						1			
<i>Schizophoria pygmaea</i> STRUVE 1963						(cf)2	3		
<i>Schizophoria schnuri</i> ssp.							3		
<i>Schizophoria</i> sp.					1	6	8		2
<i>Skenidioides</i> cf. <i>S. polonicus</i> (GÜRICH 1896)		2			5	11	6		4
<i>Skenidioides</i> sp.							1		
<i>Enteletacea</i> indet.						1			
<i>Orithida</i> indet.						5	(3T)16		1
winzige <i>Orithida</i> indet.							1		
<i>Arduspիրifer</i> ? sp.									X
<i>Atrypa (Planatrypa) colliga</i> Struve 1966 → <i>A. (Pl.) squamifera</i> ssp.						1			
<i>Atrypa (Planatrypa ?) sp. vel Atryparia</i> sp.		1	7			1	2		6
<i>Atryparia</i> sp.			27			5	1		1
<i>Atryparia</i> sp. vel <i>A. (Kyrtatrypa)</i> sp.			2						
<i>Kergina</i> sp.									
<i>Spinatrypa (Invertrypa)</i> sp.		(?)1					(?)1		
<i>Spinatrypa (Isospinatrypa) a. aspera</i> (VON SCHLOTHEIM 1813)						2			3
<i>Spinatrypa (Isospinatrypa)</i> sp.							(?)2		
<i>Spinatrypa</i> sp.	1	(?)9	(?)1		1	5	14		(?)6
<i>Atrypidina</i> indet.		(2T)44	16	1	1	6	(2T)16		(2T)16
<i>Bifida lepida</i> (D'ARCHIAC & DE VERNEUIL 1840)		2				13	2		6
<i>Cyrtina heteroclita</i> ssp.						7	3		
<i>Cyrtina laevis</i> (KAYSER 1871)						7	2		
<i>Cyrtina</i> sp.					1	6	5		(?)2
<i>Cyrtinaella simplex</i> (PHILLIPS 1841)					(?)1				
<i>Mucrospirifer diluvianus</i> (STEININGER 1853)		5	6			16	22		2
<i>Quirngites</i> ? aff. <i>Qu. elegans</i> (STEININGER 1853)						19	24		16
<i>Subcuspidella</i> ? sp.					1				
<i>Eomartiniopsis</i> ? sp.						(cf)1			
<i>Eomartiniopsis</i> sp.						(cf)1	1		

Fundhorizont	I-1	I-2	JE- Str. bo	I-3	IV	IV (Kurve Lgstr)	„Eiche (Lgstr)	JE- KKe	IX
<i>Minatolthis</i> sp.						(?)1			
<i>Eomartiniopsis</i> sp. vel <i>Minatolthis</i> sp.						7			
<i>Reticulariopsis</i> cf. <i>R. aviceps</i> (KAYSER 1871)			6			3			
Reticulariidae indet.		1		2	2	10	2		
<i>Plectospira ferita</i> (VON BUCH 1834)						16			6
Ambocoeliidae indet.						1			
Spiriferidina indet.		6				4	12		3
<i>Alyris</i> sp.		1							
<i>Dicamara</i> sp.						(?)1			
<i>Merista</i> sp.						8			
<i>Peralos whidbornei</i> (DAVIDSON 1882)						1			
<i>Nucleospira lens</i> (SCHNUR 1853)					3	33	1		
Athyrididae indet.				1					
<i>Krassia paraliepipeda</i> (BRONN 1837)						1			
<i>Pseudocamarophoria</i> cf. <i>P. undulataeformis</i> BIERNAT 1956					7	(?)23			
Rhynchonellida indet.				1					
<i>Gyridula</i> sp.						(?)3			
Pentamerida indet.					(?)1				
punktäter Brachiopoda indet.					1	4	2		1
winziger glatter Brachiopoda indet.					1	1			
<i>Acanthocrania</i> sp.					(?)1				
<i>Philhedra</i> sp.						1	1		
Inarticulata indet.							1		
<i>Aviculopecten</i> sp.						7			
" <i>Clenodonta</i> " sp.					2	3			
<i>Palaeoneilo</i> sp.						3			3
<i>Ptychopteria</i> (<i>Actinopteria</i>) <i>reticulata fenestrata</i> (FOLLMANN 1885)	1					3			
<i>Ptychopteria</i> sp.						2	(d)5		
<i>Leiopteria</i> sp.	1	2		1					
Præcardiidae indet.						1			
Pteriscea indet.					1		(2)2		
aviculide Muschel indet.						1			
Muschel indet.		1			1		1		
<i>Gyronema</i> ? sp.			1						
<i>Palaeozygopleura</i> sp.					(?)1				
<i>Pleurotomaria</i> sp.						1			
kl. Gastropoda indet.		1	1						
Schalenfragmente indet.					X	XX			X
<i>Calceola sandalina</i> (LINNE 1771)					10	89			
Knopfkoralle indet.					1				
kl. solitäre Rugosa indet.		1	9		3	5	3		3
<i>Alveolithes</i> ? sp.			4			(twgr)1			
<i>Pleurodictyum</i> sp.						1			
<i>Arthrocantha</i> sp.						2			
Crinoiden-Oszikels	X		30		XX	X	X		
Crinoiden-Detritus	X		X	X			X		
Siebplatte Ech.							1		
<i>Fistulipora</i> sp.						X			
ästige Bryozoa indet.						X	X		
fenestellige Bryozoa indet.	X	(twgr)X	19			XX	X		X
Auloporida indet.			1			X	X		
<i>Cladochonus</i> sp.		1				X	X		
<i>Hernodia</i> sp.						X			
<i>Spirobis</i> sp.		X			3	3	3		
Bryozoa-Epizoa indet.		X	2		X				
<i>Conchifora</i> sp.							1		
<i>Polyzygia</i> sp.							1		
<i>Ponderodictya</i> sp.						(?)1			
<i>Kozłowskiella</i> sp.						(?)1			
<i>Ranndyella</i> sp.						1			
Ostracoda indet.			XX						
<i>Cyphaspis</i> sp.					1				
<i>Geosps</i> sp.							1		
ex qt. <i>Kayserops</i> sp.					1				
cf. <i>Nyterops</i> sp.			1						
Phacopinse indet.		1	1						
Phacopida indet.						2			
Koprolith vel Speiballen									1
Pflanzenrest indet.						1			

Raum Pernze/Wiedenest; 318-14- // 318-4912-

Fundhorizont	II	GzP (u)	GzP (o)	B1	B2+B 3	III	IV/ Pernz	B4
n	148+	718	112+	19	41	262+	368+	146+
<i>Polygnathus linguiformis</i> ssp	1							
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. N. (N.) <i>atomari</i> BOUCEK & PRANTL 1959	7	14	7		1	34	(?)3	5
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. N. (N.) <i>atomari</i> BOUCEK & PRANTL 1959 , N. (N.) <i>postatomari</i> ALBERTI & SALAH 1980						(?)3		
<i>Virgatellina quangxiensis</i> MU & RUAN 1983								1
<i>Virgatellina holochlidana</i> SCHÖNE 1996			(aff)7		2			
<i>Virgatellina</i> sp. A		2	3			5	2	
<i>Metastylolites</i> sp. A			4		3			
<i>Costuiatostylolites deflexa</i> (BOUCEK 1964)			1		1	(?)2		
<i>Striatostylolites striatula</i> (NOVAK 1832)			2		1	1		
<i>Stylolites fissurella</i> (HALL 1843)				1				
<i>Stylolites kireevae</i> LJASCHENKO 1957			(?)4D	4	6			
<i>Stylolites philippovae</i> LJASCHENKO 1957D			1					
<i>Stylolites</i> sp.	5	700				28	5	
<i>Dicricanconus</i> sp.							1	
Uconidae indet.	3						6	
<i>Homoclenus</i> sp.	1				1	1		
" <i>Orthoceras</i> " <i>ciavatium</i> CORRENS 1923	1							
orthoconer Cephalopode indet	1		1	2		(2T)28	5	2
<i>Phillipolis</i> sp.			1			(?)9	(?)2	
<i>Devonaria minuta</i> (VON BUCH 1837)							2	
<i>Devonaria minutissima</i> STRUVE 1881						(?)1		
<i>Holynetes</i> aff. H. <i>holynensis</i> HAVLÍČEK & RACHEBOEUF 1979	69		7		5	31	(tw/d)10	27
aff. <i>Dagnachonetes</i> sp.							(aff)1	
aff. <i>Chonetes</i> (<i>Plebejochonetes</i>) sp.								
aff. <i>Retichonetes</i> sp.							1	
Chonetidina indet. (aff. <i>Devonaria</i> sp.)							1	
Chonetidina indet. (aff. <i>Holynetes</i> sp.)			4			(2T)26	7	1
Chonetidina indet. (glattschalig)			1		8			(kl)5
Chonetidina indet. (breit)	3							6
<i>Paraplicanopia</i> sp.					1			
<i>Parastrophonella a. anaglypha</i> (KAYSER 1871)							26	
<i>Parastrophonella anaglypha quadrata</i> (LOTZE 1928)							1	
<i>Protodovillina l. interstitialis</i> (PHILLIPS 1841)							(twgr)6	
<i>Xystostrophia umbraeculum</i> (VON SCHLOTHEIM 1820)						(?kl)1	10	
Dovullinidae indet.							8	
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)							3	
Productellidae indet. (glatt, winzig)						X	X	
Stropheodontidae indet.						(Sk)X	2	
<i>Aulacella</i> sp.							1	
<i>Kaysereilla</i> sp.							1	
<i>Phagmophora schnuri</i> COOPER 1965							(?)2	
<i>Prokopia</i> sp.							1	
<i>Schizophoria</i> sp.							2	
<i>Skenidioides</i> cf. <i>S. polonicus</i> (GÜRICH 1896)							11	
Orthis indet. aff. <i>Skenidioides</i> sp.								1
Orthis indet.							1	
<i>Atrypa</i> (<i>Planatrypa</i>) <i>sgemifera</i> ssp.							2	
<i>Atrypa</i> (<i>Planatrypa</i>) <i>confusa</i> (STRUVE 1992)								
<i>Atrypa</i> (<i>Planatrypa</i>) aff. <i>A. (Pl.) confusa</i> (STRUVE 1992)								
<i>Atrypa</i> (<i>Planatrypa</i>) sp.							1	
<i>Atrypa</i> (A.) ? sp.							1	
<i>Atryparia</i> sp.							2	
<i>Atryparia</i> ? sp.							3	
<i>Spinatrypa</i> (<i>Isospinatrypa</i>) <i>a. aspera</i> (VON SCHLOTHEIM 1813)							(cf)5	
<i>Spinatrypa</i> ? sp.								(?)1
Atrypidina indet.							27	
<i>Bifida lepid</i> (D'ARCHIAC & DE VERNEUIL 1842)								(d)32
<i>Cyrtina</i> sp.			3					
<i>Minatrypis</i> sp.								(?)1
<i>Reticulariopsis</i> cf. <i>R. aviceps</i> (KAYSER 1871)	3							(gr)2
<i>Reticulariopsis eiffliensis</i> (SCUPIN 1900)								(ar)1
Reticulariidae indet.	1					(kl)1	4	
<i>Plectospira ferita</i> (VON BUCH 1834)	1							
Ambocoeliidae indet.	17				1		1	14
<i>Pseudocamarophoria</i> cf. <i>P. undulataetormis</i> BIERNAT 1986				(?)1	1	(?)2	4	73
Rhynchonellidae indet.							1	
<i>Primipilaria primipilaris</i> (VON BUCH 1834)							1	
<i>Kransia subcordiformis</i> (SCHNUR 1853)							1	
Ucnulidae indet.								1
<i>Pseudosiebereilla montana</i> (SPRIESTERSBACH 1942)								(cf)1
<i>Cranaena</i> sp.								(?)2
kl. glattsch. Brachiopode indet.					1		(kl)XX	
Inarticulata indet.								(kl)1
<i>Buchiola aequarum</i> BEUSHAUSEN 1895			(cf)2	2		32		3
<i>Buchiola mucronata</i> BEUSHAUSEN 1895						5		
<i>Buchiola</i> sp.	6							
" <i>Ctenodonta</i> " sp.		1	4		(kia)1	1		
<i>Cypricardina</i> sp.							1	
<i>Leopteris</i> (<i>Leptodesma</i>) sp.	1							
<i>Leopteris</i> sp.						(?)1		

Fundhorizont	II	GzP (u)	GzP (e)	B1	B2+B 3	III	IV/ Penz	B4
<i>Nuculites</i> sp.						1		
<i>Pterochaenia hiens</i> (WALDSCHMIDT 1885)		1	1	2	2	(?)1		
<i>Palaeonella</i> sp.						(?)1		
<i>Sphenotus</i> sp.								
nuculoide Muschel indet. div. sp.			2		1	(kl)XX		2
winzige Muschel indet.			1			(p)1		
kl. dünnsch. ovale Muschel indet.				7				
Schalendetritus indet.	XX		X			XX	XX	
<i>"Euomphalus" radiatus</i> GOLDFUSS 1832			3					
Euomphalide indet.						(kl)X		
<i>Gyronema</i> ? sp.	4					3		
<i>Loxonema</i> sp.	(?)1							
<i>Pleurotomaria</i> sp.	1							
kl. trochosp. Gastropoda indet.							(p)1	
kl. Gastropoda indet.						(p)1	(p)2	
<i>Cisdochonus</i> sp.	4						2	
<i>Proclaria (Granulidictyum) granulifera</i> (SCHLÜTER 1889)							4	
kl. solitary Rugosa indet.							2	
Koralle indet.								
fenestellide Bryozoa indet.							40	
ästige Bryozoa indet.							1	
Bryozoa-Epizoa indet.	1							
<i>Conchilina</i> sp.							1	
<i>Rotasaccus</i> sp.	1				3	4		
<i>Aithrocantha</i> sp. (Keltchreste)	2							
<i>Aulacophora</i> ? sp.	1							
<i>Ctenocrinus</i> sp.							1	
<i>Haplocrinites</i> sp.			X					
kl. pinnuliferer Crinoiden-Armteil indet.	X							
Crinoiden-Wurzeläste								X
Crinoiden-Oszikels	(art)3		5				30	
Crinoiden-Reste								5
<i>Beirdia</i> ? sp.						1		
<i>Ctenoloculina</i> sp. (männl.)			6					
<i>Ctenoloculina</i> ? sp.						1		
<i>Polyzygia symmetrica</i> GURICH 1898	(?)2							1
<i>Ponderodictya</i> ? sp.								1
Ostracoda indet.								
<i>Cyphaspis</i> sp.			1				1	
<i>Geesops</i> sp.	1		1					
Phacopinae indet.			1				(gr)1	1
Phacopida indet.							1	
Trilobita indet.					2			
<i>Condrites</i> sp.							XX	
<i>Turrilepas</i> sp.			2					

Grüner Bach; 318-13- // 318-4612-

Fundhorizont	D1	D2	D3	D4
n	54	72	100	82
<i>Styliolina</i> sp.	6			
Tentaculitida indet.	8	2		18
<i>Devonaria minuta</i> (VON BUCH 1837)		2		
Holynelinae ? indet.	12	80		
Anoplidae indet.	2	5		
cf. Anoplidae indet.	2			
Ambocoeliidae indet.	(S)5		4	2
<i>Minatolthis weigelli</i> STRUVE 1970 vel <i>M. torleyi</i> STRUVE 1970			(?)4	
Reticulariidae indet.			10	
<i>Bifida lepidia</i> (D'ARCHIAC & DE VERNEUIL 1842)			2	
<i>Cyrtina</i> sp.			4	2
<i>Spinocyrtia (Carpinaria) s. ascedens</i> (SPRIESTERSBACH 1935) vel <i>Sp. (C.) an. andreasmayi</i> STRUVE 1982			4	
Spiriferida indet.	(S)6			2
<i>Athyris geroldsteiniensis</i> (STEININGER 1855)			8	
Athyridae indet.			2	
<i>Beckmannia</i> sp.	(?)2			
Rhynchonellida indet.	(S)4			
<i>Cincinnatia</i> sp.			4	
Schalenreste indet.				40
<i>Parallelodon</i> sp.				4
aviculide Muschel indet.				2
<i>Ptychopteria (Actinopteria) reticulata fenestrata</i> (FOLLMANN 1865)				2
<i>Ptychopteria (Actinopteria) sp.</i>		2		
nuculide Muschel indet.				2
<i>Spirorbis</i> sp.			6	
Epizoa indet.			4	
<i>Aulosirepsis</i> sp.			4	
<i>Auloporida</i> indet.			16	
fenestide Bryozoa indet.			16	
Crinoiden-Oszikels			5	(S)6
<i>Dechenella</i> sp.				2
<i>Dechenella</i> ex gr. <i>D. altense</i> BASSE 1896			2	
<i>Poloniella</i> sp.			4	
Ostracoda indet.	4			
gegabelter Pflanzenrest indet.	2			

Hohlweg Bredenbruch, 318-15-I // 318-4911-I

Fundhorizont	9	10	1	8	11	12	nL52
n	439+	20+	124	263+	34+	94	54
<i>Polygnathus pseudofoliatus</i> WITTEKINDT 1968					X		
<i>Polygnathus pseudofoliatus</i> Wittekindt 1968 (? → <i>Po. ensensis</i> ZIEGLER & KLAPPER 1976)					X		
<i>Polygnathus linguiformis</i> ssp.					X		
<i>Icriodus regularicrescens</i> BULTYNCK 1970				X	XX		
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. <i>N. (N.) otomeri</i> BOUČEK & PRANTL 1959	5	1	5	2			
<i>Viriatellina minuta</i> ? MU & MU 1974		(aff)1					
<i>Viriatellina</i> ? sp.		2					
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957		1	1	1			1
<i>Styliolina</i> sp.	400	2	1	10	2	1	8
<i>Uniconus</i> sp.			21				
Tentaculitida indet.						1	2
<i>Dagnachoneles</i> ? sp.						1	1
<i>Devonaria minuta</i> (VON BUCH 1837)				4			
<i>Devonaria minutissima</i> STRUVE 1981			1				
<i>Devonaria</i> ? sp.		1		1			
aff. <i>Holynates</i> cf. <i>H. holynensis</i> HAVLÍČEK & RACHEBOEUF 1979	7	3	3		3		8
<i>Prokopia</i> sp.	1						
? <i>Relichoneles crenulatus</i> (ROEMER 1844)			2	1			
Chonetidina indet. (feinberippt)			6	(k)1	1	2	
Chonetidina indet. (glatt-, dünnsch.)			6	1	1	1	1
Chonetidina indet. (k), feinber., breit							4
<i>Leptaena analogaeformis</i> BIERNAT 1966				5		1	
<i>Parastrophonella v. anaglypha</i> (KAYSER 1871)			5	7		2	
<i>Parastrophonella anaglypha quadrata</i> (LOTZE 1928)				1			
<i>Proledouvilina l. interstitialis</i> (PHILLIPS 1841)				7		2	
<i>Xystostrophia umbraculum</i> (VON SCHLOTHEIM 1820)	2			1			
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)				26	2	12	2
Davullinidae indet.				1			1
Productellidae indet. (Stacheln)							
Productellidae indet. (glattsch.)		(?)1					
Strophomenidina indet.				1	1	2	1
<i>Aulacella prisca</i> (SCHNUR 1851)				10		5	
<i>Kaysarella lepida</i> (SCHNUR 1853)				3			
<i>Phragmophora schnuri</i> COOPER				7		4	
<i>Schizophoria schnuri</i> aff. <i>S. s. blankenheimensis</i> STRUVE 1965				4			
<i>Schizophoria striatula</i> (VON SCHLOTHEIM 1813) vel <i>S. schnuri</i> boisse STRUVE 1965				2			
<i>Schizophoria schnuri</i> ssp.			1	1			
<i>Schizophoria</i> sp.				8		1	
<i>Skenidioides</i> cf. <i>S. polonicus</i> (GURICH 1896)				31	6	18	4
Orthis indet.			1	1		3	
<i>Atrypa (Planatrypa) squamifera</i> ssp.				(tw)2			
<i>Atrypa</i> sp.			2				
<i>Spinatrypa</i> ? (<i>isospinatrypa</i>) <i>aspera</i> ssp.				(?)7		(?)2	
<i>Atrypa</i> sp. vel <i>Atrypa (Planatrypa)</i> sp.			5			(?)3	
<i>Spinatrypa</i> sp.			1	(?)1			
Xl. <i>Atrypidina</i> aff. <i>A. (Planatrypa)</i> sp.			17				
<i>Atrypidina</i> indet.			8	(tw)3T)6			
<i>Bifida lepida</i> (D'ARCHIAC & DE VERNEUIL 1842)				3	1	4	
<i>Bifida</i> sp.				(?)1			
<i>Kayseria dividua</i> (SCHNUR 1851)				3			
<i>Kayseria</i> sp.				1			
<i>Cyrtinaella simplex</i> (PHILLIPS 1841)				3		1	
<i>Cyrtina heteroclitia intermedia</i> OHLERT 1886				(?)1			
<i>Cyrtina heteroclitia</i> ssp.				(?)4			
<i>Cyrtina</i> sp.		(?)1		2	(d)1	1	1
<i>Mucrospirifer diluvianus</i> (STEININGER 1853)				9	1		
<i>Rhynchospirifer</i> ? sp.				1			
<i>Quirringites</i> ? aff. <i>Qu. elegans</i> (STEININGER 1853)			5	(tw)31	5	11	5
Anoplotheceidae indet.			1				
<i>Mucroclipeus</i> sp.			2	1		2	
<i>Reticulariopsis</i> cf. <i>R. eviceps</i> (KAYSER 1871)				8	1	1	1
Reticulariidae indet.			(?)1	8			1
Spiriferidina indet.				2			
<i>Lissatrypa</i> sp.				7		3	
Athyrididae indet.				1		1	
<i>Pseudocamarophoria</i> cf. <i>P. undulataeformis</i> BIERNAT 1966				3			
Pentamerida indet.			(?)1				
<i>Acanthocrania</i> sp.				2			
<i>Orbiculoidea</i> sp.					(?)1		
<i>Philebra</i> sp.				1			
<i>Conocardium</i> sp.				1			
<i>Buchiola aquarum</i> BEUSHAUSEN 1895			2				
<i>Buchiola</i> sp.	1	2					
<i>Palaeonallo</i> sp.		1					
" <i>Ctenodonta</i> " sp.			4				
<i>Ptychopteria (Actinopteria) reticulata fenestrata</i> (FOLLMANN 1885)			1				
nuculide Muschel indet.			1				
winzige Muschel indet.				3			

Fundhorizont	9	10	1	8	11	12	nL52
Gastropoda indet.				2			
Schalenreste indet.	(S)X						(S)2
<i>Cladochonus</i> sp.			1				
<i>Goniodont</i> indet.	6	1					
Crinoiden-Oszikels					(S)X		3
fenestellide Bryozoa indet.				X			
astige Bryozoa indet.				X			
<i>Ropalonia</i> sp.				X			
Bryozoen-Epizoa indet.				X			
Epizoa indet.						6	
Endozoa indet.							1
<i>Conchifora</i> sp.				X			
<i>Ctenolithes</i> sp.				X			
Bohrsporgien indet.				X			
<i>Ponderodictya</i> sp.	(?)1						
<i>Polyzygia symmetrica</i> GURICH 1898						1	
<i>Polyzygia trigonata</i> (GURICH 1900)				3			
punktierte Ostracoda indet.			3				
Ostracoda indet.	10	1	10		5		2
<i>Cyphaspis</i> sp.				1			
<i>Scutellum</i> sp.				1			
" <i>Comura</i> " sp.			1	1			
<i>Geesops</i> sp.			1		1		1
<i>Kornepruefius</i> sp.						1	
<i>Otarion</i> sp.							
Phacopidae indet.						1	
Trilobita indet.							2
<i>Procteria (Granulidictyum) granulifera</i> (SCHLÖTER 1889)			1				
kl. solitary Rugose indet.			1	4			2
Endolithen indet.						1	
irreguläre Foraminiferen				2			
semitextulariide Foraminiferen				4			
Pisces indet. (Schuppen, Zähne)				X	X		
Pflanzenreste indet.		X					

Hohlweg Bredenbruch; 318-15-I-n // 318-4911-I-n

Fundhorizont	1	2	3	4	5	6
n	22	9+	80	91	63+	42+
<i>Nowakia (N.)</i> ex gr. <i>N. (N.) otomari</i> BOUČEK & PRANTL 1959	1			13	1	
<i>Viriatellina</i> sp. A	(?)1		2			(?)1
<i>Costulylostylolites r. roemeri</i> (BOUČEK 1984)				1		
<i>Metastylolites</i> sp. A				1		
<i>Stylolites kiraevae</i> LJASCHENKO 1957			7	2		
<i>Stylolites nucleata</i> (KARPINSKIJ 1884)			(aff)1			
<i>Stylolites philippovae</i> LJASCHENKO 1957			(?)1			1
<i>Stylolites</i> sp.			20	26	20	
Dactyocoronaria indet.			1	1		
<i>Turmalites</i> sp.	6					1
Tentaculitida indet.	11					3
<i>Devonaria minuta</i> (VON BUCH 1837)						1
<i>Devonaria minutissima</i> STRUVE 1981				2		
<i>Paraplicanopia</i> ? sp.					2	
Anoplidae indet.			20	13	20	3
Chonetidina indet. (klein, berippt)		1	1	1	1	
Chonetidina indet. (klein, glattschalig)			1	3	1	(kl)2
<i>Protodouvillea i. Interstitialis</i> (PHILLIPS 1841)		3				
<i>Xystostrophia umbraculum</i> (VON SCHLOTHEIM 1820)				(kl)1		
Douvillinidae indet.		3		1		
Strophomenidina indet.			1			1
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)				5		(kl)4
<i>Skenidioides</i> sp.						2
<i>Skenidioides</i> cf. <i>S. polonicus</i> BIERNAT 1966				5		
Orthida indet.				1		
<i>Plectospira</i> ? sp.					2	
Atrypidina indet.		2		1		
Reticulariidae indet.			1	1		1
<i>Quirringites</i> ? aff. <i>Qu. elegans</i> (STEININGER 1853)						2
Spiriferida indet.				(d)1		
Rhynchonellida indet.					1	
Schalenfragmente indet.						X
Crinoiden-Oszikels			5	3		3
<i>Rotasaccus</i> cf. <i>R. dentifer</i> HAUDE & LANGENSTRASSEN 1876						1
<i>Ctenoloculina</i> ? sp.			2			
<i>Polyzygia trigonata</i> (GURICH 1900)				5		
Hollinellidae indet.			13			4
Ostracoda indet.						4
<i>Holaspis</i> sp. vel <i>Melaspis</i> sp.			1			
Trilobita indet.			2			1
<i>Nucula</i> sp.				1		
<i>Buchiola</i> sp.					(?)1	
Muschel indet. (glatt-, dünnschalig)	1					2
<i>Glyptomaria</i> sp.						(?)1
Gastropoda indet.				(kl)1		1
Grabgang indet.						X
<i>Zosterophyllum</i> sp.		(?)X				
fenestellide Bryozoa indet.	2			2	2	2
<i>Plumalina</i> sp.					XX	
Pflanzendetritus indet.		X				

Bahnhof Gummersbach; 318-16- // 318-4911-

Fundhorizont	III-1	BIG-4	BIG-3	III-2	BIG-2	BIG-1	BIG-5	III-4	III-6
n			21+			24+		156+	
<i>Polygnathus pseudofoliatulus</i> WITTEKINDT 1966	X	X		X	XXX				
<i>Polygnathus l. linguiformis</i> HINDE 1879					X				
<i>Polygnathus linguiformis</i> ssp.	X								
<i>Icriodus platyobliquimarginatus</i> ? BULTYNCK 1987 (Affinitäten zu <i>Icr. aff. Icr. ex gr. arkonensis</i> STAUFFER 1938)				X					
<i>Icriodus regularicrescens</i> BULTYNCK 1970 → <i>Icr. obliquimarginatus</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957					X				
<i>Icriodus regularicrescens</i> BULTYNCK 1970	XX			X	XX				
? <i>Nowakia otomari</i> BOUČEK & PRANTL 1959								1	
<i>Virtatellina</i> ? sp.								2	
<i>Styliolina</i> sp.	X			X				2	
Tentaculitida indet.							X	2	X
<i>Dagnachoneles</i> sp.			1						
<i>Devonaria minutissima</i> STRUVE 1981						4		4	
Chonetidina indet.						1			
<i>Areostrophia</i> ? sp.								10	
<i>Leptaena analogaeformis</i> BIERNAT 1966		4							
<i>Parastrophonella a. anaglypha</i> (KAYSER 1871)						2			
<i>Helaspis</i> sp.		1							
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)		3	5			1		3	
<i>Leptodontella</i> sp.								2	
<i>Xylostrophia umbraculum</i> (VON SCHLOTHEIM 1820)								77	
Douvilliniidae indet.								5	
<i>Aulacella prisca</i> (SCHNUR 1851)		1							
Githida indet.								4	
<i>Atrypa (Planatrypa) squamiter</i> ssp.								1	
alt. <i>Spinatrypa (Isospinatrypa) a. aspera</i> (SCHLOTHEIM 1813)			(?)1						
<i>Spinatrypa (Invertirypa ?) sp.</i>								4	
<i>Spinatrypa</i> sp.							X	3	
Atrypidina indet.		1							
<i>Bifida lepida</i> (D'ARCHIAC & DE VERNEUIL 1842)						1			
<i>Cyrtina laevis</i> KAYSER 1871								1	
<i>Ivanothyris aculeata</i> (SCHNUR 1853)		(?)1							
<i>Mucrospirifer diluvianus</i> (STEININGER 1953)			(?)2						
<i>Quirringites</i> ? alt. <i>Qu. elegans</i> (STEININGER 1853)		1	5						
<i>Reticulariopsis</i> cf. <i>R. aviceps</i> (KAYSER 1871)								1	
Reticulariidae indet.						2		2	
Spiriferidina indet.								1	
<i>Athyris</i> aff. <i>A. gerolsteinensis</i> (STEININGER 1853)								1	
Athyrididae indet.		1							
<i>Primpilaria ? fissilimitata</i> STRUVE 1992						(dvk1)1			
<i>Primpilaria primipilaris</i> (VON BUCH 1834)						(dvk1)2			
cf. <i>Primpilaria praeprimipilaris</i> STRUVE 1992						(dvk1)1			
<i>Primpilaria</i> sp.			1			(dvk1)1			
Rhynchonellida indet.								1	
Acrotretacea indet.		2			X				
<i>Orbiculoidea</i> sp.								1	X
<i>Cypricardina</i> sp.						1			
<i>Ptychopteria (Actinopteria) reticulata fenestrata</i> (FOLLMANN 1865)						1			
<i>Ptychopteria (Ptychopteria) sp.</i>						1			
winzige Muschel indet.		1							
Crinoiden-Wurzeln auf Bryoz.								X	
Crinoiden-Oszikels				X		X		(Iwart)5	
Bryozoen-Epizoen	X	X							
ästige Bryozoa indet.								6	
fenestellige Bryozoa indet.								4	
<i>Spirorbis</i> sp.								X	
<i>Placunopsis</i> sp.	X								
<i>Polyzygia</i> sp.	1								
<i>Tubulibeirdia</i> sp.					1				
Ostracoda indet.	X			X		X			
Faunenschutt								XX	
kleine rugose Koralle indet.								2	
<i>Dechenella</i> sp.								1	
<i>Cyphaspis</i> sp.		1							
<i>Kornpraetius</i> sp n BASSE (i.V.)			1						
semitextulariide Foraminiferen	X			X					
irreguläre Foraminiferen		2							
Pisces (Schuppen, Zähne) indet.	X	3		XX	XXX				X

Ehem. Bahnhof Linde; 318-17- //318-4909-

Fundpunkt n	I-E1	I-n1	I-2	I-n2	I-n3	I-6	I-n4	I-10	I-n7	I-n5
	99+	10+	103+	137+	30+	80+	29+			9
<i>Polygnathus pseudofoliatulus</i> Wittek/Indl 1956 (mit Knöten wie <i>Po. affinis</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957)								X		
<i>Polygnathus</i> ex gr. <i>Po. xylius</i> ssp. (juv.)								X		
<i>Icriodus regularicrescens</i> BULTYNCK 1970								X		
<i>Icriodus</i> aff. <i>icr. arkonensis walliserianus</i> WEDDIGE 1988								X		
<i>Icriodus</i> aff. <i>icr. n.sp.</i> E WEDDIGE 1977						X				
<i>Stylolites</i> sp. (aff. <i>S. kiriovae</i> LJASCHENKO 1957)						2				
<i>Uniconus</i> sp.	2			3		1				
Tentaculitida indet.	1									
<i>Dagnachoneles</i> (<i>Dagnachoneles</i>) sp.							(cf)1			
<i>Devonaria</i> sp.		1								
<i>Chonetes</i> (<i>Plebeiochonetes</i>) sp.							2			
<i>Heliconetes crenulatus</i> (ROEMER 1844)			1			1				
<i>Reticoneles</i> sp.							1			
Chonetidina indet. (glattschalig)	1		1				2			
<i>Leptaena analogaeformis</i> BIERNAT 1966	8		14	23		22	1			
<i>Leptaena</i> sp.			2	1						
<i>Leptodontella cuneata</i> (SCHNUR 1853)						1				
<i>Parastrophonella s. anaglypha</i> (KAYSER 1871)	2									
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)	1			5		7	(kl)2			
<i>Protodouvillina l. interstitialis</i> (PHILLIPS 1841)	3		1	2			1			
<i>Xystostrophia umbraculum</i> (VON SCHLOTHEIM 1820)	2	2	7	75		(v)10			X	
Douvillinidae indet.						1				
Strophomenidina indet.						1	1			
<i>Aulicella prisca</i> (SCHNUR 1851)	2									
<i>Skendioides cf. polonicus</i> (GÜRICH 1896)		1	1							
Orthis indet.	2									
<i>Atrypa</i> (<i>Planatrypa</i>) <i>collega</i> STRUVE 1966	8									
<i>Atrypa</i> (<i>Planatrypa</i>) <i>squamifera</i> ssp.			1							
<i>Atrypa</i> (<i>A. ?</i>) sp.	2									
<i>Atrypa</i> (<i>K. ?</i>) sp.	1									
<i>Atrypa</i> sp.	7									
<i>Spinatrypa</i> (<i>Invertrypa</i>) ssp.										1
<i>Spinatrypa</i> (<i>Isospinatrypa</i> ?) <i>aspera</i> ssp.	1		7							(?)1
aff. <i>Spinatrypa</i> (<i>Isospinatrypa</i>) <i>espera meridiana</i> ? COPPER 1967										1
<i>Spinatrypa</i> sp.	7		13							
<i>Spinatrypa</i> sp.	1									
Atrypidina indet.	17		17							
Athyrididae indet.	1		1	2		1				
<i>Alatiformia ? dorsoveva</i> (SPRIESTERSBACH 1915)				2						
<i>Bifida lapida</i> (D'ARCHIAC & DE VERNEUIL 1842)			1							
<i>Cyrtina heteroclitia</i> ssp.						(v, cf)1	1			
<i>Mucrospirifer dituvianus</i> (STEININGER 1853)	6			1						
<i>Quirringites ? aff. Qu. elegans</i> (STEININGER 1853)	11	3	8			3				
<i>Spinocyrtia</i> (<i>Carpinaria</i>) cf. <i>Sp. (C.) s. ascedans</i> (SPRIESTERSBACH 1935)				1		(?)3				
<i>Plectospira larifa</i> (VON BUCH 1834)	1									
<i>Minatolthis</i> cf. <i>M. weigathi</i> STRUVE 1970						(aff)1				
<i>Reticulariopsis</i> cf. <i>R. aviceps</i> (KAYSER 1871)						2				
Reticulariidae indet.			2							
<i>Beckmannia</i> sp.						X				
<i>Pseudocamarophoria</i> sp.		2								
Uncinulidae indet.							2			
Rhynchonellida indet.				1		X				
Ambocoeliidae indet.						X				
<i>Acanthocrania</i> sp.							1			
<i>Ptychopleria</i> (<i>Actinopteria</i>) <i>reticulata fenestrata</i> (FOLLMANN 1885)								1		
<i>Ctenodonta</i> sp.		1		1						
<i>Palaenello</i> sp.				1		1				
<i>Percyias</i> ? sp.							2			1
<i>Ptychopleria</i> sp.							1			
<i>Cyrtocardina</i> sp.	1						1			
<i>Platinopecten</i> (<i>Pl.</i>) <i>radiatus</i> (GOLDFUSS 1836)				1						
<i>Sadgwickia</i> ? sp.							1			
Pectinacea indet.							1			
Muschel indet.	1		2	2			1		2	
Gastropoda indet. trochospirel						6		2		
<i>Bairdocypris</i> sp.								3		
Ostracoda indet.						5				5
<i>Dacheneilla</i> sp.				1						
Triobita indet.							2			
<i>Ammonitinus dolliformis</i> Wolburg 1937	1	1								
Crinoiden-Oszkels	X					X	(S)X		(S)X	
semifertile Foraminifere						6				
<i>Spirorbis</i> sp.	1		10	6						
ästige Bryozoa indet.				X						
fenestellige Bryozoa indet.	X	X	X	X		X	X		X	
Bryozoa indet. (epizöisch)		X	5							
Endozoa indet.			2							
Epizoa indet.			2							
Stromatopiden und Korallen div. sp.					27					
Pläzes (Schuppen) indet.						X				
Pflanzenhäusel und -stücke		2	3	2						

Community-Koeffizienten (korr.: 16), Benthos					
Zeit ->	O'Wald	Boha	Kohl	Senkel	Hardt
Linde-Linde	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
Linde-Sels.		0,245687861	0,374191107	0,358951188	0,5175
Linde-Bred.		1,624615385	4,773517241	0,541466536	0,829090909
Linde-Mnkbr.		0,794244604	3,115966387	0,508580601	0,538705036
Linde-Pernze		3,848971963	9,384444444	0,52365411	0,812727273
Linde-Bonzel		5,484968944	16,87052133	1,617488922	1
Linde-List.		8			2

Community-Koeff. (korr.: 16), Gesam fauna					
Zeit ->	O'Wald	Boha	Kohl	Senkel	Hardt
Mnkbr.-Linde		0,87936278	3,15910543	0,62353669	0,53970504
Mnkbr.-Sels.		0,56	1,04727273	0,30731898	0,4998209
Mnkbr.-Bred.		1,96982968	0,72258065	0,47552161	0,44398566
Mnkbr.-Mnkbr.	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
Mnkbr.-Pernze	0,31268335	0,22746051	0,27904998	0,50312211	0,26610896
Mnkbr.-Bonzel	0,43636364	0,24201245	0,32665406	1,22550798	0,35126659
Mnkbr.-List.	0,74117647	0,22879306			0,56394366

Community-Koeffizienten (korr.: 16), Benthos							
Lokalität->	Linde	Sels.	Bred.	Mnkbr.	Pernze	Bonzel	List.
Boha-O'Wald				0,2276	0,258844444	0,1792	0,16
Boha-Kohl	0,2316	0,8696	1,7392	0,208533333	0,218688667	0,172	
Boha-Senkel	0,403	0,331466667	1,2928	0,248426667	0,330533333	1,11104	
Boha-Hardt	0,2856	0,24886	0,3968	0,2597	0,612571429	0,2936	0,2868

Brachiopoden, SHANNON-WEAVER-Diversitätsindex							
Lokalität->	Linde	Sels.	Bred.	Mnkbr.	Pernze	Bonzel	List.
O'Wald				0,9	0,85		2,57
Boha	2,57	1,43		1,88			
Kohl	2,2	1,73	0,97	1,55	1,98		
Senkel	2,24	3,02	3,19	3,05	2,84		
Hardt	0,33	1,9	2,16	2,43	1,24		0,69

häufigste und wichtige Faunenelemente in [%]									
	Holynetinae	Parastroph.	Xystostrophia	Ambocoel.	Atrypklna	Reticul.	Mucr/Quir.?	Pseudocam.	Sonstiges
Linde									
O'Wald									100
Boha		2,02	2,02		44,44		16,16		35,96
Kohl			6,8		38,89	1,94	7,77		46,6
Senkel									100
Hardt			22,22						77,78
Selscheld									
O'Wald									100
Boha			1,79		31,74	3,59	3,59		59,29
Kohl			16,67		8,33	16,67			58,33
Senkel	0,53	15,93	11,68		6,55	0,35	8,14		56,82
Hardt		2,48	16,14		56,52		5,59		19,27
Bredenbruch									
O'Wald									100
Boha									100
Kohl									100
Senkel	0,35	2,77	0,34	0,35	5,54	5,54	13,84		71,27
Hardt	14,04					3,51	8,77		73,68
Meinkenbracht									
O'Wald	13,33							33,33	53,34
Boha	12,17	0,87			0,91				86,05
Kohl	40			1,1				17,22	41,68
Senkel	3,82	1,91	0,38	1,15	17,56	12,59	0,76	1,53	60,3
Hardt	1,1	3,3		21,98	1,65	3,85		2,75	65,37
Pernze									
O'Wald	45,7			11,26		2,65			40,39
Boha									100
Kohl	12,2			2,44				2,44	82,92
Senkel	16,76	7,3	2,7	0,27	11,35	1,89		1,08	58,65
Hardt	18,54			9,27				48,34	23,85

GAGP

GÖTTINGER ARBEITEN ZUR GEOLOGIE UND PALÄONTOLOGIE

- 1: GROOS, Helga (1969): Mitteldevonische Ostracoden zwischen Ruhr und Sieg (Rechtsrheinisches Schiefergebirge). - 110 S., 48 Abb., 3 Tab., 20 Taf., 8 Beil. DM 12,50
- 2: GRIMM, Arnulf (1969): Die Grundwasserverhältnisse im Raum Kassel (Nordhessen) unter besonderer Berücksichtigung der Hydrochemie. - 143 S., 23 Abb., 8 Tab., 1 Taf., 21 Beil. DM 20,00
- 3: FÜTTERER, Dieter (1969): Die Sedimente der nördlichen Adria vor der Küste Istriens. 57 S., 25 Abb. DM 6,60
- 4: GEISSLER, Horst (1969): Zur Stratigraphie und Fazies der Finnentropen Schichten sowie zur Ökologie ihrer Fauna (Mittlere Givet-Stufe, nordöstliches Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). 67 S., 31 Abb., 4 Tab., 1 Taf. DM 11,20
- 5: H. MARTIN-Festschrift (1970): VIII + 166 S., 41 Abb., 4 Tab., 11 Taf. DM 20,00
- 6: SCHMIDT, Albert (1970): Geologische und petrologische Untersuchungen im Grenzbereich Weiler Schiefer/Gneis von Urbeis (Schuppenzone von Lubine/Vogesen). - 31 S., 6 Abb., 2 Taf. DM 6,80
- 7: PAUL, Josef (1970): Sedimentgeologische Untersuchungen im Limski kanal und vor der istrischen Küste (nördliche Adria). - 75 S., 43 Abb., 25 Tab. DM 10,80
- 8: DANIELS, Curt H. v. (1970): Quantitative ökologische Analyse der zeitlichen und räumlichen Verteilung rezenter Foraminiferen im Limski kanal bei Rovinj (nördliche Adria). - 109 S., 8 Taf. DM 16,00
- 9: JAHNKE, Hans (1971): Fauna und Alter der Erbslochgrauwacke (Brachiopoden und Trilobiten, Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge und Harz). - 105 S., 50 Abb., 11 Taf. DM 18,40
- 10: EDER, Wolfgang (1971): Riff-nahe detritische Kalke bei Balve im Rheinischen Schiefergebirge (Mittel-Devon, Garbecker Kalk). - 66 S., 14 Abb., 6 Tab., 5 Taf. DM 11,60
- 11: AHRENDT, Hans (1972): Zur Stratigraphie, Petrographie und zum tektonischen Aufbau der Canavese-Zone und ihrer Lage zur Insubrischen Linie zwischen Biella und Cuorné (Norditalien). 89 S., 38 Abb., 4 Taf., 7 Beil. DM 18,00
- 12: LANGENSTRASSEN, Frank (1972): Zur Fazies und Stratigraphie der Eifel-Stufe im östlichen Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge, Bl. Schmallenberg und Girkhausen). - 106 S., 4 Taf. DM 18,40
- 13: UFFENORDE, Henning (1972): Ökologie und jahreszeitliche Verteilung rezenter benthonischer Ostracoden des Limski kanal bei Rovinj (nördliche Adria). - 121 S., 41 Abb., 5 Tab., 12 Taf. DM 18,80
- 14: GROOTE-BIDLINGMAIER, Michael v. (1974): Tektonik und Metamorphose im Grenzbereich Damara-Prädamara, südwestlich Windhoek (Südwafrika). - 80 S., 50 Abb. DM 15,20
- 15: FAUPEL, Jürgen (1974): Geologisch-mineralogische Untersuchungen am Donkerhoek-Granit (Karibib-District, Südwafrika). - 95 S., 48 Abb., 8 Tab., 2 Beil. DM 17,20
- 16: ENGEL, Wolfgang (1974): Sedimentologische Untersuchungen im Flysch des Beckens von Ajdovscina (Slowenien). - 65 S., 11 Abb., 1 Tab., 3 Taf. DM 14,40
- 17: FAUPEL, Myrsini (1975): Die Ostrakoden des Kasseler Meeressandes (Oberoligozän) in Nordhessen. 77 S., 3 Abb., 1 Tab., 13 Taf. DM 22,00
- 18: RIBBERT, Karl-Heinz (1975): Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Unterkarbon nördlich des Oberharzer Diabaszuges (NW-Harz). - 58 S., 19 Abb., 2 Tab. DM 12,80
- 19: NIEBERDING, Franz (1976): Die Grenze der zentralen Granitzone südwestlich Otjimbingwe (Karibib-District, Südwafrika): Intrusionsverband, Tektonik, Petrographie. - 78 S., 7 Taf. DM 15,60
- 20: ÇINAR, Cemil (1978): Marine Flachwasserfazies in den Honselser Schichten (Givet-Stufe, Lüdenscheider Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge). - 77 S., 28 Abb., 4 Profile, 11 Taf. DM 16,40
- 21: LIESCHE, Stefan (1980): Die tektonische Gesteinsdeformation im Gebiet des Latroper Sattels und der Wittgensteiner Mulde im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. - 89 S., 7 Taf. DM 17,20
- 22: HEINRICH, Till (1980): Lithostratigraphische Untersuchungen in der Fig Tree Gruppe des Barberton Greenstone Belt zwischen Umsoli und Lomati (Südafrika). - 118 S., 42 Abb., 13 Tab. DM 20,00
- 23: VIETH, Jutta (1980): Thelodontier-, Acanthodier- und Elasmobranchier-Schuppen aus dem Unter-Devon der Kanadischen Arktis (Agnatha, Pisces). - 69 S., 27 Abb., 10 Taf. DM 22,80
- 24: VOLLBRECHT, Axel (1981): Tektongenetische Entwicklung der Münchberger Gneismasse (Quarzkorngefüge-Untersuchungen und Mikrothermometrie an Flüssigkeitseinschlüssen). 122 S., 60 Abb., 1 Tab. DM 21,00

- 25: SAUERLAND, Ulrike (1983): Dacryoconariden und Homocteniden der Givet- und Adorf-Stufe aus dem Rheinischen Schiefergebirge (Tentaculitoidea, Devon). - 86 S., 17 Abb., 7 Taf. DM 16,80
- 26: HENN, Albrecht H. (1985): Biostratigraphie und Fazies des hohen Unter-Devon bis tiefen Ober-Devon der Provinz Palencia, Kantabrisches Gebirge, N-Spanien. - 100 S., 41 Abb., 3 Taf. DM 17,50
- 27: REUTER, Antje (1985): Korngrößenabhängigkeit von K-Ar Datierungen und Illit-Kristallinität anchizonaler Metapelite und assoziierter Metatuffe aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge. 91 S., 32 Abb., 16 Tab. DM 17,20
- 28: MADER, Hermann (1986): Schuppen und Zähne von Acanthodiern und Elasmobranchiern aus dem Unter-Devon Spaniens (Pisces). - 59 S., 18 Abb., 1 Tab., 7 Taf. DM 15,20
- 29: MICHELS, Dietmar (1986): Ökologie und Fazies des jüngsten Ober-Devon von Velbert (Rheinisches Schiefergebirge). - 86 S., 21 Abb., 7 Tab., 3 Taf. DM 15,60
- 30: PÖHLIG, Charlotte (1986): Sedimentologie des Zechsteinkalks und des Werra-Anhydrits (Zechstein 1) in Südost-Niedersachsen. - 99 S., 50 Abb., 6 Tab., 6 Taf. DM 18,00
- 31: ROUSHAN, Firouz (1986): Sedimentologische und dynamische Aspekte der Fazies und Paläogeographie im Bereich der Wiedenes-Formation (Mittel-Devon, Rheinisches Schiefergebirge). 101 S., 44 Abb., 2 Tab., 5 Taf. DM 19,20
- 32: HORSTMANN, Uwe E. (1987): Die metamorphe Entwicklung im Damara Orogen, Südwest Afrika/Namibia, abgeleitet aus K/Ar-Datierungen an detritischen Hellglimmern aus Molassesedimenten der Nama Group. 95 S., 32 Abb., 12 Tab. DM 16,80
- 33: SCHWEINEBERG, Joachim (1987): Silurische Chitinozoen aus der Provinz Palencia (Kantabrisches Gebirge, N-Spanien). - 94 S., 24 Abb., 13 Taf. DM 22,40
- 34: BEHBEHANI, Ahmad-Reza (1987): Sedimentations- und Klimageschichte des Spät- und Postglazials im Bereich der Nördlichen Kalkalpen (Salzkammergutseen, Österreich). - 120 S., 5 Taf. DM 19,60
- 35: TEUFEL, S. (1988): Vergleichende U-Pb- und Rb-Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen des Übergangsreiches Saxothuringikum/Moldanubikum, NE-Bayern. - 87 S., 36 Abb., 15 Tab., 4 Taf. DM 18,80
- 36: WERNER, W. (1988): Synsedimentary Faulting and Sediment-Hosted Submarine Hydrothermal Mineralization - A Case Study in the Rhenish Massif, Germany. - 206 S., 81 Abb., 6 Tab. DM 20,00
- 37: RIEKEN, Ralf (1988): Lösungs-Zusammensetzung und Migrationsprozesse von Paläo-Fluidsystemen in Sedimentgesteinen des Norddeutschen Beckens (Mikrothermometrie, Laser-Raman-Spektroskopie und Isotopen-Geochemie). - 116 S., 37 Abb., 22 Tab., 5 Taf. DM 19,80
- 38: ZARSKE, Gerd (1989): Gefügekundliche und kristallinegeologische Untersuchungen zur alpinen Störungs-kinematik im Umbiegungsbereich von Tonale- und Judicarien-Linie. 142 S., 73 Abb., 28 Tab., 13 Taf., 4 Karten. DM 22,80
- 39: HUTTEL, Peter (1989): Das Staßfurt-Karbonat (Ca₂) in Süd-Oldenburg - Fazies und Diagenese eines Sediments am Nordhang der Hunte-Schwelle. - 94 S., 7 Tab., 47 Abb., 11 Taf. DM 20,80
- 40: ADAM, Jens F. (1989): Methoden und Algorithmen zur Verwaltung und Analyse axialer 3-D-Richtungsdaten und ihrer Belegungsdichten. - 100 S., 59 Abb., 18 Tab. DM 17,50
- 41: SCHMIDT-MUMM, Andreas (1989): Die Entwicklung der Fluid-Systeme während der oberproterozoischen Damara-Orogenese am Südrand des Damara-Orogens/Namibia. - 93 S., 41 Abb., 5 Taf. DM 19,20
- 42: MATSCHULLAT, J. (1989): Umweltgeologische Untersuchungen zur Veränderungen eines Ökosystems durch Luftschadstoffe und Gewässerversauerung (Sösemulde, Harz). - 110 S., 33 Abb., 48 Tab. DM 17,20
- 43: SCHLIE, Peter (1989): Hydrogeologie des Grundwasserwerkes Stegemühle in Göttingen. 143 S., 32 Abb., 28 Tab. DM 20,00
- 44: LOTTMANN, Jan (1990): Die *pumilio*-Events (Mittel-Devon). 98 S., 43 Abb., 12 Tab., 3 Taf. DM 19,60
- 45: WEDEL, Angelika (1990): Mikrostruktur- und Texturuntersuchungen an Peridotiteinschlüssen in Basalten der Hessischen Senke. - 63 S., 24 Abb., 3 Tab. DM 18,60
- 46: SCHINDLER, Eberhard (1990): Die Kellwasser-Krise (hohe Frasn-Stufe, Ober-Devon). 115 S., 43 Abb., 6 Tab., 5 Taf. DM 18,40
- 47: TÖNEBÖHN, R. (1991): Bildungsbedingungen epikontinentaler Cephalopodenkalke (Devon, SE-Marokko). - 114 S., 60 Abb., 2 Tab., 9 Taf. DM 21,20
- 48: HOFFKNECHT, Andreas (1991): Mikropetrographische, organisch-geochemische, mikrothermometrische und mineralogische Untersuchungen zur Bestimmung der organischen Reife von Graptolithen-Periderm. - 98 S., 48 Abb., 32 Tab., 5 Taf. DM 19,40
- 49: WELZEL, Barbara (1991): Die Bedeutung von K/Ar-Datierungen an detritischen Muskoviten für die Rekonstruktion tektonometamorpher Einheiten im orogenen Liefergebiet - ein Beitrag zur Frage der varistischen Krustenentwicklung in der Böhmisches Masse. - 61 S., 20 Abb., 7 Tab. DM 14,40
- 50: OBENLÜNESCHLOSS, Jutta (1991): Biologie und Ökologie von drei rezenten Süßwasser-Rivularien (Cyanobakterien) - Übertragbarkeit artspezifischer Verkalkungsstrukturen auf fossile Formen. 86 S., 25 Abb., 41 Tab., 9 Taf. DM 20,00

- 51: WEMMER, Klaus (1991): K/Ar-Altersdatierungsmöglichkeiten für retrograde Deformationsprozesse im spröden und duktilen Bereich - Beispiele aus der KTB-Vorbohrung (Oberpfalz) und dem Bereich der Insubrischen Linie (N-Italien). - 61 S., 16 Abb., 15 Tab. DM 13,60
- 52: ERLINGHAGEN, Klaus-Peter (1991): Petrogenese und geodynamische Entwicklung der Subduktions - Metamorphite von Zentral - Sulawesi, Indonesien. - 103 S., 48 Abb., 25 Tab. 2 Taf. DM 18,80
- 53: REUTEL, Christian (1992): Krustenfluide in Gesteinen und Lagerstätten am Westrand der Böhmisches Masse. - 76 S., 33 Abb., 32 Tab., 5 Taf. DM 18,00
- 54: LEDENDECKER, Stefan (1992): Stratigraphie der Karoosedimente der Huabregion (NW-Namibia) und deren Korrelation mit zeitäquivalenten Sedimenten des Paranäbeckens (Südamerika) und des Großen Karoobeckens (Südafrika) unter besonderer Berücksichtigung der überregionalen geodynamischen und klimatischen Entwicklung Westgondwanas. - 87 S., 29 Abb., 4 Taf. DM 19,80
- 55: HORSTHEMKE, Ewald (1992): Fazies der Karoosedimente der Huab-Region, Damaraland, NW-Namibia. - 102 S., 28 Abb., 8 Taf. DM 24,00
- 56: LOH, Hartmut (1992): Die Genese und Fazies der quartären Torf-Lagerstätte von Agras (Griechisch-Mazedonien): Untersuchungen zur Bildung von Mazeralen und Lithotypen der Braunkohle. - 49 S., 11 Abb., 9 Tab., 5 Taf. DM 16,00
- 57: REUTER, Anselm (1993): Analyse eines regradierenden Deltas im Mittel-Devon des Rheinischen Schiefergebirges. - 88 S., 22 Abb., 9 Tab., 8 Taf. DM 20,80
- 58: O.H. WALLISER-Festschrift (1993): VI + 161 S., 69 Abb., 2 Tab., 15 Taf. DM 20,00
- 59: EBERT, Joachim (1993): Globale Events im Grenz-Bereich Mittel-/Ober-Devon. - 106 S., 25 Abb., 12 Tab., 1 Taf. DM 19,20
- 60: SCHNEIDER, Norbert (1993): Das lumineszenzaktive Strukturinventar von Quarzphänokristen in Rhyolithen. - 81 S., 38 Abb., 13 Tab., 7 Taf. DM 20,40
- 61: TOPP, Jürgen (1993): Flüssigkeitseinschluß-Untersuchungen am Bohrkernmaterial der KTB bis 4000 Meter. - 58 S., 33 Abb., 6 Tab., 6 Taf. DM 18,80
- 62: ZHAO, Meng-Wei (1994): Beiträge zur thermischen Geschichte, den Paläofluidsystemen und der Diagenese des Ordos Beckens (China). - 97 S., 42 Abb., 18 Tab., 5 Taf. DM 20,00
- 63: HEGGEMANN, Heiner (1994): Sedimentäre Entwicklung der Khorat-Gruppe (Ober-Trias bis Paläogen) in NE- und N-Thailand. - 146 S., 58 Abb., 9 Tab., 8 Taf. DM 26,80
- 64: EBERT, Jacqueline (1994): Crinoiden-Stielglieder aus der Ems- und Eifel-Stufe des Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). - 85 S., 73 Abb., 6 Tab., 3 Taf. DM 19,60
- 65: HERING, Gerd (1995): Milankovitch-Zyklen in mitteldevonischen Schelf-Carbonaten des Rheinischen Schiefergebirges. - 63 S., 28 Abb., 4 Tab., 5 Taf. DM 20,20
- 66: WESSELS, Martin (1995): Bodensee-Sedimente als Abbild von Umweltänderungen im Spät- und Postglazial. - 105 S., 75 Abb., 8 Tab., 2 Taf. DM 20,40
- 67: SCHÜLKE, Immo (1995): Evolutive Prozesse bei *Palmatolepis* in der frühen Famenne-Stufe (Conodonta, Ober-Devon). - 108 S., 33 Abb., 10 Tab., 14 Taf. DM 22,40
- 68: SCHUBERT, Michael (1996): Die dysaerobe Biofazies der Wissenbacher Schiefer (Rheinisches Schiefergebirge, Harz, Devon). - 131 S., 28 Abb., 6 Tab., 3 Taf. DM 22,80
- 69: TRZEBSKI, Robert (1997): Morphogenesis, tectonic setting and intrusion dynamics of the late-Variscan granites at the northwest-margin of the Bohemian Massif. - 67 S., 40 Abb., 2 Tab. DM 14,40
- 70: SCHÖNE, Bernd R. (1997): Der *otomari*-Event und seine Auswirkungen auf die Fazies des Rhenoherynischen Schelfs (Devon, Rheinisches Schiefergebirge). - 140 S., 34 Abb., 1 Tab. DM 21,60

Der Subskriptionspreis liegt jeweils 25% unter dem oben angegebenen Verkaufspreis.

Herausgabe und Vertrieb

Geologische Institute der Universität Göttingen
D-37077 G ö t t i n g e n, Goldschmidt-Str. 3, Tel. 0551/39-7900

GAGP

GÖTTINGER
ARBEITEN ZUR
GEOLOGIE UND
PALÄONTOLOGIE

Nr. 70

Bernd R. Schöne

Der *otomari*-Event und seine Auswirkungen
auf die Fazies des Rhenoharzynischen Schelfs
(Devon, Rheinisches Schiefergebirge)

1997

GEOLOGISCHE INSTITUTE, UNIVERSITÄT GÖTTINGEN



G Ö T T I N G E R
A R B E I T E N Z U R
G E O L O G I E U N D
P A L Ä O N T O L O G I E

Nr. 70

Bernd R. Schöne

Der *otomari*-Event und seine Auswirkungen
auf die Fazies des Rhenoharzynischen Schelfs
(Devon, Rheinisches Schiefergebirge)

1997

Im Selbstverlag der Geologischen Institute
der Georg-August-Universität Göttingen

Göttinger Arb. Geol. Paläont.	70	140 S., 34 Abb., 1 Tab.	Göttingen, 12.05.1997
-------------------------------	----	-------------------------	-----------------------

Bernd R. Schöne

**Der otomari-Event und seine Auswirkungen
auf die Fazies des Rhenoharzynischen Schelfs
(Devon, Rheinisches Schiefergebirge)**

Als Dissertation eingereicht am 15.05.1997
bei den Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultäten
der Georg-August-Universität



erscheinen in unregelmäßiger Folge
im Selbstverlag der Geologischen Institute
der Georg-August-Universität Göttingen:
Institut und Museum für Geologie und Paläontologie
Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre



are issued irregularly
by the Geological Institutes
(until 1985: Geol.-Paläont. Inst.)
of Göttingen University:
Institute and Museum of Geology and Palaeontology
Institute of Geology and Dynamics of the Lithosphere

Redaktion

Dr. Helga Uffenorde
Institut und Museum für Geologie und Paläontologie
Goldschmidt-Straße 3
D-37077 Göttingen

I S S N 0534-0403

© Geologische Institute, Universität Göttingen
Offsetdruck KINZEL, Göttingen

SCHÖNE, B.R. (1997): Der *otomari*-Event und seine Auswirkungen auf die Fazies des Rhenohercynischen Schelfs (Devon, Rheinisches Schiefergebirge). [The *otomari* event and its consequences for the Rhenohercynian shelf facies (Devonian, Rheinisches Schiefergebirge)]. - Göttinger Arb. Geol. Paläont., 70: 140 S., 34 Abb., 1 Tab.; Göttingen.

The influence of events on neritic and pelagic sediments has never been examined in direct comparison. The *otomari* event in the Rheinisches Schiefergebirge offers the opportunity to deduce possible trigger mechanisms for a global bio-event. This black shale event led to several extinctions in pelagic organisms, but comparable extinctions could not be observed in the neritic realm of the Rhenohercynian zone. The benthic shelf-communities migrated onshore to shallower shelf regions and gave rise to an extensive recovery of the offshore shelf regions after oxygen content reached normal levels.

Eifelian, Givetian, Germany, facies, ecology, diversity, stratigraphy, black shales, alkalinity, brachiopods, dacroconarids, conodonts.

Bernd R. Schöne, Am Goldgraben 22, D - 37073 Göttingen.

SUMMARY

The sudden onset of global black shale deposition (*otomari* event) in the Upper Eifelian is caused by rapid transgression which may ultimately be attributed to plate motions and climatic warming. Both the decreased terrestrial sediment supply and the continuing subsidence lead to a rapid deepening of the shelf areas. Therefore many outer-shelf areas are heavily influenced by the oxygen-depleted zone (basinal facies). Probably, the black shale facies lasted for at least one million years (*otomari* interval). In contrast to the conodonts and dacroconarids no major extinction among the bottom-dwellers can be observed on the Rhenohercynian shelf. The benthic assemblages simply migrate to shallower shelf regions. But, independent of the sea-level rise, the oxygen-minimum zone most probably expands further. As a result the biofacial telescoping of benthic shelf assemblages strengthens. The communities are crowded on smaller areas as could be shown by a comparison of the communities across the shelf (CZEKANOWSKI index, diversity indices). Broad areas of the previous shelf become dysoxic or even anoxic and therefore hostile for many taxa that are adapted to well-oxygenated facies. The oxygen-restricted environment is inhabited predominantly by small, thin-shelled, rarely calcified taxa like *Holynetes* and *Phillipotia* which appear to be very well adapted to low-oxygen levels. Further, it is stated here that black and dark gray shale faunas are possibly stunted. The specimens did not reach sizes normally developed in well-oxygenated environments. The reduced growth rate is conducted from the study of the growth-lines of some brachiopod taxa. The author tends to relate the above mentioned characteristics of taxa developed in such environments with a lowered rate of metabolism and growth rate under oxygen deficiency. Still, further investigation is needed to confirm these assumptions.

The cessation of black shale formation is connected to the reestablishment of sediment influx and carbonate build-ups, the decline of the oxygen-minimum zone and the falling sea-level. The marine benthic communities recapture the re-oxygenized shelf areas around the Eifelian/Givetian stage boundary (end of *otomari* interval).

The world's ocean-circulation patterns change dramatically and give rise to worldwide faunal migrations. The termination of the Malvinokaffric faunal province can possibly be related to these environmental changes. *Mucrospirifer*, e. g., starts to dominate the Rhenohercynian mid-shelf communities. The evolutionary line of this taxon is reported from North America, especially. In the European pre-*otomari* strata it is just known from a few specimens. Unaffected by the major faunal turnover, the *otomari* event is detectable in the Rhenohercynian shelf region only by decreasing diversity indices: SHANNON-WEAVER index, PIELOU index.

About 200 sedimentary horizons from 19 localities in the Rheinisches Schiefergebirge show the spatial (onshore-offshore profile) and temporal (upper *kockelianus* to lower *hemiansatus* zone) distribution of the fauna. In addition, the faunal composition, the diversity (SHANNON-WEAVER index) and evenness (PIELOU index) of the fossil assemblages in these layers were investigated. Different litho- and biofacial criteria have been used to correlate the sections. The base of the *otomari* interval in outer shelf and hemipelagic regions is marked by the abrupt onset of dark colours, decreasing grain size, 'styliolinites' or even stylioline-wackestones and the extinction of some taxa

[e. g., *Tortodus kockelianus kockelianus* (BISCHOFF & ZIEGLER 1957), *Nowakia (Cepanowakia) pumilio* ALBERTI 1978, *Nowakia (Cepanowakia ?) chlupaciana* ALBERTI 1979]. Similar lithological changes obviously occur onshore. The calcareous sediments and the influx of coarse-grained sediments beginning shortly thereafter each seem to be isochronous events across the shelf. The correlation of the neritic sections is partly confirmed by conodonts. Instead of the proposed pseudopelagic (pseudoplanktonic) life style of some molluscs of the allegedly hostile benthic environments in black shales a benthic life style is suggested here. Sulfide-oxidizing bacteria on the seafloor tend to harden the sediment surface (exaerobic zone). Above the sediment surface oxygen levels sometimes are very likely at values above zero. Thus, forms like *Buchiola* were able to settle at the bottom. Some *Buchiola* specimens were found as complete specimens still articulated and were possibly not transported for a long distance.

ZUSAMMENFASSUNG

In der späten Eifel-Stufe kumulieren rasante ökologische Veränderungen (Meeresspiegel-Anstieg und Vertiefung des Ablagerungsraumes, Expansion der sauerstoffdefizitären Zone und Ausbildung einer Schwarzschiefer-Fazies) in einem globalen Bio-Event, dem *otomari*-Event. Diesem Ereignis fallen zwar einige pelagisch lebende Tiere zum Opfer, aber beim neritischen Benthos des Rhenoherynikums deutet nichts auf einen abrupten Faunenschnitt hin. Wegen der Überflutung der Liefergebiete vermindert sich der Eintrag terrigenen, groben Sediments erheblich. Die Subsidenz hält dennoch unvermindert an. Deshalb vertieft sich der Ablagerungsraum so stark, daß er in den Bereich der pelagischen Fazies gerät. Die Benthosgemeinschaften werden dabei in Richtung der ehemaligen Küste verlagert. Unabhängig vom Meeresspiegel dehnt sich die sauerstoffarme Zone aber möglicherweise weiter aus. Der Vergleich zwischen den einzelnen Communities (CZEKANOWSKI-Index, Diversitäten, Verteilung der Taxa) deutet jedenfalls auf ein biofazielles Teleskopieren hin: Die senkrecht zur Küste gemessenen Breiten der Community-Zonen sind verändert worden. Während außer im Becken sogar auf weiten Teilen des bisherigen Schelfs lebensfeindliche Bedingungen für Bodenlebewesen herrschen, drängen sich die Lebensgemeinschaften des Schelfs auf vergleichsweise engerem Raum. Erst mit steigenden Sauerstoffgehalten breiten sich die Faunenvergesellschaftungen wieder über den gesamten Schelf aus. Die Communities in der sauerstoffrestriktiven Fazies während der Schwarzschiefer-Episode (partim *otomari*-Intervall) bestehen vor allem aus kleinen, dünnchaligen, wenig skulptierten Taxa. Dieses Phänomen wird hauptsächlich mit reduziertem Sauerstoffangebot in Verbindung gebracht, hängt aber wohl auch von der Substratbeschaffenheit, der Wassertiefe und anderen Faktoren ab.

Wegen weltweiter Faunenmigrationen (u. a. Termination der Malvinokaffrischen Faunenprovinz), die auf die bereits vor dem *otomari*-Event eingeleiteten Umweltveränderungen zurückzuführen sind, bilden sich neue Community-Strukturen heraus. *Mucrospirifer* z. B. wird häufiger: Diese Form ist möglicherweise aus der nordamerikanischen Faunenprovinz ins Rhenoherynikum eingewandert bzw. kann sich wegen veränderter Umweltbedingungen im europäischen Raum etablieren. Die Auswirkungen der globalen Umweltveränderungen auf die Fauna des Rhenoherynischen Schelfs lassen sich aber aus dem Verhalten der Diversitätsindizes ableiten: Mit dem *otomari*-Event geht vor allem in küstenferneren Regionen ein Einbruch des SHANNON-WEAVER-Diversitätsindex' und der PIELOU-Verteilungszahl einher: Die Anzahl verschiedener Taxa nimmt ab und einzelne Taxa dominieren in den Communities. Mit dem Ende der exzeptionellen Bedingungen auf weiten Teilen des Schelfs steigen beide Indizes wieder an, und es beginnt die extensive Wiederbesiedlung auch der äußeren Schelfareale. Für die sauerstoffrestriktive Biofazies können ungefähre Wassertiefen abgeleitet werden.

Voraussetzung für statistische Untersuchungen dieser Arbeit ist die Parallelisierung der bearbeiteten Profile (mittlerer Schelf bis Übergang Schelf/Becken) anhand litho- und biofazieller Kriterien. Ein abrupter Farbwechsel und Kornverkleinerung, ein Styliolinit oder Styliolinen-reiche Gesteine sowie das Verschwinden einiger (pelagischer) Arten [*Tortodus kockelianus kockelianus* (BISCHOFF & ZIEGLER 1957), *Nowakia (Cepanowakia) pumilio* ALBERTI 1978, *Nowakia (Cepanowakia ?) chlupaciana* ALBERTI 1979] kennzeichnen küstenfernere, tiefere Regionen, markieren den *otomari*-Event (*kockelianus/ensensis*-Grenze). In mehr küstenwärts gelegenen Gebieten sind zumeist wenigstens ähnliche lithologische Veränderungen nachvollziehbar. Der Karbonatanteil in den Sedimenten nach Ende des *otomari*-Intervalls (Tentaculitenschiefer-Fazies, partim) wächst vermutlich isochron auf dem gesamten Schelf an. Hochdiverse Faunengemeinschaften sind dann charakteristisch (*ensensis/hemiansatus*-Grenzbereich). Wiederum vermutlich mehr oder weniger zeitgleich setzt wenig später auch die Schüttung gröberklastischer Sedimente ein. Conodontenstratigraphische Untersuchungen konkretisieren die Korrelation.

INHALTSVERZEICHNIS

I	EINLEITUNG	2
1	Dank	2
2	Thematik, Problematik und Bedeutung	2
3	Methodik	4
4	Probleme und Definitionen verwendeter Begriffe	5
5	Erforschungsgeschichte	7
5.1	Odershäuser Kalk und Tentaculitenschiefer: Parallelisierungsversuche im europäischen Devon	7
5.2	Globale Events und Evolutionstheorien	8
5.3	Krise – Event – Intervall: Etymologie, Semantik und Anwendung der Begriffe	8
5.4	Der <i>otomari</i> -Event	9
II	PROFILE, STRATIGRAPHIE UND FAZIES	11
1	Stratigraphische Korrelation	11
1.1	Das Arbeiten mit Zeitäquivalenten und Begriffswahl	11
1.2	Verwendete stratigraphische Korrelations-Methoden	11
1.3	Parallelisierung: Begründung und Konsequenzen	16
2	Profile, Litho- und Biofazies	19
2.1	Blauer Bruch (1), Abb. 5	19
2.2	Hellbecke-Tal (2).....	20
2.3	Heggen-Schederberge (3).....	21
2.4	Raum Remblinghausen (4), Abb. 6.....	21
2.5	Ehemaliger Bahnhof Bremke (5), Abb. 7.....	22
2.6	Menkhausen (6), Abb. 8	24
2.7	Meinkenbracht (7), Abb. 9.....	25
2.8	Marpe (8), Abb. 10	28
2.9	Bonzel (9), Abb. 11	29
2.10	Burbecke (9a), Abb. 12.....	31
2.11	Hengstebecktal (9b), Abb. 13	31
2.12	Hohlweg Holzweg (10), Abb. 14	32
2.13	Listertalsperre (11), Abb. 15.....	33
2.14	Raum Selscheid (12), Abb. 16.....	34
2.15	Grüner Bach (13), Abb. 17.....	36
2.16	Raum Pernze/Wiedenest (14), Abb. 18	37
2.17	Bredenbruch (15), Abb. 19.....	39
2.18	Bahnhof Gummersbach (16), Abb. 20.....	41
2.19	Hohlweg SW' ehem. Bahnhof Linde (17), Abb. 21	42
2.20	Zusammenfassung: Fazielle Entwicklung.....	44
III	AUSWERTUNG UND DARSTELLUNG DER DATEN: TRENDS	47
1	Lebensweise: Pseudopelagos?	47
1.1	Pseudopelagische Lebensweise: Ausweg aus einem Erklärungsnotstand?	47
1.2	Autökologie weiterer ausgewählter Taxa	51
2	Vermehrt pelagische Fauna	52
3	Diversität und Verteilung	53
3.1	Artenspektrum: SHANNON-WEAVER-Index und PIELOU-Zahl	53
3.2	Einbruch der Diversität, ein Überblick	56
3.3	Minimum fenestellider Bryozoen und biostromaler/biohermalen Bildungen.....	61
3.4	Zusammenfassung und Interpretation der Trends.....	61
IV	INTERPRETATION UND DISKUSSION DER TRENDS	70
1	Auswirkungen der Umweltveränderungen	70
1.1	Faunenvergesellschaftungen: Strukturelle Veränderungen, Verschiebung und Teleskopung?	70
1.2	<i>Mucrospirifer</i> und <i>Spinocyrtia</i> und das Pelagos: Fallbeispiele & Evolution.....	78
1.3	Der <i>otomari</i> -Event auf dem Schelf?	81
1.4	Das Rätsel der verminderten biogenen Karbonatproduktion	82
2	Sauerstoffdefizitäre Milieus	84
2.1	Schwarzschiefer: Definition und Vorkommen im Arbeitsgebiet	85
2.2	Gängige Modelle zur Schwarzschiefer-Genese: Erklären sie den <i>otomari</i> -Event?.....	86
2.3	Indziensammlung: Mögliches Szenario für das hohe Eifelium und tiefe Givetium, Abb. 31	88
2.4	Sauerstoff-restriktive Biofazies (ORBF)-Modelle.....	92
2.5	Fauna sauerstoffdefizitärer Milieus: Anpassungen & Evolution.....	97
V	AUSBLICK	101
LITERATURVERZEICHNIS		102
ANHANG (Profile, Faunenliste, Statistik)		116

I EINLEITUNG

I.1 Dank

Die vorliegende Arbeit ist am Institut und Museum für Geologie und Paläontologie (IMGP) der Georg-August-Universität zu Göttingen entstanden und basiert größtenteils auf Daten, die während der Mitarbeit an einem dankenswerterweise von der DFG finanziell getragenen Forschungsprojekt (Wa 100/21) ermittelt wurden. Ich danke dem Evangelischen Studienwerk e. V. Villigst herzlich für die Gewährung eines Promotionsstipendiums und die ideelle Unterstützung.

Dem Leiter des Projekts, Herrn Prof. Dr. O. H. WALLISER, gilt mein besonderer Dank für seine ständige Diskussionsbereitschaft, wichtigen Anregungen, die Bestimmung eines wesentlichen Teils der Conodonten- und Cephalopoden-Fauna und die wissenschaftliche Betreuung. Für sein reges Interesse an diesem Thema, seine praktische 'Anteilnahme' im Gelände, Anleitungen zur Faunenbestimmung und hilfreiche Kritik danke ich Herrn Dr. F. LANGENSTRASSEN herzlich, außerdem für einiges Probenmaterial sowie zahlreiche wertvolle Hinweise. Herr Dr. MICHAEL SCHUBERT war als Zimmer-, Projekt- und somit Leidenskollege ständigen Diskursen ausgesetzt und mußte obendrein die dickschaligen Tentaculiten bestimmen. Die gemeinsame, oft stundenlange, geduldige Beschäftigung mit den fossilen 'Eistüten' regte zu zahlreichen alternativen Sichtweisen der fossilen Lebewelt u. a. an.

Tips zur Schwarzschiefer-Fazies und Palynologie (Bestimmung der Pflanzenreste) trug Herr Prof. Dr. W. RIEGEL bei. Für diverse Geländeaufenthalte und stratigraphische Fragestellungen standen die Herren MARTIN BASSE (Bochum) und Dr. ANDREAS MAY (Münster) zur Verfügung. MARTIN BASSE gab freundlicherweise Hinweise auf relevante Fundpunkte im Altenaer Raum und nahm die Bestimmung der Trilobiten vor. Bei Ostracoden und redaktionellen Fragen half Frau Dr. H. UFFENORDE, Herr Dr. R. HAUDE bei den Echinodermaten. Die Tabulaten von Bonzel bestimmte Herr Dr. F. TOURNEUR (Louvain-la-Neuve), Herr Prof. Dr. P. BULTYNCK (Brüssel, Leuven) einige icriodontiforme Conodonten. Den Herren Drs. K.-H. RIBBERT (Krefeld), R. THOMAS BECKER (Berlin) und REINHOLD WITTIG sowie PJOTR BUDIL (Prag), Herrn Prof. Dr. D. MEISCHNER und Herrn Prof. Dr. P. CARLS (Hannover) danke ich für Diskussionen und ihr Interesse am Fortgang der Untersuchungen.

Dr. HELMUT LEHNERT beriet mich bei der Anwendung der Cluster-Analyse und Dipl.-Geol. GERNOT ARP bei der Mikrofazies-Auswertung. Mit der Aufbereitung der palynologischen Proben wurde Dipl.-Geol. VOLKER BULLWINKEL betraut. Einen Teil der Dünnschliffe fertigten Herr FABER und Herr BECKER an. Bei der Interpretation der RDA- und IR-Analyse halfen Frau Dr. A. HEYDEMANN, Dipl.-Geol. KAI HAHNE, Dipl.-Geol. ANSGAR WANKE und Dr. KLAUS WEMMER. Mit ähnlichen Auswertungs-Problemen von Datenmengen betraut, teilte Dipl.-Biol. FELIX GUNKEL hilfreiche Tips mit. Allen Erwähnten danke ich herzlich!

Freunden und Verwandten schließlich danke ich für ihre große Geduld mit mir während der Entstehung dieser Arbeit.

I.2 Thematik, Problematik und Bedeutung

Die Entwicklung des Lebens auf der Erde ist kein linear verlaufender Prozeß. Vielmehr sind wiederholte exzeptionelle Umweltbedingungen weltweiten Ausmaßes dynamisches Element, Ursache und Motor gewesen für beschleunigte Evolution. Umweltveränderungen können in einem globalen Bio-Event kumulieren, einem weltweiten Faunenschnitt, einem sehr kurzfristigen Ereignis, dem mehr Arten zum Opfer fallen als das gewöhnlich der Fall ist. Der eigentlichen Katastrophe gehen also oft schon Veränderungen der ökologischen Parameter voraus: Je geschwächer das Ökosystem, desto anfälliger ist es gegenüber plötzlichen, massiven Eingriffen.

Globale Events standen im Mittelpunkt des internationalen Forschungsprojekts IGCP 216 „Global Biological Events in Earth History; Fundamental Biotic Changes in Earth History and the Extinction of Fossil Groups“, dessen Initiator und Projektleiter Prof. Dr. O. H. WALLISER war (WALLISER 1980). Zu den wichtigsten Ergebnissen gehört, daß es synchrone, weltweite Ereignisse gegeben hat, die in der Regel durch komplex vernetzte, sich überlagernde und gegenseitig verstärkende geologische und evolutive Prozesse verursacht wurden.

Während sich das Hauptinteresse bisheriger Forschung auf die 'großen Events' richtete, leistet die vorliegende Abhandlung einen Beitrag zum Verständnis eines, was die Folgen anbetrifft, anscheinend weniger herausragenden und spektakulären, doch global nachweisbaren Ereignisses, des *otomari*-Events. Die Untersuchungen bauen auf dem DFG-Projekt Wa 100/21 „Evolution im Devon“ auf und wurden von Herrn Prof. WALLISER geleitet. Diese Arbeit

erörtert die Frage, ob es den *otomari*-Event überhaupt auf dem Schelf gegeben hat und wie sich die Umweltveränderungen, die in der pelagischen Fazies einen Faunenschnitt verursachen, auf dem Schelf äußern. Welche Ursachen führten zu Veränderungen und Extinktionen? Sind die Faunenvergesellschaftungen des Schelfs mit dem Meeresspiegel-Anstieg lediglich in Richtung Küste 'verschoben' worden oder wirken sich die globalen Veränderungen der Umweltparameter auf die Faunenstruktur aus? Gab es ein biofazielles Teleskopieren der Faunenvergesellschaftungen? Bildet sich im Zeit-Intervall zwischen Event und Rückkehr der Normalbedingungen (*otomari*-Intervall) eine weltweit gleiche Fazies aus? Welche Faktoren bestimmen deren Struktur? Welche Anpassungen existieren? Wirken sich die Veränderungen der Umweltfaktoren selektiv auf verschiedene Faziesräume aus?

Solche Untersuchungen, die einen globalen Bio-Event kombiniert in pelagischer und neritischer Fazies untersuchen, fehlen bislang. Die Fragestellungen erfordern umfangreiche Faunenanalysen aus verschiedensten Faziesbereichen und eine präzise stratigraphische Korrelation der bearbeiteten Profile. Der laterale Faziesvergleich gibt einen Überblick über küstenferne und küstennähere Ablagerungsräume während einer Zeitscheibe. Die Ergebnisse können dann verglichen werden mit der vertikalen Faziesentwicklung einer jeden Lokalität.

Die Beschäftigung mit Events, insbesondere mit einem 'kleinen' Event, muß in einen größeren Rahmen gestellt, in einem größeren Zusammenhang betrachtet werden. Die Ursachenanalyse von Events kommt ohne die Klärung der Auswirkungen auf pelagische und neritische Ablagerungsräume nicht aus. Eine Frage bezieht sich auf die Interdependenzen zwischen den Lebensgemeinschaften: Pflanzen sich Perturbationen einer Community in andere fort? Aus den Untersuchungen solcher exzeptioneller Ereignisse der Erdgeschichte können prinzipielle Muster von Events abgeleitet werden. Obwohl jeder Event seinen eigenen, ganz individuellen Charakter besitzt, gibt es verallgemeinerungsfähige Strukturen. Die Erforschung von Events auf die Entwicklung des Lebens trägt zum Verständnis der momentanen Probleme bei. Ein besonderes Interesse widmen die Neontologen derzeit der Diversität: Wie verändert sich diese Diversität durch den Ausfall und die Verbreitung von Arten; beide Faktoren gehen seit wenigen Jahrhunderten rasant vonstatten und lassen sich im wesentlichen auf anthropogene Ursachen zurückführen. Wie plastisch ist die Natur? Haben Veränderungen der Diversität umgekehrt Auswirkungen auf das Ökosystem?

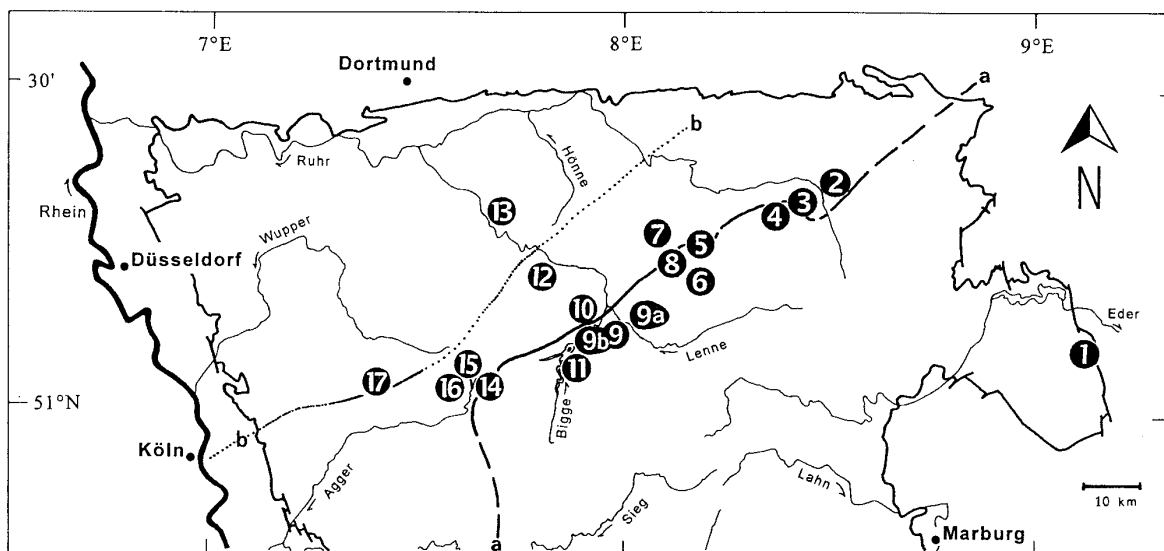


Abb. 1: Fundpunktbereiche im nördlichen Rechtsrheinischen Schiefergebirge. Rekonstruierter Verlauf von Schelfkante (a) und der Trennung zwischen mittlerem und äußerem Schelf (b). 1 = Blauer Bruch, 2 = Hellbecke-Tal, 3 = Heggen-Schederberge, 4 = Raum Remblinghausen, 5 = ehemaliger Bahnhof Bremke, 6 = Menkhäusen, 7 = Meinkenbracht, 8 = Marpe, 9 = Bonzel, 9a = Burbecke, 9b = Hengstebecktal, 10 = Hohlweg Holzweg, 11 = Listertalsperre, 12 = Raum Selscheid, 13 = Grüner Bach, 14 = Raum Pernze/Wiedenest, 15 = Bredenbruch, 16 = Bahnhof Gummersbach, 17 = Hohlweg SW' ehem. Bahnhof Linde.

Arbeitsgebiet

Abbildung 1 zeigt die Fundpunktbereiche im nördlichen Rechtsrheinischen Schiefergebirge. Der Begriff 'Fundpunktbereiche' weist darauf hin, daß innerhalb eines Faziesbereichs mehrere Fundpunkte zusammengefaßt wurden, um ein Profil zu erstellen. Anhand der Ziffern lassen sich die genauen Lokalitäten für die Profil- und Faziesbeschreibungen (Kap. II.2) entnehmen. Als Referenzprofil in der pelagischen Fazies dient die Odershausen-Formation (vgl. WALLISER & SCHÖNE, in Vorb.) im Blauen Bruch bei Bad Wildungen (Fundpunktbereich 1). Alle übrigen Ziffern beziehen sich auf neritische oder hemipelagische Ablagerungen. Das gesamte Arbeitsgebiet erstreckt sich in E-W-Richtung auf etwa 125 km, die N-S-Erstreckung beträgt ungefähr 40 km.

I.3 Methodik

Kriterien für die Wahl der Lokalitäten und Geländearbeit

Entscheidend für die Auswahl der zu bearbeitenden Lokalitäten war, daß die Profile tektonisch weitgehend unbeeinflußt, möglichst stratigraphisch vollständig und mit Übergängen zum stratigraphisch Liegenden und Hangenden aufgeschlossen sind. Streng genommen wäre keine Lokalität geeignet gewesen! Außerdem sollte ein breiter Querschnitt verschiedener Lebensräume des Schelfs erfaßt werden, um isochrone Fazieswechsel bewerten zu können.

Bei der Auswahl der zu bearbeitenden Fundpunktbereiche stand mir besonders Herr Dr. F. LANGENSTRASSEN zur Seite. Etliche Diplomarbeiten und einige Dissertationen der Universität Göttingen, die von Prof. Dr. WALLISER und Dr. LANGENSTRASSEN betreut wurden, waren verfügbar. Weiterhin konnten den Erläuterungen zu den einzelnen Meßtischblättern und weiteren Veröffentlichungen wichtige Hinweise auf die Abfolgen entnommen werden.

Geländeaufenthalte folgten im September 1994, April, Mai und September 1995 (insgesamt 56 Tage).

Leider mußte weitgehend darauf verzichtet werden, für quantitative Zwecke – die wesentliche Arbeitsgrundlage dieser Untersuchungen sind – auf bereits vorhandenes Sammlungsmaterial verschiedener Bearbeiter zurückzugreifen. Für die vorliegende Arbeit waren erstens horizontgebundene Aufsammlungen vonnöten. Zum zweiten treten Fehler auf, wenn verschiedene Bearbeiter unterschiedlich viel Zeit für verschiedene Fundpunkte aufwenden und wenn diese drittens mit unterschiedlichen Ambitionen und Neigungen sammeln. Zwar noch immer mit Subjektivität behaftet (s. Kap. I.4), stellt diese Untersuchung einen Versuch dar, erwähnte Einwände zu minimieren. Das Probenmaterial ist unter der Original-Nr. IMGP GÖ-318 hinterlegt worden.

Bearbeitungs- und Auswertungsverfahren

Nach der sorgfältigen Profilbearbeitung wurden Gesteinsblöcke von bis zu 20 cm Mächtigkeit entnommen. Dabei war zu beachten, daß ungefähr gleiche Volumina aller Horizonte vorlagen. Wenn die Fauna mit großem Individuenreichtum, aber geringem Artenspektrum auf der Schichtfläche angereichert ist, reichen geringere Probenmengen aus, um die Faunenstruktur zu erschließen. Die horizontweise Fossiltaufsammlung erfolgte damit weitgehend ohne Präferenzen. Das ist notwendige Voraussetzung für die Berechnung von Faunenvergesellschaftungen (= Communities; die markanten Communities der Profile sind im Anhang aufgeführt). Oft zeigte sich erst beim Zerklopfen der Proben im Labor und der späteren Grob- und Feinpräparation – letztere größtenteils unter dem Binokular –, welche umfangreiche Fauna in manchen Lagen enthalten ist. Die bearbeitete Gesteinsmasse belief sich auf ca. 2 000kg.

Die Fauna, selten auch Flora, wurde bestimmt und ausgezählt (insgesamt mehrere 10 000 Exemplare; Einzelklappen ggf. als halbes Exemplar; Fossilliste im Anhang). Der Anteil an Crinoiden und Bryozoen mußte abgeschätzt werden, sofern keine Kronenteile respektive Wurzeln vorhanden waren. Auf Ichnofauna ist im Text hingewiesen worden. Als Grundlage für die Auswertung der Daten (hauptsächlich Dacryoconariden, Cephalopoden, Brachiopoden, Pelecypoden, Gastropoden) diente die Berechnung des prozentualen Anteils, des SHANNON-WEAVER-Diversitäts-Index' und der PIELOU-Verteilungszahl verschiedener Taxa-Gruppen (Stämme, Klassen, Ordnungen, Familien usw.; s. Anhang). 'Axial/direct ordination'- und Clusteranalyse erreichten nicht die erforderliche Signifikanz, brachten zum Teil sogar widersprüchliche Ergebnisse. Es erscheint dem Verfasser wenig sinnvoll, empirisch Greifbares durch zweifelhafte statistische Methoden objektivieren zu wollen: Die verschiedenen Varianten der Clusteranalyse beispielsweise bringen jeweils grundlegend voneinander abweichende Ergebnisse hervor!

In Histogrammen, Raum-Zeit-Diagrammen und einfachen zweidimensionalen Diagrammen sind die Ergebnisse übersichtlich präsentiert. Aus **Übersichtsdiagrammen (Histogrammen)** (z. B. Abb. 5a) lassen sich fazielle

Entwicklungen einer Lokalität ableiten. Im Gegensatz zu diesen profilorientierten Graphiken beziehen sich **Raum-Zeit-Diagramme** (z. B. Abb. 16) nur auf wenige charakteristische, ausgewählte Horizonte jedes Profils. Raum-Zeit-Diagramme ermöglichen einen direkten Vergleich sowohl der vertikalen wie der lateralen Fazies-Entwicklungen. Die Namensgebung der Zeitscheiben (Obere Waldbach-, Bonzelerhammer-, Kohlberg-, Senkel-, Hardt-Zeit) bezieht sich auf Lokalitäten, an denen die zeitäquivalenten Akkumulationen in kennzeichnender Weise und nahezu vollständig aufgeschlossen sind. Die faziellen Ausbildungen jeder Zeitscheibe wurden gemittelt und als Standards graphisch festgehalten. Anhand der **Standard-Diagramme (zweidimensionale Diagramme)** (Abb. 21) wiederum können lokale Abweichungen vom verallgemeinerten Mittel abgelesen werden. Außerdem erweist sich der Standard als probate stratigraphische Hilfe.

Für die Beurteilung der Sedimentologie, Lithologie und Mikrofazies (sämtliche Ergebnisse im Anhang) war die Anfertigung von An- und Dünnschliffen oder Peels erforderlich. Gegebenenfalls wurden die Proben angefärbt (mit Kaliumhexacyanoferrat-III und Alizarin-Rot-S), um die Diagenese zu untersuchen. Kalkige Proben (insgesamt 102 Stück á 0,2-15,45 kg, ges. 377 kg) wurden in Ameisensäure aufgelöst, der unlösliche Rückstand naßgesiebt (90 µm), getrocknet und dichtegetrennt (Bromoform-Methanol-Gemisch: $\rho = 2,81 \text{ g/cm}^3$). Nach sich anschließender abermaliger Trocknung erfolgte das vollständige Auslesen der Schwerefraktion unter dem Binokular, zum Teil auch des leichten Rückstands. Die taxonomische Bestimmung der Conodonten, Ostracoden etc. schloß sich an.

Es wurden nur wenige palynologische Untersuchungen durchgeführt, weil sich bereits nach wenigen Proben zeigte, daß wegen zu hohen Inkohlungsgrades weitere Analysen nicht lohnen.

Geochemische Untersuchungen (Infrarot-Messungen [IR], Röntgendiffraktometrische Analysen [RDA]) sollten die Genese eines Tuffit-verdächtigen Gesteins von Bonzel klären. Dazu wurde das Gestein in der Kugelmühle zermahlen und für die IR-Analyse suspendiert (Fraktion <2 µm).

Die Skulpturmuster einiger Brachiopoden und *Nowakia otomari*-Exemplare wurden mithilfe eines Binokulars (Fa. WILD) mit Zeichenspiegel qualitativ erfaßt und z. T. quantitativ ausgewertet.

Für die Bestimmung der Farbe des unlöslichen Rückstands kalkiger Gesteine stand die *Munsell-Soil-Colour-Chart* zur Verfügung. Die Färbung der übrigen Sedimente wurde deskriptiv festgehalten.

Der Ablagerungsraum ist palinopastisch rekonstruiert, die Verteilung der Communities ermittelt und die geographischen Distanzen der Lokalitäten zueinander errechnet worden. Die Ähnlichkeiten zwischen den Communities lieferte der CZEKANOWSKI-Index.

I.4 Probleme und Definitionen verwendeter Begriffe

Die **üblichen Probleme** eines Schiefergebirgs-Paläontologen wiederholen sich auch in dieser Arbeit: Unterschiedliche Verwitterung und Fossilhaltung, Schieferung, lückenhafte Aufschlußbedingungen, Schichtwiederholungen und sonstige tektonische Einflüsse erschweren die Profilaufnahme und die Fossilbestimmung. In kalkigem Material fällt die Artenvielfalt z. B. der Dacryoconariden weitaus höher aus als in tonig-schiefrigem. In einigen Milieus ist ein Großteil der Fauna schlichtweg aufgelöst worden, während die gleichen Taxa in anderer Fazies überliefert werden können. Verschiedenes Erhaltungspotential kann auch auf unterschiedliche Baumaterialien und Kristallstrukturen (vgl. CARTER & TEVESZ 1978) der Schale zurückgehen. Die tatsächliche taxonomische Vielfalt bleibt unergründlich. Die beckenwärts, vor allem mit sinkendem Sauerstoffgehalt gekoppelte, verminderte Körpergröße und Skulptur ist dennoch ein kaum bestreitbares Faktum. In Kapitel IV.2.4 sind Kriterien für die Erkennbarkeit des Sauerstoffs als limitierender Faktor aufgeführt. Dazu zählen z. B. Epibionten-Größe/-Anzahl, Pyrit-Varietäten, Endobenthos etc.

Fleckenhafte Besiedlung täuscht faunenlose Zeiten vor. Dennoch mag ein mehrere Meter umfassendes, faunenarmes Profil im Vergleich mit etwa zeitgleichen, ebenso fossilarmen Abfolgen ein Indiz auf tatsächlich schlechte Lebensbedingungen darstellen.

Die größten Schwierigkeiten bereitet die **Parallelisierung** von Schichtpaketen verschiedener Faziesräume. Es ist dem Engagement und gewissenhaften Arbeiten von einigen Paläontologen-Generationen zu verdanken, daß die stratigraphischen Gegebenheiten heute in groben Zügen bekannt sind und auf dieser Grundlage eine fortschreitende Verfeinerung angestrebt werden kann. Dennoch ist die Zeitgleichheit von einzelnen Horizonten weit auseinanderliegender Lokalitäten kaum beweisbar, aber oft sehr wahrscheinlich. Um diachrone Faziesentwicklungen weitgehend auszuklammern, werden in dieser Untersuchung eine Reihe verschiedener Parallelisierungsmethoden in

Kombination angewendet. Das Verhalten der Fauna während etwa gleicher Zeitscheiben bildet eine Grundlage dieser Arbeit.

Auch wenn eigene Fehlbestimmungen der Fauna nicht auszuschließen sind und oben erwähnte allgemeine Probleme bestehen, zeigen sich selbst dem unvorbelasteten Betrachter Trends innerhalb der untersuchten Abfolgen, die durch diese Untersuchung analysiert und objektiviert werden sollen.

Die höhere zeitliche Auflösung neritischer gegenüber pelagischer Abfolgen weckte zunächst Hoffnung, den **Bio-Event** in küstenwärtigen Ablagerungsräumen biostratigraphisch sehr genau erfassen zu können. Hier fehlen aber diejenigen pelagisch lebenden Taxa, an denen sich die Umweltveränderungen direkt auswirkten. Der angenommene Event-Horizont ist auf dem Schelf nie reich an pelagischer Fauna. Das unmittelbar stratigraphisch Liegende des Event-Horizonts ist auf dem Schelf außerdem nie kalkig entwickelt.

Eine **Community** (gemeint ist Paläocommunity oder „benthic assemblage“ BOUCOT 1975; vgl. Definition PICKERILL & BRENCHLEY 1991) bezeichnet wiederkehrende Fossilvergesellschaftungen (Assemblages; vgl. BRETSKY 1968, WALKER & BAMBACH 1971; aber auch BOUCOT 1975). Die einzelne Assemblage kann durch vielfältige, sekundäre Einwirkungen, beispielsweise „time-averaging“ (WALKER & BAMBACH 1971), verändert werden: Bioturbation, unterschiedliche Besiedlungstiefen der Fauna, Sedimentationsrate und Kompaktion führen zu einer Vermischung verschiedener, zeitlich nacheinander lebender Communities (FÜRSICH 1978; siehe auch ETTER 1995, FÜRSICH & ABERHAN 1990).

Die Bewertung arttypischer Merkmale fällt in verschiedenen taxonomischen Gruppen sehr unterschiedlich aus. Tatsächlich werden deshalb wahrscheinlich 'Äpfel mit Birnen' verglichen, wenn die Speziationsrate bei Dacryoconariden als höher angesehen wird als z. B. die der Brachiopoden (Kap. III.3). Ohnehin ist nicht beweisbar, ob tatsächlich eine Diversifikation stattgefunden hat, ob die zunehmende morphologische Vielfaltigkeit direkter Hinweis auf Speziation ist. Trotzdem werden in dieser Arbeit die in der Literatur verwendeten Kriterien zur Typologisierung zugrundegelegt, weil eine Überarbeitung der Taxa den Rahmen vorliegender Untersuchungen sprengen würde.

Unabhängig vom taxonomischen Rang lassen sich ökotypologisch abgrenzbare Gruppen erkennen. Die Begriffe 'Gattung', 'Art' und 'Unterart' sind hier wertfrei verwendet und nicht selten schlichtweg als **Taxon** behandelt worden. Vermutete **Ökotypen bilden ökologisch-funktionelle Einheiten** und konstituieren sich aus Taxa verschiedener taxonomischer Ränge. Die Atrypiden setzen sich z. B. zusammen aus *Atrypa* (*Planatrypa*), *Spinatrypa* und *Atryparia*; je nach ökologischen Bedingungen überwiegt mal *Spinatrypa* mal *Atryparia* (vgl. COPPER 1966). Die verschiedenen, morphologisch differenzierbaren 'Arten' besetzen dennoch in fast jeder Community ihre ökologische Nische.

Als Gegenstück zum Benthos [bezeichnet sowohl den Lebensbereich (= Benthos) als auch die Lebensweise, im Gegensatz zum Begriff 'Pelagial', der sich nur auf den Lebensraum bezieht] existiert derzeit nach Wissen des Verfassers bislang kein Begriff für alle in der freien Wassersäule lebenden Organismen (planktische, nektische und pseudopelagische). Deshalb wird hier der Terminus **Pelagos** (τὸ πέλαγος – <gr.> das Meer) eingeführt. Organismen, die in der freien Wassersäule des Neritikums leben, bilden das neritische Pelagos, die im Pelagikum leben das ozeanische Pelagos. In ähnlicher Weise sind 'neritisches Benthos' und 'pelagisches Benthos' zu verstehen.

Der **Schelf** umfaßt relativ küstennahe Flachwassergebiete innerhalb der photischen Zone bis zu einer Wassertiefe von ca. 200 m. Dort schließt sich der Schelfhang an, der mit geringem Neigungswinkel zum Becken hin abfällt. Der Schelf läßt sich in einen inneren, mittleren und äußeren Schelf untergliedern. Für den inneren und mittleren Schelf (nicht im Sinne von GOLDRING & LANGENSTRASSEN 1979; hier: nur Entfernung zu Küste gemeint) sind hochdiverse benthische Communities charakteristisch (neritische Fazies, Neritikum). Die hemipelagische Fazies (Hemipelagikum, z. B. WALLISER et al. 1989) kennzeichnet den äußeren Schelf und Teile des Schelfhangs. Der Anteil an Pelagos wächst dort kontinuierlich an. In der pelagischen Fazies (Pelagikum) dominieren schließlich pelagisch lebende Organismen über die benthische Fauna. Lithofazielle Unterscheidungskriterien seien ergänzend angefügt: Der innere Schelf liegt zwischen Normalwellen- und 'normaler' Sturmwellenbasis (Sedimentstrukturen: HCS; vgl. a. BOTTIER & JABLONSKI 1988). Tempestite kennzeichnen den inneren und mittleren Schelf, distale Tempestite oder Densite (ROUSHAN 1986) den äußeren Schelf, Turbidite den Schelfhang und das Becken (Schelfkante usw., s. a. Abb. 1 und Kap. II.3.4 für verarbeitete Literatur).

Begriffe wie 'küstenwärts', 'landfern', 'becken-' oder 'seewärts' definieren nur Richtungen und beziehen sich auf keine spezielle Wassertiefe.

Nach Abtrennung der *hemiansatus*-Zone durch BULTYNCK 1987 wird der verbleibende untere Teil der ehemaligen *ensensis*-Zone im Folgenden als „(untere) *ensensis*-Zone“ bezeichnet.

I.5 Erforschungsgeschichte

I.5.1 Odershäuser Kalk und Tentaculitenschiefer: Parallelisierungsversuche im europäischen Devon

Im ausgehenden 19. Jahrhundert leisten WALDSCHMIDT (1885) und HOLZAPFEL (1895, in FRECH 1891: 164 und in DENCKMANN 1893) Pionierarbeit mit ihren faunistischen Untersuchungen dunkler Kalke aus der Gegend um Odershausen nahe Bad Wildungen im Kellerwald. Die erste genauere stratigraphische Fixierung führt DENCKMANN (1893) durch. Er stellt die "Knollenkalke" (: 13) an die Basis der 'Stringocephalen Schichten' (sensu WALDSCHMIDT 1885). Als DENCKMANNs besonderes Verdienst muß allerdings gelten, daß er diesen "Odershäuser Kalk" der Ense (, und damit bezieht er sich in erster Linie nur auf die einige dm-mächtigen, sehr fossilreichen, knollig entwickelten Kalke im oberen Teil der Odershausen Formation [hier: Horizont 318-4814-III-c5 bzw. 318-9-III-c5; s. Kap. II.2.9],) mit dem Briloner Eisenstein parallelisieren und die Zeitgleichheit sogar auf das Meggener Gebiet (GK 25 Lennestadt 4814) ausweiten kann (DENCKMANN 1905, DENCKMANN & LOTZ 1900). Von letzteren Lokalitäten beschreibt er eine "Linsenlage von schwarzen Kalken" (1905: 594) oder auch "Mergelschiefer mit Kalkbänken" (: 595) respektive "dichte Knollenkalke" (: 556). HENKE (1907) und CORRENS (1923) liefern Faunenlisten und Profilangaben (HENKE 1912) vom Bonzeler Profil: Demnach liegen die Kalke über "Tentaculitenschiefer" (HENKE 1907: 15) und "Grauwackenschiefer" (HENKE 1912: 2) und werden ihrerseits durch "Grauwackensandstein" (HENKE 1907: 22) überlagert.

Die "Tentaculitenschiefer mit Odershäuser Kalken" (HENKE & SCHMIDT 1922a: 20) von Blatt Lennestadt sind Ausgangspunkt für die folgenden litho- und biofaziellen Korrelationen zeitäquivalenter Akkumulationen im Rechtsrheinischen Neritikum. Während sogenannter "Übersichtsbegehungen" konnte FUCHS entsprechende Ablagerungen westlich und östlich des Blattes Lennestadt wiederentdecken. Insbesondere der kalkig entwickelte obere Anteil der Odershausen-Formation war von großem Leitwert. Nachgewiesen wurden Äquivalente der Odershausen-Formation von LOTZE (1928, Blätter Eslohe, Arnsberg, Endorf), HENKE (1913, 1924) und FISCHER (1969) auf Blatt Endorf, EBERT (1961), MÜLLER (1965), THOME (1968), EBERT & MÜLLER (1973) und PAECKELMANN (1934) auf den Blättern Eslohe, Eversberg und Brilon, DENCKMANN et al. (1924, Blatt Olpe), THIENHAUS (1940, Blatt Plettenberg) und HENKE & SCHMIDT (1922b, Blatt Attendorn). Auch im bergisch-sauerländischen Bereich fand man entsprechende Gesteinsfolgen. SCHMIDT (in FUCHS & SCHMIDT 1928) führt den Begriff "Odershäuser Schichten" (: 26) ein, die vom "Gummersbacher Mergelschiefer" (ibidem) überlagert werden. Demhingegen stellt THIENHAUS (1940) zwei Faziesregionen fest: Tentaculitenschiefer und Mergelschiefer. Beides wäre also den Odershäuser Schichten zuzurechnen. Das stellt auch KRAPP (1967) auf Blatt Attendorn fest.

THIENHAUS (1940) prägt für den fossilreichen, kalkigen, mitunter knollig entwickelten Abschnitt der „Odershäuser Schichten“ den Begriff "Bonzeler Grenzschicht" (: 23).

Sobald der Anteil an rheinischer Fauna zunimmt und die herzynische ersetzt, bereitet die Parallelisierung große Schwierigkeiten. So ist es bislang nur sehr unzureichend gelungen, die Äquivalente der Odershäuser Schichten auf den Blättern Altena und Iserlohn nachzuweisen (zahlreiche Diplomarbeiten des IMGP Göttingen, s. Kap. II.2.14, 15).

HENKE & SCHMIDT (1922b) zeigen das für das westliche Blattrandgebiet der GK 25 Attendorn 4813 auf. WEDDIGE (1971) kann sehr den kalkig entwickelten unteren Abschnitt der Odershäuser Schichten als "Freilinger Schichten" (sensu SCHMIDT & TRUNKO 1965) ausgliedern. Conodonten und der Anteil an rheinischen Faunenelementen sind dafür maßgebend.

Im Raum Kürten und Lindlar erkennen SCHMIDT & TRUNKO (1965) Äquivalente der Odershäuser Schichten mithilfe von Brachiopoden. Den unteren Abschnitt bezeichnen sie als "Freilinger Schichten", den Rest als Odershäuser Schichten (s. str.). WEDDIGE (1977) führt dort Conodontenuntersuchungen durch, welche die Korrelation i. w. bestätigen. Weitere Conodonten-Untersuchungen teilen WITTEKINDT (1965) aus den Odershäuser Kalkknollen und BISCHOFF & ZIEGLER (1957) von der Odershausen-Formation vom Blauen Bruch mit.

I.5.2 Globale Events und Evolutionstheorien

Die Geschichte von den globalen Einschnitten in die biologische Entwicklung ist auch eine Geschichte der Evolutionstheorien. Lange Zeiträume des Phanerozoikums sind durch vergleichsweise langsame und ruhige, graduelle Entwicklungen des irdischen Lebens geprägt, eben durch stabile Bedingungen (Stasis). Sehr kurzfristige Ereignisse (Extinktionen, Radiationen nach Innovationen etc.) globalen Ausmaßes (s. WALLISER 1982) und zumeist tellurischen Ursprungs (WALLISER 1991a) unterbrechen diese 'normalen' (nomismogenetischen, WALLISER 1984a; τὸ νόμισμα – <gr.> Brauch, Gewohnheit) Entwicklungen immer wieder und stellen gleichzeitig das eigentliche dynamische Element der Entwicklung und der Entfaltung des Lebens auf der Erde dar. Die Untergliederung des Phanerozoikums basierte letztendlich auf solchen 'natürlichen Grenzen' (WALLISER 1985), vor allem auf den nicht selten größeren Umwälzungen und Umgestaltungen der Biosphäre im Gefolge dieser Ereignisse.

In GEORGES DE CUVIERS (1769-1832) Katastrophentheorie finden die Faunenschnitte der Erdgeschichte erstmals, wenn auch im christlichen Kontext interpretiert, ihren Niederschlag: Wiederholte Sintfluten werden demnach gefolgt von der Neuschöpfung von Organismen (Creationismus). JEAN BAPTISTE DE MONET CHEVALIER DE LAMARCK (1744-1829) entwickelt die erste wissenschaftliche Evolutionstheorie: Erworbene Eigenschaften werden vererbt und können durch Gebrauch oder Nichtgebrauch entstehen oder verschwinden. CHARLES DARWIN (1809-1882) schließt aus der beobachteten Variabilität der Organismen auf graduelle Entwicklungsmechanismen. Plötzliche biotische Veränderungen führt beispielsweise CHARLES LYELL (1797-1875) auf Lückenhaftigkeit der geologischen Überlieferung zurück.

Damit sind die grundsätzlichen Streitfragen zur Entwicklung der Lebewesen aufgeworfen worden. Gab es gravierende, schnelle Umbrüche in der biologischen Entwicklung oder verläuft die Evolution über kontinuierliche, langsame Modifikationen?

Die Synthetische Theorie [T. DOBZHANSKY, ERNST MAYR (*1904), JULIAN SORELL HUXLEY (1887-1975), GEORGE GAYLORD SIMPSON (1902-1984), BERNHARD RENSCH (1900-1990) und G. LEDYARD STEBBINS (*1906)] betont den graduellen Charakter der Evolution, die „Stufenlosigkeit der evolutionären Veränderungen“ (SCHMITT 1994). Aufbauend auf RICHARD GOLDSCHMIDT (1878-1958) und OTTO HEINRICH SCHINDEWOLF (1896-1971) erkennen NILES ELDREDGE und STEPHEN JAY GOULD (1972, „punctuated equilibrium“) Sprunghaftigkeiten in der Phylogenese. Zwischen langen Zeiträumen konstanter Entwicklung (Stasis) wirken sich kurzfristige, punktuelle evolutionäre Veränderungen gravierend auf die Entwicklung des Lebens aus.

Kritiker des „punctuated equilibrium“ (z. B. GINGERICH 1984) betonen immer wieder die Lückenhaftigkeit der fossilen Überlieferung, sowohl die der Zwischenformen als auch generell das Fehlen nicht fossilisierbarer Eigenheiten eines Taxons (Genotypveränderung ohne phänotypische Ausprägung: Neutralitätstheorie; Verhalten etc.).

Auf dem 26. internationalen geologischen Kongress in Paris (WALLISER 1980) entstand das IGCP Projekt 216 fußend auf dem gleichnamigen, seit 1976 bestehenden Projekt der International Palaeontological Association. Die Muster kurzfristiger biotischer Umwälzungen zu klären und die weltweite, synchrone Bedeutung vieler Faunenschnitte zu belegen, war das Hauptinteresse dieses internationalen und interdisziplinären Forschungsprojekts. Synchrone und globale Bio-Events können mit lithofaziellen Veränderungen einhergehen; jeder Event zeigt ein spezifisches, individuelles Muster; den Events liegen im allgemeinen erdgebundene Ursachen zugrunde (WALLISER 1995a: 4).

I.5.3 Krise –Event –Intervall: Etymologie, Semantik und Anwendung der Begriffe

Die Verwendung des Begriffs 'Event' fällt sehr unterschiedlich aus. Wesentlich verschiedene Auffassungen bestehen hinsichtlich des zeitlichen Umfangs und somit des Wortsinns. Der Initiator des Global bio-event-Projekts O. H. WALLISER betont immer wieder die Kurzfristigkeit globaler Ereignisse (z. B. WALLISER 1982). Einem Event können Phasen exzeptioneller Bedingungen vorausgehen, Zeiten, in denen die Extinktionsrate über die Evolutionsrate überwiegt (WALLISER 1990a). Im Gegensatz dazu fassen verschiedene Autoren (z. B. POMEROL 1984, HOUSE 1985) die gesamte Dauer, die gesamte Phase außergewöhnlicher Bedingungen als Event auf. Diese Verwendung würde allerdings eine diachrone Entwicklung von Events zur Folge haben.

Event (*evenio* – <lat.> sich ereignen, vorfallen, eintreten, geschehen, ausgehen) hat so unterschiedliche Bedeutungen wie „Erfolg, Ausgang, Ergebnis, Ereignis“ (*eventum, i – n.*) oder „Katastrophe, Umsturz, Verderben, Zerstörung, Vorfall“ (*eventus, us – m.*). In geologischen Zeitdimensionen betrachtet ist der globale Event ein

punktuelles, singuläres Ereignis, bei dem es weltweit und gleichzeitig zu eventuell tiefgreifenden Veränderungen der Biosphäre, zu **Faunenschnitten** kommt (vgl. WALLISER 1983, WALLISER et al. 1988). Diese globalen biologischen Einschnitte (Bio-Events) in die 'normale', 'gewohnte' Entwicklung unter stabilen Bedingungen ('Nomismogenese': WALLISER 1986a) können von lithofaziellen Veränderungen (Geo-Event) begleitet sein (z. B. WALLISER 1982), aber auch von geochemischen. Zwischen Geo- und Bio-Events gibt es enge Beziehungen.

Dem eigentlichen Ereignis können verschiedene kleinere Veränderungen des Ökosystems vorausgehen. Solche einzelnen Einflüsse können sich theoretisch überlagern und gegenseitig amplifizieren. Dieser Zeitabschnitt wird als Krise bezeichnet, sofern eine solche vorhanden ist: Einzelne Taxa sterben aus, neue Linien entstehen, welche nach dem Faunenschnitt besondere Bedeutung erlangen und rasanter Evolution unterliegen können. Die Natur der Krise ist wie die des Faunenschnitts selber eine selektive: Die negativen Auswirkungen betreffen nie alle Arten der Natur. Nur der Akkumulationshöhepunkt, der Zeitpunkt oder kurzfristige Zeitraum, an/in dem Veränderungen einen Schwellenwert erreicht haben und einen Kaskaden-Effekt erstmals auslösen (vgl. WALLISER 1984b), sollte als Event verstanden werden. Der zeitliche Umfang des Events an sich kann nicht verallgemeinert festgelegt werden. In der Regel sind Zeiträume von Stunden bis Jahrtausenden möglich (WALLISER 1995b). Jeder Event hat ja seinen eigenen Charakter („flavor“, BOUCOT 1986, 1990a).

Von diesem Ereignis an kann sich das Ökosystem schneller als zuvor verändern. Der Event ist oft Ausgangspunkt der Beschleunigung, der Verschiebung der evolutiven Geschwindigkeit. Der Event-Charakter definiert sich über die initiierten Folgen. Liegt die Auslöschung von Arten deutlich über der normalen Rate, spricht man gemeinhin von Extinktionsevent.

Nun ist aber noch der **Zeitraum** mit einem Namen zu belegen, der sich dem exzeptionellen Ereignis an sich anschließt und der noch durch eine exzeptionelle ökologische Situation geprägt ist. WALLISER (1986a) nennt diesen Zeitabschnitt 'Intervall'. Nach JABLONSKI (1986) können Lazarus-Taxa möglicherweise in Refugien überleben, von denen aus später eine Wiederbesiedlung erfolgt. Einige pelagisch lebende Arten können eine rasche Evolution und Diversifikation vollziehen. Einzelne Taxa überlebten zwar den Event, sterben aber während des Intervalls aus.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß Events im Gegensatz zu nomismogenetischen Entwicklungszeiten nur von relativ kurzer Dauer sind. Aufgrund des unterschiedlichen Charakters eines jeden Events der Erdgeschichte kann jedoch kein zeitlicher Rahmen konstatiert werden.

I.5.4 Der *otomari*-Event

Der *otomari*-Event (WALLISER 1983), etwa an der Grenze *kockelianus/ensensis*-Zone (WALLISER 1985) bezieht sich auf das erste Auftreten einer phylogenetisch frühen *otomari*-Form und das abrupte Einsetzen der Schwarzschieferfazies (WALLISER 1985: 403, 1995c: 232, WALLISER et al. 1988). *Tortodus k. kockelianus* (BISCHOFF & ZIEGLER 1957) verschwindet. Spezielle Untersuchungen (SCHÖNE 1996a; s. auch Hinweise bei LÜTKE 1979, 1985, BUDIL 1995, RUAN & MU 1989: 174, GARCIA-ALCALDE et al. 1990) zeigen, daß frühe Vertreter der *otomari*-Gruppe schon vor dem Event lebten, aber erst mit dem Event steigt der prozentuale Anteil – bezogen auf die Gesamtf fauna oder auf Dacryoconariden insgesamt – an Vertretern dieser Gruppe sprunghaft an. *Nowakia (N.) eotomari* XIAN 1980 wird als zeitlicher Vorläufer der echten *N. (N.) otomari* BOUČEK & PRANTL 1959 angesehen. Die taxonomische Eigenständigkeit erscheint aber ungerechtfertigt (vgl. SCHÖNE 1996a) und wird deshalb als besonderer Morphotyp von *N. (N.)* ex gr. *N. (N.) otomari* aufgefaßt: Die Unregelmäßigkeit der Transversalringabfolge ist XIANS (1980) Argument zur Artabgrenzung, obwohl dieses Merkmal bereits aus BOUČEKS (1964) Abbildungen von *Nowakia otomari* (entgegen dessen Beschreibungen auf den Seiten 91-93, NB.) hervorgeht.

Der *otomari*-Event wurde nachfolgend immer wieder mit neuen Namen belegt: „*rouvillei*-Event“ (WALLISER 1983), „Kačák-Event“ (HOUSE 1985), „Odershäuser Event“ (ALBERTI 1985), „*kockelianus* Event“ (TALENT et al. 1993), „late-Eifelian Event“ (TALENT et al. 1993), „*Nowakia otomari*-Event“ (RACKI 1993), „Odershausen-Event“ (CLAUSEN 1992), „L'Eif“ = „Late Eifelian Event“ (BARNES et al. 1995), „Lower Kačák Event“ (WALLISER 1995c: 231), „Late Eifelian I Event“ = „L'Ei I“ (WALLISER 1995c: 231), „Obere Eifel-Event“ (WALLISER 1995b). Da viele Autoren die ursprüngliche Bedeutung des Begriffs 'Event' (s. ursprüngliche Definition bei WALLISER 1983, 1990b, 1995c) mißverstanden oder umgedeutet haben (s. o.), sind die verschiedenen Bezeichnungen keineswegs synonym. Die meisten beziehen sich – fälschlicherweise – auf den *otomari*-Intervall oder gar auf die Schwarzschiefer-Bedingungen. Letztere können sich aber bereits zeitlich vor dem Faunenschnitt allmählich (somit diachron) einstellen (s. z. B. Kap. II.2.9, 11). Das *otomari*-Intervall – nur zeitlich definiert, nicht

auf das Ende der *otomari*-Entwicklungsreihe bezogen – seinerseits wird wiederum terminiert durch den „Late Eifelian 2 Event“ (s. WALLISER 1995c: 231). Die bis dahin vorherrschende verzweigte Goniatitenfauna verschwindet, *Nowakia otomari* allerdings nicht. Das *otomari*-Intervall endet mit der in weiten Teilen des Schelfs vorherrschenden Schwarzschiefer-Fazies. Nach dem Intervall ist dennoch nicht ausgeschlossen, daß z. B. in einigen ‘Intraschelf-Becken’ oder lokalen Vertiefungen mit mangelnder Zirkulation weiterhin Schwarzschiefer-Bedingungen fortbestehen bleiben!

Der *otomari*-Event ist weltweit im gleichen stratigraphischen Niveau entwickelt und offenbart sich in der Regel durch einen mehr oder weniger abrupten lithofaziellen Wechsel, Faunenwanderungen, Extinktionen bei der pelagischen Fauna und der Kaltwasserfauna sowie dem Auftreten von *Nowakia otomari* in großer Zahl (s. o.). Entsprechende Hinweise geben z. B. ALBERTI (1979, 1980, 1985), BOUCOT et al. (1995), BUDIL (1995), CHLUPÁČ & KUKAL (1986, 1988), GALLE (1994), HOUSE (1978, 1983, 1985, 1989), JOHNSON & MURPHY (1984), KUANG et al. (1981), LÜTKE (1979, 1985), SCHÖNLAUB (1985), TALENT et al. (1993: nur geochemisches Signal), TRUYÓLS-MASSONI et al. (1990), WALLISER (1984b, 1988, 1991b), WALLISER et al. 1995, WEDDIGE (1988a), WEDDIGE & STRUVE (1988), YANG et al. (1981).

In einigen Teilen der Welt ist eventuell keine Transgression, sondern eine Schichtlücke überliefert. STRUVE (1982a) bezeichnet diese als „great gap“. Der regressive Trend beginnt offensichtlich zeitlich mit transgressiven Erscheinungen in der Oberen Eifel-Stufe (in vorliegender Arbeit als Krise definiert, s. o.). Der ‘Kulminationspunkt’, das ‘Zentrum’ des Great gap (vgl. WEDDIGE & STRUVE 1988) könnte dem *otomari*-Event entsprechen. WEDDIGE & WERNER (1989) halten ein extraterrestrisches Ereignis nicht für unwahrscheinlich. Das Ende des Great gap könnte ungefähr mit dem „Late Eifelian 2 Event“ zusammenfallen (s. auch Diskussion in Kap. IV.1.2).

Auf den transgressiven Trend weisen u. a. THIENHAUS (1940), GOLDRING & LANGENSTRASSEN (1979), KREBS (1979) oder JOHNSON et al. (1985) hin. Der Event wurde i. w. in der pelagischen Fazies beleuchtet: z. B. WALLISER (1985), HOUSE (1985), CHLUPÁČ & KUKAL (1986), CHLUPÁČ (1994), BUDIL (1995), BOUCOT (1990b). STRUVE (1982a, 1992) und MAY (1995) geben Brachiopoden der neritischen Fazies an, die charakteristisch für das *otomari*-Intervall sind, und verweisen auf ausgelöschte Taxa. Mit den Extinktionen und Diversifizierungen der pelagischen Fauna beschäftigen sich z. B. vor allem CHLUPÁČ & TUREK 1983, CHLUPÁČ & KUKAL 1986, BOUCOT 1988, CHLUPÁČ 1994, HOUSE 1978, 1985, BECKER & HOUSE 1994, WALLISER 1991, 1995c.

Der *otomari*-Event fällt zusammen mit einem weltweiten Rückgang des Faunenprovinzialismus und Endemismus (OLIVER 1976, BOUCOT 1981, JOHNSON & KLAPPER 1990, SUN 1992): Die Transgression leitet weltweit Faunenwanderungen („dispersal event“, BOUCOT 1990b: 130) ein (JOHNSON & KLAPPER 1990, BOUCOT 1981, CHLUPÁČ 1994). Insbesondere ist der Untergang der Kaltwasser-Faunenprovinzen der Südkontinente und einiger Kaltwasser-Faunenelemente der Ostamerikanischen Faunenprovinz (s. BOUCOT 1981) zu beobachten (BOUCOT 1990b, BOUCOT et al. 1995, WALLISER 1995c). Aus der Alt-Welt-Provinz breiten sich hingegen Formen z. B. in die Ostamerikanische Faunenprovinz aus (JOHNSON 1971, BOUCOT 1975, 1988, BOUCOT et al. 1995). Die Lebensgemeinschaften zur Zeit des *otomari*-Intervalls ähneln sich weltweit in auffälliger Weise (z. B. BIERNAT 1966, GODEFROID 1995, JOHNSON & KLAPPER 1990, JOHNSON 1971, 1974, BOUCOT et al. 1995, SUN 1992, WANG et al. 1987, YAN 1985, YANG et al. 1981): *Reticulariopsis* (\approx *Warrenella*), *Pseudocamarophoria* (\approx *Leiorhynchus*), *Mucrospirifer*, verschiedene Atrypiden, u. v. a. m. gehören zu den dominierenden Taxa der Fossilvergesellschaftungen.

Der vielfach gebräuchliche Begriff ‘Tentaculitenschiefer’ (HENKE 1907) darf nur faziell verwendet werden; denn nur tiefere Schelfablagerungen sind entsprechend ausgebildet. Die synchronen, küstenwärtigen Benthosgemeinschaften können von den Umweltveränderungen ebenfalls direkt oder indirekt betroffen sein, aber enthalten trotzdem keine ‘Tentaculiten’.

Bemerkenswert ist die verminderte Karbonatproduktion während des *otomari*-Intervalls (s. Kap. IV.1.4). Mit der Transgression werden feinkörnige siliziklastische Sedimente über Karbonaten abgelagert (HOUSE 1983, JOHNSON 1974). BUDIL (1995) bemerkt, daß erst im höheren Teil des Kačák-Members (Barrandium) wieder verstärkt Karbonatbildner vorkommen. Diese Feststellung kann aufgrund eigener Untersuchungen bestätigt werden.

Die Vergesellschaftungen von tabulaten Korallen [auch eigene Untersuchungen von Bonzel (s. Kap. II.2.9), frdl. schriftl. Mitt. TOURNEUR 1995] weisen auf einen regen Faunenaustausch zwischen Europa, Nordamerika und

Nordafrika hin. HOUSE (1985) und GALLE et al. (1994) z. B. vermuten, daß Europa und Afrika nicht weit voneinander getrennt gelegen haben können.

Global ist somit sowohl lithofaziell (Schwarzschiefer; s. o. und CHLUPÁČ & KUKAL 1988) als biofaziell (Fauna der Schwarzschiefer-Fazies: Dacryoconarida, nuculide Muscheln, *Buchiola*, *Cardiola*) eine besondere Fazies entwickelt. *Nowakia otomari* ist möglicherweise nicht weltweit vertreten: In der Literatur (z. B. ALBERTI 1993) ist bislang aus dem Osten der USA keine *N. otomari* beschrieben worden. Auch bei eigenen Untersuchungen der Chittennango Shales (nach BECKER & HOUSE 1994 ein Pendant des *otomari*-Intervalls, siehe auch RICKARD 1986) im Cherry Valley (Staat New York; Fundpunktbeschreibung bei RICKARD 1986) konnten keine entsprechenden Formen entdeckt werden (vgl. auch Conodontenliste im Anhang).

Eine Sporenstratigraphie liefern STREEL et al. (1987) und LOBOZIAK et al. (1990).

II PROFILE, STRATIGRAPHIE UND FAZIES

II.1 Stratigraphische Korrelation

II.1.1 Das Arbeiten mit Zeitäquivalenten und Begriffswahl

Im Verlaufe der Arbeit zeigte sich, daß nicht nur den offenbar globalen Umweltveränderungen isochrone Fazieswechsel folgen und sich in jedem Profil mehr oder weniger belegen lassen; vielmehr repräsentieren auch die allmähliche Rückkehr zu normalen Lebens- und Evolutionsbedingungen und das Einsetzen grobklastischer Schüttungen mehr oder weniger (zeitliche Auflösbarkeit!) synchrone Ereignisse. Die Verlagerung von Sedimentmassen von der Küstenregion in Richtung Schelfkante z. B. geht turbiditischen Schüttungen zeitlich voraus. Hier besteht also keine absolute zeitliche Übereinstimmung. Aufgrund dieser lediglich ungefähren Synchronität erscheint trotzdem das Verfahren opportun, mit zeitlicher Äquivalenz von stratigraphischen Einheiten verschiedener Lokalitäten und von Faziesentwicklungen zu arbeiten. Lokale Sonderentwicklungen sind selbstverständlich in Betracht zu ziehen.

Solche lokalen faziellen Sonderentwicklungen sind auch gewichtiger Einwand gegen die Verwendung des Begriffs 'Tentaculitenschiefer', wenn es um stratigraphische Parallelisierungen geht. Tentaculitenschiefer können diachrone Faziesentwicklungen sein (vgl. z. B. Bonzel, Marpe, Meinkenbracht). Tentaculiten sind überdies hinaus nicht in allen Faziesräumen vorhanden, auch wenn die Abfolge in die Bonzel-Zeit fällt.

Die Begriffe 'Formation' (Fm.), 'Member' (Mb.) oder 'Submember' (Smb.), eigentlich lithostratigraphisch definiert, werden um den Zusatz 'Zeitäquivalent' erweitert: Formations-Zeitäquivalent = Fm_{aqu} (z. B. Senkel-Fm_{aqu}). Jetzt gehen betont litho- und biofazielle Charakteristika mit ein. Jetzt steht die zeitliche Übereinstimmung im Vordergrund. In gleicher Weise wird der Begriff '...-Zeit' (z. B. Senkel-Zeit) gebraucht.

Für die Zeiteinheiten werden Namen derjenigen Lokalitäten herangezogen, an denen die Schichtenfolge in charakteristischer Weise entwickelt und nach Möglichkeit vollständig aufgeschlossen und biostratigraphisch belegt ist. Abbildung 2 führt diese neuen Begriffe – stratigraphisch parallelisiert – auf. Über die Herkunft der Namen informiert Kapitel II.2.

II.1.2 Verwendete stratigraphische Korrelations-Methoden

Noch immer bereitet die zeitliche Parallelisierung verschiedener neritischer Schichtenfolgen oder der stratigraphische Vergleich neritischer mit pelagischen Akkumulationen große Probleme, insbesondere weil Goniatiten oder Conodonten in mancher küstenwärtigen Fazies fehlen, bzw. die Schichtenfolgen an den entscheidenden Stellen fossilleer erscheinen oder nicht aufgeschlossen sind. Um dem Anspruch auf immer feinere und genauere Stratigraphie gerecht zu werden, müssen auch immer mehr verschiedene, auch alternative Korrelationsmethoden miteinander kombiniert werden (vgl. WALLISER 1986b). Die vorliegende Studie kommt mit diversen litho- und biofaziellen Methoden aus, arbeitet sozusagen 'merostratigraphisch' (τὸ μέρος – <gr.> Teil), nicht holostratigraphisch. Viele der vorgestellten Methoden weisen prinzipielle Übereinstimmungen auf, die oft geochemische oder ozeanographische letzte Ursachen haben und umgekehrt Rückschlüsse auf Umweltparameter zulassen.

Lithofazielle Trends

Farbe, Korngröße, Chemismus (z. B. relativer **Karbonat-Anteil**) und **Sedimentstrukturen** sind ursächlich verbunden mit Meeresspiegel-Schwankungen und Änderungen der Lage der sauerstoffdefizitären Zone (ODZ) (s. Kap. IV.2). Mit den ökologischen Veränderungen kurz vor dem *otomari*-Event beginnt die pelagische Fazies nach NW auf den (Rhenoherynischen) Schelf vorzudringen (siehe z. B. Kap. II.2.9, 11, 20). Zeitgleich mit dem *otomari*-Event setzt im Hemipelagikum und auf Teilen des Schelfs die **Schwarzschiefer-Fazies** ein. Weltweit läßt sich ein rascher Wechsel von grob- zu feinklastischen oder von kalkigen zu feinkörnigen, karbonatarmen Sedimenten beobachten. Die Intensität und Häufigkeit tempestitischer/turbiditischer Schüttungen sind deutlich herabgesetzt. Der prägnanteste lithologische Wechsel ist im Raum Listertalsperre (Kap. II.2.13) ausgebildet: Zwar ist die Untergrenze des Bonzelerhammer-Mb_{äqu.} nicht aufgeschlossen. Aber der prompte lithologische Wechsel läßt sich erahnen: Innerhalb eines Profilmeters wechselt die Sedimentfarbe von olivgrün ('Crinoiden-Bryozoenschiefer' sensu z. B. PAECKELMANN 1936, partim; THIENHAUS 1940) nach dunkelgrau-schwarz (Tentaculitenschiefer) unter gleichzeitiger, starker Abnahme des Siltgehalts. Der Korngrößen-Wechsel zeigt sich auch im Profil Bredenbruch (vgl. ROUSHAN 1986). Das Obere Waldbach-Fm_{äqu} besteht bei Bonzel und im Hengstebecktal aus Siltschiefern und turbiditischen Sandsteinen mit eingeschalteten dunkelgrauen Tonschiefern.

					Bahnhof Linde 17	Bredenbruch 15	Pernze / Wiedenest 14	Grüner Bach 13	Hohweg Holzweg 10	Raum Selscheid 12	Bonzel 9	Meinkenbracht 7	Blauer Bruch 1
O'Wald _{äqu}	Bonzel-Formation _{äqu}												
◆ otomari-Event	Bonzel-Interval												
	Ottershausen-Formation _{äqu}												
	Bonzelerhammer	Kohlberg	Senkel	Hardt-Mb. _{äqu}									
	Eifel												
	Givet-Stufe												
<i>kockelianus</i> ◆	ensensis-Zone				hemiansatus-Zone								
	Scheurenhof-Fm.												
	"Freilinger Schichten"				"Oderschäuser Schichten"								
	Agger-Mb.	Genkel-Mb.		Buckenbergr-Fm.									
		Rehberg-Mb.		Deitenbach									
		Rohren-Fm.		Wiedenest									
	Frumberg-Mb.	Pernze-Mb.											
Bräkerkopf	Ihmet-Fm.				Klippenkopf								
	Bergfeld-Mb.	Grünwiese		Dannenhöfer									
		Holzweg-Fm.		Rauterkusen									
	Waterland-Mb.												
	Hasenberg-Formation												
	Bonzel-Fm.												
	Bonzelerhammer	Kohlberg-Mb.	Vestenbergr-Mb.										
	Meinkenbracht-Fm.												
	Kupferbergr-Mb.	Schelle-Mb.	Senkel-Mb.	Hardt-Mb.									
"Kalkige Übergangsschichten"	Oderschäuser-Fm.				"discoides-Kalk"								
Kapitel	II.2.19		II.2.17		II.2.16		II.2.12		II.2.14		II.2.7		

Abb. 2: Korrelation neu eingeführter (Punktraster) stratigraphischer Bezeichnungen (vgl. Kap. II.2 anhand der jeweiligen Ziffern).

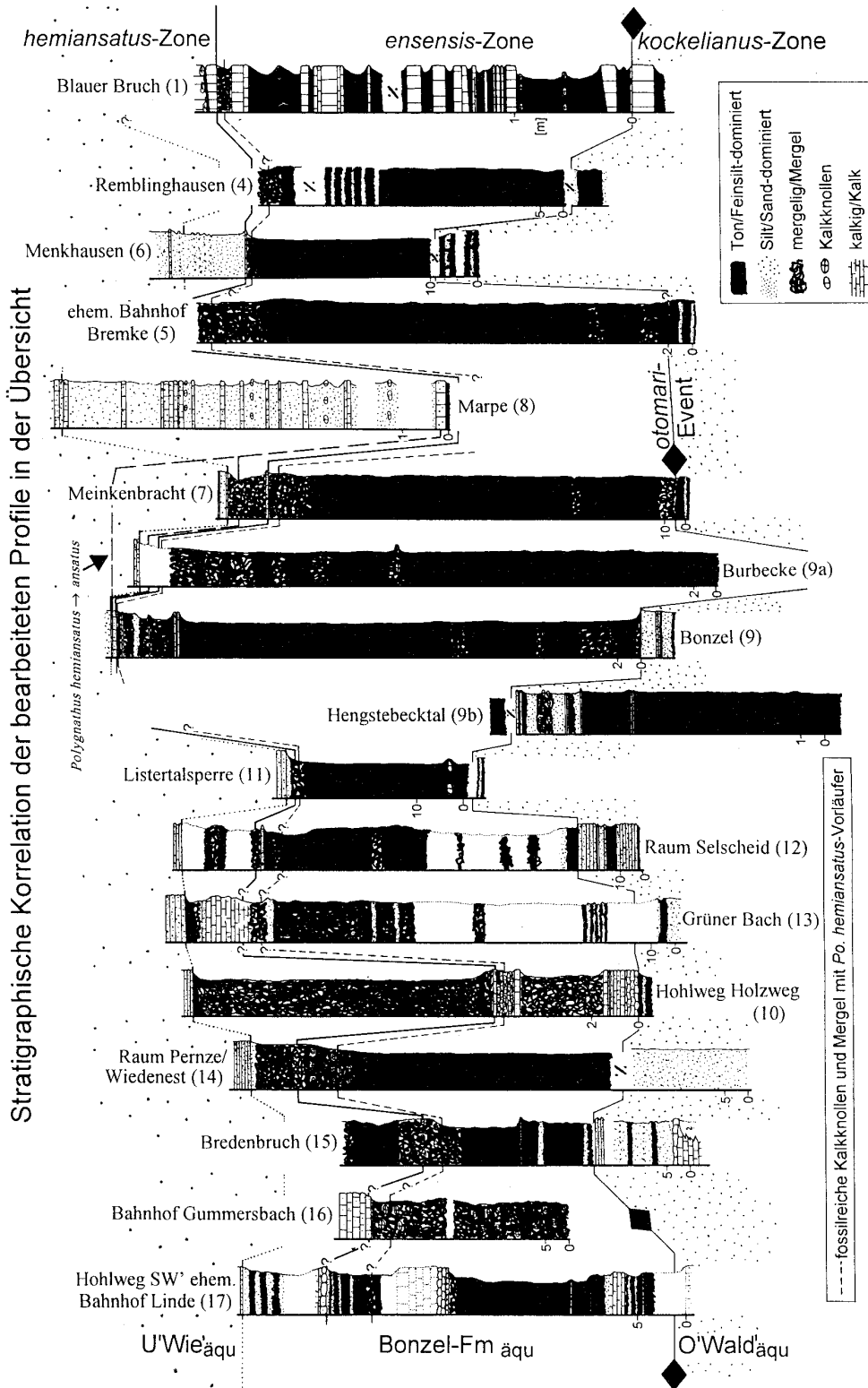


Abb. 3: Stratigraphische Korrelation der bearbeiteten Abfolgen; Säulenprofile in der Übersicht.

Zeitgleich mit dem *otomari*-Event setzen dunkelgrau-schwarze, schwach kalkige Tonschiefer ein, die sich von den dunkelgrauen Tonschiefern im stratigraphisch Liegenden farblich subtil unterscheiden. Im Raum Pernze ist der Silt/Sandgehalt in den Gesteinen des Oberen Waldbach-Fm_{äqu.s} relativ hoch, während sich die Lithologie der *otomari*-Intervall-Ablagerungen durch sehr dunkle, mergelige Gesteinseinheiten davon abhebt. In gleicher Weise äußert sich der *otomari*-Event im Blauen Bruch (Kap. II.2.1) durch dunkelgrau-schwarze, kalkige Tonschiefer über hell- bis mittelgrauen Kalken. Vom Profil „Bahnhof Linde“ (Kap. II.2.19) beschreiben SCHMIDT & TRUNKO (1965) helle Kalke unter den dunklen „Freilinger Schichten“. Der Karbonatanteil bleibt während der Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit im allgemeinen sehr gering, nimmt in küstenwärtige Fazies hinein aber zu. Auf den sandigen Charakter des O'Waldbach-Fm_{äqu.s} deuten auch THIENHAUS' (1940: 16, 17) „Crinoiden-Bryozoenschiefer, sandige Brachiopoden-Schiefer, Kalksteine und Kalke“ hin. Weniger spektakulär, und damit bereits zu den Ausnahmen zu rechnen, verhält es sich mit der lithologischen Entwicklung im Raum Meinkenbracht. Nur anhand sandführender distaler Tempestite in mittel- bis dunkelgrauen, siltigen Tonschiefern ist die unmittelbare Prä-Event-Zeit vom Bonzelerhammer-Mb_{äqu} zu trennen.

Ab der Senkel-Zeit steigt nicht allein der Karbonatgehalt, sondern auch die durchschnittliche Korngröße an. Unter ständiger Zunahme größeren Kornes vermittelt das Hardt-Mb_{äqu} zwischen den stark kalkigen Partien des Senkel-Mb_{äqu.s} und den stark siltig-sandigen Folgen des Wiedenest-Fm_{äqu.s}. Der Schüttungsbeginn gröberklastischen Materials wie auch das Einsetzen der Karbonatproduktion verlaufen – im Rahmen der Nachweisgrenze – isochron. Bemerkenswert ist z. B. die Synchronität der sehr fossilreichen Kalkknollen-Lagen (Smb. 1 des Senkel-Mb_{äqu.s}) im Blauen Bruch (Fundsicht „X“ siehe SCHÖNE 1996b, SCHÖNE & SCHUBERT 1996), Bonzel (SCHÖNE 1996a, SCHÖNE & LANGENSTRASSEN, im Druck), Meinkenbracht usw. (s. u. biofazielle Methoden; vgl. auch Abb. 3). Das Smb. 2 des Senkel-Mb_{äqu.s} ist in der Regel durch eine oder mehrere unreine Kalkbänke repräsentiert.

Über den recht kalkigen Partien des Senkel-Mb_{äqu.s} folgen wieder pelitbetonte, zum Teil kalkhaltige Gesteine (Hardt-Mb_{äqu}): Im Raum Iserlohn (Kap. II.2.15) sind es mittel- bis dunkelgraue siltige bis sandige Tonschiefer. In Bredenbruch (Kap. II.2.17) folgen über dem Brachiopoden-Mergelschiefer mittelgraue, kalkige Tonschiefer. 'In der Marpe' (Kap. II.2.8) wechsellagern unreine Kalksteinbänke mit siltigen und sandigen Schiefern. Bei Bonzel (Kap. II.2.9) stehen wenige cm-mächtige sehr unreine kalkige Gesteine an. Der Übergang zum Wiedenest-Fm_{äqu} äußert sich durch das unvermittelte Einsetzen sandiger Gesteine, die mitunter auch einen erhöhten Karbonat-Anteil aufweisen können (z. B. Bahnhof Linde, Bonzel).

Nicht unerwähnt bleiben soll ein weiteres lithofazielles Kriterium von nur regionaler Bedeutung, nämlich **unreine Kalkknollen-Lagen** in des Waldbach-Fm_{äqu.s} nahe der Grenze zum Bonzelerhammer-Mb_{äqu} im Raum Bonzel und Hengstebecktal. Auch **Pyritkonkretionen**, hier offenbar in Verbindung mit dem Meggener Lager, sind für dieses stratigraphische Niveau kennzeichnend. Auch während der Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit treten Pyrit-Knöllchen in dunkelgrauen bis schwarzen Tonschiefern mitunter lagenweise gehäuft auf.

Stratigraphisch wertvoll für das Erkennen des *otomari*-Events ist weiterhin der basale **Styliolinit** vom Blauen Bruch, verfolgbar über Bonzel bis hinein in den Meinkenbrachter Raum (Kap. II.2.7). Dort verzahnt er sich küstenwärts mit einem sehr meio- und makrofaunenreichen Horizont. Styliolinite bestehen nicht nur aus Styliolinen, sondern können verschiedene Dacryoconariden-Taxa beinhalten. Für die Genese ist hauptsächlich die hydromechanische Gleichartigkeit (hier: konische, dünnschalige Objekte) relevant (vgl. WALLISER 1995b: 15). Sie sind häufig mit Transgressionen (und Global bio-events) assoziiert (hochenergetisches Niveau; Genese s. EBERT 1993, WALLISER 1995b) und treten weltweit ungefähr gleichzeitig auf (vgl. EBERT 1993). Vermutlich können der basale Styliolinit und die sehr Styliolinen-reichen Lagen des Bonzel-Fm_{äqu.s} verschiedener Lokalitäten parallelisiert werden.

All diese Beobachtungen führen zum verallgemeinerten Säulenprofil (Abb. 4).

Biofazielle Trends

Zu den renommiertesten biofaziellen Korrelationsmethoden gehört sicherlich das erste Auftreten eines Taxons. Viele fortgeschrittene **Biozonen**-Konzepte arbeiten mit dem Neuerscheinen einer Art.

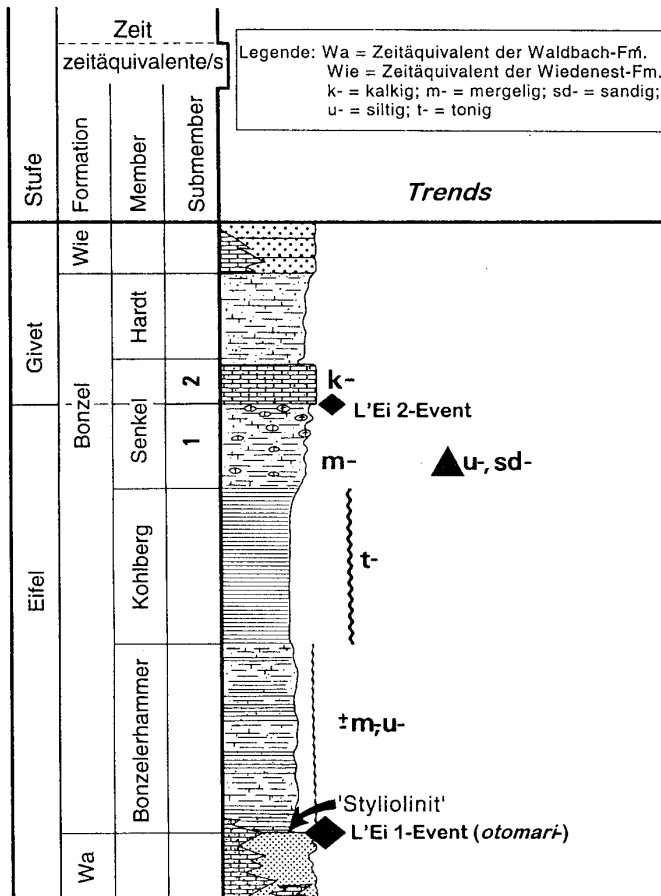
Arten können sich auch graduell entwickeln. Der Übergang von einer Morphospezies zur nächsten ist dann ein fließender. Hier hilft ein Morphotypen-Studium weiter: Die **Variation morphologischer Merkmale** innerhalb eines Horizonts wird in Häufigkeits-Verteilungs-Spektren dargestellt. Solche Diagramme aus verschiedenen Horizonten unterschiedlicher Lokalitäten können miteinander verglichen werden und sind unter Umständen stratigraphisch

verwertbar (z. B. SCHÜLKE 1995, SCHÖNE 1996a). *Nowakia* (*N.*) ex gr. *N. (N.) otomari* BOUČEK & PRANTL 1959 wurde z. B. schon im stratigraphisch Liegenden des Bonzel-Fm_{aqu.s} gefunden. Sie tritt beispielsweise bei Bonzel in siltigen Schiefern des O'Waldbach-Fm_{aqu.s} mit relativ wenig Individuen auf. Erst in den dunkelgrau-schwarzen, karbonatischen Tonschiefern des Bonzel-Fm_{aqu.s} sind sie schlagartig viel häufiger anzutreffen. Vergleicht man die Verteilungsspektren für die Longitudinalskulptur früher und später *Nowakia* ex gr. *N. (N.) otomari*-Vergesellschaftungen, stellt man eine deutliche Verschiebung der Kurven fest (s. SCHÖNE 1996a): Durchschnittlich sind späte *otomari*-Formen engständiger längsornamentiert als frühe. Die Kurvenform und Spannweite ist von Zeitebene zu Zeitebene eine andere. Außerdem kann solchen Diagrammen entnommen werden, daß tatsächlich bereits Vorläuferformen vor dem *otomari*-Event existiert haben müssen.

Ohne das Problem des Punktualismus oder Gradualismus an dieser Stelle weiter zu verfolgen, sind das **erste beobachtete Auftreten und dessen Kontrolle durch die Reichweite mehrerer Arten in Kombination** betrachtet unbestritten das geeignetste stratigraphische Mittel.

Das erstmalige Erscheinen oder Verschwinden einer benthisch lebenden Art läßt sich da schon sehr viel schwieriger

Abb. 4: Verallgemeinertes Säulenprofil
(Rechtsrheinisches Schiefergebirge,
Neritikum und Hemipelagikum)



exakt belegen. In Refugien oder allgemeiner gesagt unter geeigneten Umweltbedingungen überlebt ein Taxon hier länger als dort, erscheint dort eher als hier. Vor dem *otomari*-Event lebten Formen wie *Frankiella*, *Leptaenisca* oder *Arduspirifer*, die später in aller Regel fehlen. Ungeachtet des überwiegenden Trends überlebt *Arduspirifer* in einigen Regionen weit über den Event hinaus: MÜLLER (1965, 1990b) berichtet von *Arduspirifer* im Ockerschiefer auf Blatt Brilon (Fp. Hellbecke-Tal, Horizont 318-2-I-2 bzw. 318-4617-I-2; Kap. II.2.2). Weiterhin teilen verschiedene Diplomarbeiten des IMGP Göttingen (oft nicht gesicherte) Einzelfunde von *Arduspirifer* aus dem givetischen Anteil der Ihmert-Fm. mit (KLÖCKNER 1988: 60 u. REUTER 1988: 61), bzw. aus dem givetischen Anteil der Meinkenbracht-Fm. (MÖRCHEN 1992: 39, Meinkenbracht-Fm.). Sie sind bereits mit *Mucrospirifer* vergesellschaftet (vgl. Kap. IV.1.2). Ökologische Sonderbedingungen haben *Mucrospirifer* sp. womöglich erlaubt, schon vor dem globalen Ereignis im Rheinisch-Ardennischen Schiefergebirge Fuß zu fassen (s. Diskussion in Kap. IV.1.2). Umgekehrt überlebten Einzel Exemplare alter Arten wie *Arduspirifer* die globalen Veränderungen aus gleichen Gründen.

In vielen Profilen wird ein Aufschwung für *Mucrospirifer*, Atrypiden (bes. *Atryparia* und *Planatrypa*), Holynnetinen und vor allem

Dacryoconariden augenfällig. Für *Arduspirifer* tritt wohl *Mucrospirifer* auf den Plan. *Mucrospirifer* seinerseits wird in küstennäheren Gewässern offensichtlich durch *Spinocyrtia* (*Carpinaria*) ersetzt. Ob wirklich eine Substitution ein und derselben Nische stattgefunden hat, ist allerdings nicht bewiesen.

Von stratigraphischem Interesse sind auch **zeitlich begrenzte, besondere Lebensbedingungen**. Verschieden Taxa können sich also mit dem Event, bedingt durch fazielle Veränderungen, stark ausbreiten (hier Schwarzschiefer-

Fauna z. B. mit nuculiden Muscheln, inartikulaten Brachiopoden, verschiedenen *Buchiola*-Taxa, *Pterochaenia*, Dacryoconariden). Andere, sogenannte 'Lazarus-Taxa' (JABLONSKI 1986) bleiben in Refugien zurück und besiedeln erst unter günstigen Bedingungen den ehemaligen Lebensraum wieder. Viele dickschalige Brachiopoden und Muscheln werden mit den Umweltveränderungen in Richtung Küste 'zurückgedrängt', sie werden veranlaßt zu 'migrieren', d. h. viele Larven können – für den Fall, daß sie überhaupt noch anzusiedeln versuchen – in beckenwärtigen Regionen, in denen restriktive Lebensbedingungen vorherrschen, nicht überleben und sich reproduzieren. Crinoiden und Bryozoen verhalten sich ähnlich. Viele Taxa können nicht mehr innerhalb der gesamten Bandbreite innerhalb ihres normalen Environments (z. B. Meerestiefe) leben, viele müssen am Rande ihres physiologischen Optimums überleben (s. Kap. IV.2.5). **Heterochronie-Effekte** (Progenese; ibidem) können die Folge sein: Die Individuen bleiben kleiner als normal (z. B. Goniatiten). Insgesamt herrschen ohnehin **schwach skulptierte und kleine Taxa** in der Schwarzschiefer-Fazies vor (Styliolinen anstatt der Nowakien oder Viriatellinen, flache Trilobiten, winzige Muscheln und Brachiopoden) [s. a. Kap. IV.2.5].

Von stratigraphischem Interesse kann weiterhin das **Diversitätsverhalten** der Tiere sein. Mit dem *otomari*-Event erleben u. a. die Dacryoconariden einen deutlichen Diversitätseinbruch. Nicht nur das Aussterben von Arten, auch eine Verschiebung der Häufigkeitsverhältnisse ist frappant. Die **Neustrukturierung der Communities**, auch der Lebensgemeinschaften des neritischen Benthos', vollzieht sich weltweit und wahrscheinlich gleichzeitig (vgl. z. B. Kap. II.2.3, 2.5).

II.1.3 Parallelisierung: Begründung und Konsequenzen

In Abb. 3 ist die stratigraphische Korrelation der bearbeiteten Profile in der Übersicht dargestellt. Die weiter oben angegebenen Korrelationsmethoden sind hier zur Anwendung gekommen.

In keinem der Schelfprofile konnte allerdings der conodontenstratigraphische Beweis erbracht werden, daß der *otomari*-Event an der Grenze *kockelianus/ensensis*-Zone anzusetzen ist. Conodontenhöfliche Gesteine fehlen in diesem Bereich leider. Bei Bonzel (Kap. II.2.9) und im Hengstebecktal (Kap. II.2.11) fanden sich nur ca. 1,4 m unterhalb des vermuteten Event-Horizonts kalkige Gesteine mit *Tortodus k. kockelianus* resp. anderen Conodonten aus dieser Zone. Der *otomari*-Event ist in sämtlichen Profilen also nur durch Indizien belegt, vor allem durch die zumeist prompte Dunklerfärbung des Sediments, durch die prompte Kornverkleinerung (s. Abb. 4) und oft durch das unvermittelte, häufige Auftreten von *Nowakia (N.) ex gr. N. (N.) otomari*.

Die Basis des Bonzelerhammer-Mb_{aqu.s} zeichnet sich durch einen Styliolinit (z. T. auch nur sehr Styliolinen-reiche Lagen) oder sehr faunenreiche Horizonte aus. Der gröberklastische Anteil hat bereits gegenüber der Oberen Waldbach-Zeit deutlich abgenommen, ist aber noch höher als zur Kohlberg-Zeit. Desgleichen ist der Karbonatgehalt zur Bonzelerhammer-Zeit höher als zur Kohlberg-Zeit. Die Akkumulationen der Kohlberg-Zeit sind überwiegend relativ faunenarm und pelitbetont. Mit dem Smb. 1 des Senkel-Mb_{aqu.s} beginnt auf dem gesamten Schelf eine Ära starker benthischer Besiedlung. Das Sediment wird mergelig und Kalkknollen sind entwickelt. Das Smb. 2 besteht im allgemeinen aus unreinen Kalkbänken, in denen erstmals ein typischer *Polygnathus hemiansatus* nachweisbar ist; mit dieser Art beginnt per definitionem die Givet-Stufe (WALLISER 1991b, WALLISER et al. 1995). Während der Senkel- und Hardt-Zeit ist ein kontinuierlicher Anstieg der Korngröße zu beobachten. Im Hardt-Mb_{aqu} geht der Kalkgehalt gegenüber der Senkel-Zeit wieder zurück. Oft besiedeln mono- oder paucispezifische Faunenassoziationen den Meeresboden. Das Wiedenest-Fm_{aqu} beginnt mit sandigen Sedimenten. Fauna ist darin nur selten enthalten.

Innerhalb von wenigen Zentimetern kann im Vestenberg-Mb. im Bonzeler Raum der Übergang von *Polygnathus hemiansatus* BULTYNCK 1987 zu *Po. ansatus* ZIEGLER & KLAPPER 1976 nachgewiesen werden (Löffelbildung an beiden Seiten der Plattform; vgl. Fossiliste im Anhang). Im Blauen Bruch ist eine erste *ansatus*-Form bislang erst aus den höheren Lagen des *discooides*-Kalkes bekannt (frdl. mdl. Mitt. WALLISER 1996). Es gibt in Bonzel keine Anzeichen für stark verlangsamte Sedimentationsrate, Sedimentationsstillstand oder gar Denudation (s. Kap. II.2.9). Somit darf als wahrscheinlich gelten, daß der Nachweis von *Po. hemiansatus* → *ansatus* in der Hardt-Zeit an anderen Lokalitäten zwar möglich, aber bisher nicht gelungen ist (mit Ausnahme des Profils 'In der Marpe', s. Kap. II.2.8). Das Hardt-Mb. ist an den übrigen bearbeiteten Lokalitäten bis jetzt nicht conodontenstratigraphisch abgesichert. Der mehr oder weniger schlagartige Beginn sandiger Schüttungen (Wiedenest-Zeit) beinahe im gesamten Schelfgebiet macht eine isochrone Faziesentwicklung sehr wahrscheinlich (s. Abb. 2, 3, 4).

Problematisch verhält es sich mit der stratigraphischen Abfolge in der SE-Fazies des Blattes Altena (Kap. II.2.14), insbesondere was den Status der 'Selscheider Schiefer' anbetrifft. Seit FUCHS (1914, 1917, 1923) werden die Begriffe „Selscheider Schichten“, „Selscheider Schiefer“ und „Selscheid-Formation“ sehr unterschiedlich gehandhabt (vgl. z. B. THIENHAUS 1940, HAFFER 1962, MAY 1986, 1993).

„Dunkelblaue bis blaugraue, zumeist milde, dünnspaltende Schiefer, zwischen die nur ganz untergeordnet vereinzelte dünnbankige, feinkörnige Grauwackensandsteine eingeschaltet sind“, gliedert FUCHS (1923: 29) als „Selscheider Schichten“ aus. Sie grenzen im stratigraphisch Liegenden an die „Mühlenbergschichten“, im stratigraphisch Hangenden an den „Sirriner Sandstein“ (vgl. FUCHS 1917: 85). FUCHS differenziert die „Selscheider Schichten“ in „Ohler Schiefer“, „Unnenbergsandstein“ und „Selscheider Schiefer“. Die Selscheider Schiefer sind durch das „oft massenhafte Auftreten von *Calceola sandalina*“ charakterisiert (FUCHS 1917: 83). FUCHS nimmt an, daß der Bonzeler „Tentaculitenschiefer“ DENCKMANNS nördlich vom Ebbesattel offenbar durch einen lokal entwickelten Sandsteinzug, den „Sirriner Sandstein“ vertreten ist: Der „Sirriner Sandstein“ gehöre an die Basis des Oberen Mitteldevons, überlagere die „Selscheider Schiefer“ (Abschluß des unteren Mitteldevons) hier im Raum Selscheid; im Attendorner Raum sei die Basis des Oberen Mitteldevons dagegen durch den „Tentaculitenschiefer“ DENCKMANNS vertreten (FUCHS 1923: 29). Es ist anzumerken, daß FUCHS in seiner Karte Sandsteinpakete verschiedener stratigraphischer Stellung dem „Sirriner Sandstein“ zugeordnet hat. THIENHAUS (1940) parallelisiert den „Sirriner Sandstein“ mit den „Grevensteiner Schichten“, HAFFER (1962) mit den nach seiner Ansicht noch jüngeren „Klippenkopf-Schichten“ (wohl „Klippenkopf“; vermutlich ein Äquivalent des Wiedenest-Fm_{äqu.s.}). Dafür mußte die gesamte Abfolge der Ihmerter Schichten überschoben werden vom „Sirriner Sandstein“. Das erscheint gelinde gesagt sehr zweifelhaft. Überhaupt muß im Raum Iserlohn zunächst geklärt werden, welche stratigraphische Stellung 'Bräkerkopf-Schichten/-Formation', 'Ihmerter Schichten' bzw. 'Ihmert-Formation' und dem 'Klippenkopf-Mb.' bzw. den 'Klippenkopf-Schichten' zukommt; erst dann können diese Begriffe als Zeitäquivalente in den Selscheider Raum übertragen werden. Es wird hier angenommen, daß die Ihmert-Fm., wenigstens zum Teil, der Bonzel-Fm. entspricht und deren Basis dem *otomari*-Event.

In den Erläuterungen zu Blatt Endorf verfährt HENKE (1924) wie FUCHS, untergliedert die „Selscheider Schichten“ aber nicht weiter. Er verweist auf den Faunenreichtum im Waldbach-Tal (: 14), der sich nach freundlicher mündlicher Mitteilung F. LANGENSTRASSENS – in heutigem Sinne – ins hohe Eifelium stellen läßt. Die Abfolge ist älter als Odershausen-Zeit. Darüber scheidet HENKE „Tentaculitenschieferfacies“ aus.

Mit THIENHAUS (1940) schrumpft der Umfang der „Selscheider Schiefer“ auf den unteren Teil der „Selscheider Schiefer“ sensu FUCHS. Die „Selscheider Schichten“ sensu FUCHS umfassen jetzt außerdem noch die „Odershäuser Schichten“ und „Wiedenester Schichten“ (partim), weil er ja die Grevensteiner Schichten mit dem FUCHSSchen Sirriner Sandstein korreliert. Leider entbehrt THIENHAUS' Arbeit jeglicher Fundpunkt-Angaben. Hat er z. B. *Mucrospirifer diluvianus* und *Spinocyrtia (Carpinaria) ostiolata* in demselben Horizont seiner „Selscheider Schiefer“ gefunden, überhaupt an derselben Lokalität? Was die regio typico angeht, ist jedenfalls nicht nachvollziehbar, welche faunistischen Belege vorliegen. Seine „Selscheider Schiefer“ stehen „für die über den Unnenbergschichten liegenden rauhen ... Schiefer, die nach oben von der Fossiltrümmerschicht ... überlagert werden“ (: 15). Es handelt sich dabei um „grünlichgraue, dunkelblaugraue, z. T. gebänderte oder sandig-flaserige, kalkfreie und fossilarme Schiefer“. „Untergeordnet“ stellt er „Einlagerungen von dünnen, grünlichgrauen Sandsteinbänkchen und Anhäufungen von Wurm Spuren“ fest (: 44). Die „Fossiltrümmerschicht“ an der Basis der „Odershäuser Schichten“ soll aus „kalkigen Mergeln mit Fossiltrümmern, Styliolinen, Ostracoden und Crinoidenstielgliedern“ bestehen, „*Spirifer diluvianus*“ enthalten und im „Gehängeschutt ... 100 Schritt südlich des über den Almeckebech führenden Fußweges“ (: 44) zu finden sein. An besagter Stelle ist zwar ein mürbes, teilweise fossilführendes Gestein anzutreffen, jedoch konnte trotz intensiver Suche keine einzige Stylioline entdeckt werden. Nach eigener Kartierung gehört diese Abfolge zum Zeitäquivalent des Bonzelerhammer-Mb.s, und zwar in den unteren Abschnitt, etwa 15 Profilmeter über dem vermuteten *otomari*-Ereignis. 15 Meter blieben also als maximale Mächtigkeit für die „Selscheider Schiefer“ sensu THIENHAUS über den „Unnenbergschichten“ und der „Fossiltrümmerschicht“ übrig (vgl. auch Diskussion in BASSE 1996).

HAFFER (1962) macht die Verwirrung komplett: Da THIENHAUS auf die Angabe eines locus typicus der „Selscheider Schiefer“ verzichtet hat, bestimmt HAFFER dazu den Aufschluß „800 m östlich Selscheid (Bl. Altena, r16680 h78220“ (: 113; hier: Horizont 318-12-IV-... bzw. 318-4712-IV-...). Es handelt hier um „grünlichgraue, braun verwitternde Tonschiefer ..., die stellenweise schwach kalkig sind“ (: 113). Der Aufschluß ist gekennzeichnet durch

ausgesprochen faunenreiche Gesteine. Das widerspricht THIENHAUS' (1940) Ansicht zum Gepräge der „Selscheider Schiefer“ völlig („... z. T. gebänderte oder sandig-flaserige, kalkfreie und fossilarme Schiefer“, *ibid.*: 44; vgl. aber FUCHS 1917: 83).

MAY (1986: 30) meldet *Mucrospirifer diluvianus* aus diesem Aufschluß. F. LANGENSTRASSEN und der Verfasser vorliegender Arbeit haben hier wenige Exemplare von Dacryoconariden gefunden, die sich als *Nowakia otomari*-Vertreter herausgestellt haben (SCHÖNE 1996a). Der locus typicus der „Selscheider Schiefer“ sensu HAFFER (1962) liegt inmitten des Oderhausen-Fm_{aqu.s.} Zu einem ähnlichen Ergebnis kommt BASSE (1996).

MAY (1986) schließlich nennt die Abfolge zwischen „Mühlenberg-Formation“ und „Bräkerkopf-Formation“ jetzt „Selscheid-Formation“ und schlägt somit eine weitere Neufassung des ohnehin schon ziemlich überlasteten Begriffs 'Selscheider' vor. Er faßt die „Selscheider Schiefer“ im Sinne HAFFERS (1962) auf (denn: Bezug auf HAFFERS locus typicus). Dabei ist anzumerken, daß die Bräkerkopf-Fm. vermutlich in die Waldbach- und „Unnenberg-“Zeit gehört. Prüfen wir nun FUCHS' (1923) Auffassung zum „Selscheider Schiefer“ und gehen sozusagen auf die ursprüngliche Bedeutung zurück: Er meint „dünnspaltende Schiefer ... bei dem Dorfe Selscheid“ (: 29) zwischen „Unnenbergsandstein“ und „Sirriner Sandstein“. Nach Auffassung vorliegender Arbeit gehören dazu das gesamte Bonzel-Fm_{aqu} und eventuell auch Teile des Wiedenest-Fm_{aqu.s.}

MAY (1986)	HENKE (1924)	HAFFER (1962)	THIENHAUS (1940)	FUCHS (1923)	SCHÖNE Zeitäquivalent der
? ? ? Klippenkopf-Mb.	Caiquasandstein	? ? ? Klippenkopf-Sch. (=Sirriner Sdst.)	Newberriensch.	? ? Sirriner Sdst. -?-?-?-?	U'Newberrien-Fm.
	? Finnentroper Schichten		Grevensteiner Sch.		Grevenstein-Fm.
	Facies der gebänderten Tonschiefer		Wiedenester Sch.		Wiedenest-Fm.
Selscheid-Fm. Rospe-Mb. (=Odershäuser Sch.) Selscheider Schiefer	Tentaculiten-schieferfacies	Odershäuser Schichten Selscheider Schiefer	Odershäuser Sch. Selscheider Schiefer	Selscheider Schichten	Hardt-Mb. Odershausen-Fm. <small>'locus typicus' der Selscheider Sfr. sensu HAFFER</small>
					Bonzel-Fm. (=Hasenberg-Fm.)
					O' Waldbach-Fm. ? ? Unnenberg-Fm.
					Ohle-Formation
Unnenberg-Sdst. (Bräkerkopf-Fm. ??) Ohler Schiefer	Selscheider Schichten (incl. Waldbach-Tal-Fauna)	Unnenbergsch. (Bräkerkopf-Sch. ?) Ohler Schiefer	Unnenbergsch. Ohler Schiefer	Unnenbergsdst. Ohler Schiefer	O' Waldbach-Fm. ? ? Unnenberg-Fm.
Mühlenberg-Fm.				Mühlenbergsch.	Mühlenberg-Fm.

Tab. 1: Stratigraphische Vergleichstabelle (ausschließlich) für den SE-Bereich der GK 25 Altena 4712 nach Ansicht des Verfassers. Diese korrigierte Parallelisierung widerspricht den Auffassungen der angegebenen Autoren mitunter deutlich. Auch innerhalb der Spalten wurden teilweise erhebliche Veränderungen vorgenommen: Bräkerkopf-, Ihmert- und Klippenkopf-Mb./Sch./Fm. sind nach Ansicht des Verfassers eingegliedert worden (s. dazu Kap. II.2.14 und 15). Das Grundproblem liegt in der Beurteilung der unterschiedlichen Benennung gleicher Schichtfolgen und in der abweichenden Beurteilung der stratigraphischen Stellung des Sirriner Sandsteins und der Selscheider Schiefer. Die Parallelisierung verschiedener Schichtfolgen mit der Basis des FUCHSschen Sirriner Sandsteins ist mit unterbrochener Linie verdeutlicht, die Vorstellung der Autoren zur Lage der Eifel/Givet-Grenze gepunktet hervorgehoben. Sch./sch. = Schichten/-schichten, Sdst. = Sandstein.

Der *otomari*-Event ist nicht als solcher nachweisbar. Faunistische Belege fehlen. Selbst das *otomari*-Intervall kann nur punktuell aufgrund verschiedener zeitkritischer Faunenführung belegt werden. Es erscheint aber sehr sinnvoll,

den Event direkt über den letzten Sandschüttungen anzusetzen, hier also in den noch relativ grobkörnigen dunklen Schiefern W' Selscheid (Horizont 318-12-I-1 bzw. 318-4712-I-1). Der Übergangsbereich zum Wiedenest-Fm_{aqu} ist durch die starke Zunahme sandiger Einschaltungen gekennzeichnet. Der „Sirriner Sandstein“ besteht aus mächtigen Sandsteinbänken und wird hier zum Teil des Wiedenest-Fm_{aqu}s zugeordnet, abermals ohne Faunenbelege.

Den „Unnenbergsandstein“ sensu FUCHS (1923), THIENHAUS (1940) und HAFFER (1962) rechnet der Verfasser vorbehaltlich weiterer Untersuchungen z. T. der Waldbach-Zeit zu. Fazielle Unterschiede mögen dafür verantwortlich sein, daß sich hier von NW her zungenförmig eine sandige Entwicklung bemerkbar macht.

Das zeitliche Äquivalent der Bonzel-Fm. entspricht also am ehesten dem „Selscheider Schiefer“ sensu FUCHS, allerdings gilt das nur unter rein lithologischen Gesichtspunkten. FUCHS hat den „Sirriner Sandstein“ ja als Zeitäquivalent des „Tentaculitenschiefers“ von Bonzel aufgefaßt. Weil obendrein unklar ist, ob das Wiedenest-Fm_{aqu} ebenfalls, vielleicht nur zum Teil zum „Selscheider Schiefer“ zu rechnen ist, wird der neue Begriff 'Hasenberg-Fm.' eingeführt.

Tabelle 1 versucht die verstrickten stratigraphischen Verhältnisse im SE-Bereich der GK 25 Altena 4712, und nur für diesen (!), nach Auffassung des Verfassers zu beleuchten. Dabei ist zu beachten daß die angegebenen Autoren generell durchaus andere Parallelisierungsvorstellungen vertreten (s. o.). Der Verfasser versucht in dieser Darstellung, Schichtglieder gleicher stratigraphischer Stellung unabhängig ihrer unterschiedlichen Benennung durch die verschiedenen Autoren zu parallelisieren.

Wie oben bereits dargelegt, werden die 'Selscheider Schiefer' auf anderen Meßtischblättern von verschiedenen Autoren anders aufgefaßt. In den Erläuterungen zu Blatt Attendorf beispielsweise benutzt CLAUSEN (1978) sie im Sinne der Oberen Waldbach-Zeit, eine bislang gängige Methode bei den allermeisten stratigraphischen Arbeiten (non BASSE 1996).

Bezüglich abweichender Ansichten früherer Bearbeiter (s. Tab. 1) zur Parallelisierung auf Blatt Altena sei auf die Originalliteratur verwiesen. LANGENSTRASSEN & SCHÖNE (in Vorb.) werden ihren Beitrag zur weiteren Klärung der Verhältnisse in Kürze publizieren.

II. 2 Profile: Litho- und Biofazies

Auf den folgenden Seiten sind die Profile schematisch dargestellt. Rechts neben den Säulenprofilen stehen die Ziffern der signifikanten, beprobten Horizonte, deren Fossilgemeinschaft im Anhang aufgelistet ist. Weiter voneinander entfernt liegende Fundpunkte innerhalb eines Bearbeitungsgebiets sind zum Teil auf einem Kartenausschnitt verzeichnet. Dort ist auch eine Kartierung zu finden. Für wenige Aufschlüsse ist eine Aufschlußskizze mitgeliefert. Lithologie und Fauna werden knapp besprochen und daraus die Fazies abgeleitet. Die Daten der quantitativ erfaßten Horizonte sind gleichermaßen im Anhang aufgeführt. Die Verarbeitung, Interpretation und Diskussion folgt dann in späteren Kapiteln.

II.2.1 Blauer Bruch (1), Abb. 5

Die Odershausen-Fm. (s. WALLISER & SCHÖNE, in Vorb.; vgl. WÖRMANN 1990) beginnt mit sehr Styliolinen-reichen, schwarzen Tonschiefern über hellen Kalken (*kockelianus*-Zone, vgl. WALLISER & SCHÖNE, in Vorb.) und damit wechselgelagerten mittel- bis dunkelgrauen oder rötlich-mittelgrauen Tonschiefern der „kalkigen Übergangsschichten“. Die wahrscheinlich etwa 3 m mächtige Abfolge ist an dieser Lokalität (Blauer Bruch, aufgelassener Steinbruch am Fuß des Galgenbergs am Wenzigeröder Weg, unterhalb des Luisenhofes, 800 m SE' Bahnhof Bad Wildungen/Ense, r10060, h64240, GK 25 Bad Wildungen 4820) intensiv spezialgefaltet, tektonisch gestört, verschuppt und boudiniert. Sie besteht aus dunklen und helleren allodapischen Kalken (Styliolinen-Echinodermen-Packstones, oben auch Echinodermen-Dacryoconariden-Wackestones, tw. mit Bioturbation!) und überwiegend schwarzen, kalkarmen Tonschiefern. Nach oben hin steigt der Kalkgehalt und werden die Tonschiefer heller. Deutlich hellere Farbtöne erscheinen mit Bank „D“. Diese Kalkbank ist verglichen mit Kalken weiter im stratigraphisch Hangenden zwar noch relativ dunkel, aber sowohl im frischen wie im angewitterten Zustand heller als solche im Liegenden. Bank „D“ bildet die Basis des 'discooides-Kalkes' (vgl. WALLISER & SCHÖNE, in Vorb.; Abb. 5a). Die 2-3 cm Tonschiefer über „D“ sind dunkelgrau (deutlich heller als Tonschiefer unter „D“), dann folgen violettfarben-hellgraue knollige Kalke. Bank „D“ enthält den ersten typischen

Polygnathus hemiansatus, dessen Einsetzen die Basis der Givet-Stufe markiert (vgl. WALLISER 1991b, WALLISER et al. 1995).

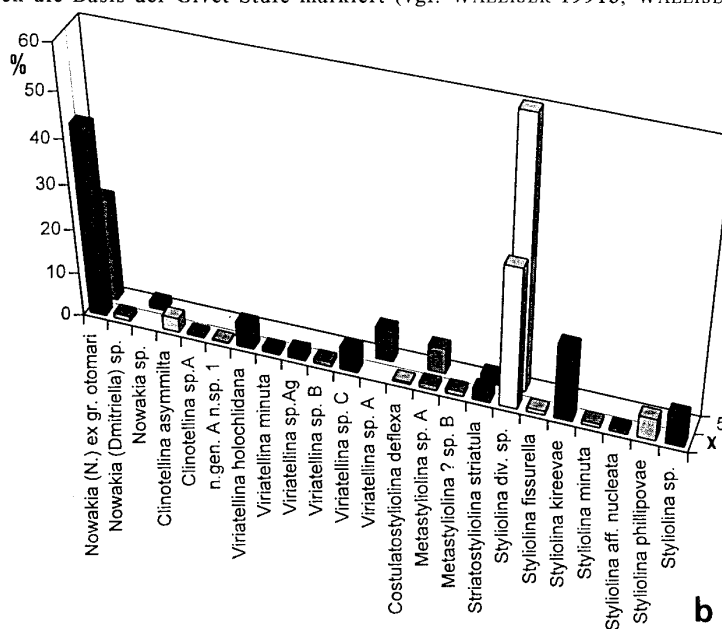
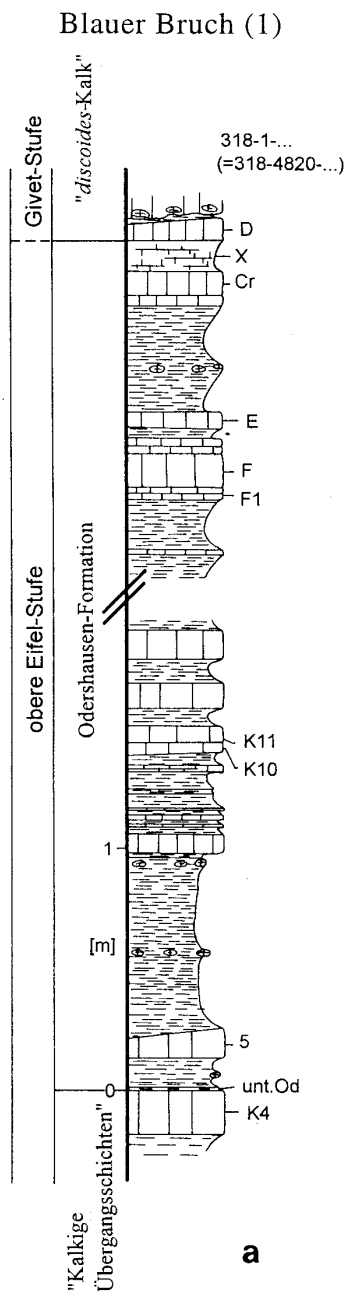


Abb. 5: Blauer Bruch: Säulenprofil (a) und die Dacryoconariden-Häufigkeits-Trends (b). (Legende s. Abb. 19.)

Zur Fauna der Tonschiefer gehören hauptsächlich Dacryoconariden, inartikuläre Brachiopoden und *Buchiola* (möglicherweise benthisch lebende Fauna, s. Kap. III.1). Fehlende Bioturbation in den schwarzen Tonschiefern deutet auf fast anoxische Bedingungen im Boden hin. Auf der Sedimentoberfläche könnte aber ein geringer Sauerstoffgehalt vorhanden gewesen sein, den die auf mikrobiell verhärtetem Sediment siedelnden Epibenthonten benötigten. Die Strömungen waren, wenn überhaupt vorhanden, sehr schwach: Meistens liegen die Dacryoconariden unregelmäßig auf den Schichtoberflächen. Die Kalke sind auf sturminduzierte Schüttungen zurückzuführen: Auf den nahegelegenen Karbonatschwellen lebte ein reiches Benthos (z. B. Crinoiden etc.). Tiefer gelegene Becken (Blauer Bruch) nahmen im Gegensatz zu den Schwellenregionen reichlich Detritus auf (vgl. MEISCHNER in HORN et al. 1972). Wie in Kapitel IV.1.4 gezeigt werden wird, werden die Kalke (und auch die Dacryoconariden-Fauna) wegen ausgesprochen sauerstoffarmer Bedingungen in Bodennähe nicht bzw. nur unwesentlich gelöst. Das gilt auch für einige Schieferhorizonte.

Die Dacryoconariden-Vergesellschaftungen sind anfänglich gering divers und werden von Styliolinen dominiert (Horizont 318-1-5 bzw. 318-4820-5). Diversität und Anteil der skulptierten Formen steigen weiter oben im Profil relativ prompt an (Horizont 318-1-X bzw. 318-4820-X). Weder die Tonschiefer

noch die Kalke unter Bank „X“ sind besonders reich an verschiedenen Dacryoconariden-Taxa (vgl. Abb. 5b).

II.2.2 Hellbecke-Tal (2)

Vom Hellbecke-Tal auf GK 25 Brilon 4617 beschreibt MÜLLER (1990b) in einem Exkursionsführer siltige, graublau, teilweise ockerig verwitternde Tonschiefer mit *Mucrospirifer diluvianus*, *Kerforneidictyum ? roemeri* (DÖRING 1922) usf. Der Fundpunkt (Horizont 318-2-1-2 bzw. 318-4617-1-2) datiert in das Freilingium, genauer die Senkel-Zeit. Die fossilreichen Partien werden von sehr fossilarmen, braungrauen oder olivgrünen, feinschieferigen,

schwach siltigen Tonschiefern (ockerig verwitternd, deshalb 'Ockerschiefer', vgl. MÜLLER 1965, Teil der „kalkigen Crinoiden- und Bryozoenschiefer“ PAECKELMANNS z. B. 1934, 1936) des unteren Bonzel-Fm_{äqu.} unterlagert (Horizont 318-2-I-1 bzw. 318-4617-I-2).

Nach anfänglich ungünstigen Lebensbedingungen in Bodennähe etabliert sich mit zunehmender Sauerstoffversorgung und erhöhtem Sedimenteintrag eine benthosreiche Community. Der Lebensraum befand sich in etwas tieferen Meeresbereichen als die Meinkenbrachter Senkel-Community. Die Diversität ist weitaus geringer als dort. *Pseudocamarophoria*, *Kerforneidictyum* und *Procteria* (*Granulidictyum*) kommen noch zahlreich vor und kennzeichnen damit noch den stärkeren Tentaculitenschiefer-Fazies-Einfluß, i. e. sauerstoffdefizitäre Fazies.

II.2.3 Heggen-Schederberge (3)

Das Profil entlang der Straße von der ehemaligen Lungenheilstätte Beringhausen (jetzt Veramed-Klinik, Krebsklinik) nach Heggen ist das stratigraphisch am schwierigsten einzustufende aller bearbeiteten Profile. Die Faunenerhaltung ist überwiegend schlecht, kritische Fauna sehr selten. MÜLLER (1965) führt leider in seinen Fossilisten die einzelnen Fundpunkte nicht immer separat auf. Die Erstellung eines Säulenprofils bedarf eingehender Kartierarbeiten, auf die hier verzichtet wurde, weil die Unsicherheiten der stratigraphischen Verhältnisse durch vorliegende Untersuchung bislang nicht beseitigt werden konnten (auch keine Conodonten!). Ob die gesamten „Ockerschiefer“, nur ein Teil derselben oder ob sie überhaupt nicht zeitlich mit der Bonzel-Fm. zusammenfallen, bedarf weiterer Überprüfung; genauso ist fraglich, ob sämtliche als 'Ockerschiefer' deklarierten Abfolgen wirklich isochron sind. Selbst die Fauna der angeblichen 'Bonzeler Grenzschicht' vom Hof Schederberge (Horizont 318-3-III bzw. 318-4615/16-III; vgl. MÜLLER 1965) ist wenig aussagekräftig. Die Trilobiten lassen eher auf eine ältere (frdl. mdl. Mitt. BASSE 1995) Schichtenfolge (vielleicht Waldbach-Zeit) schließen. Einige Indizien sprechen für ein Bonzel-Alter: viele dunkelgraue, fossilarme Schiefer (z. B. Horizont 318-3-III-1 bzw. 318-4615/16-III-1) und der Atrypiden-Reichtum in höheren Partien (Horizont 318-3-obh. Stbr. bzw. 318-4615/16-obh. Stbr.). Die Waldbach-Zeit ist durch *Arduspirifer*, zahlreichen Pentameriden – große Pentameriden bleiben während der Bonzel-Zeit überall eine große Seltenheit –, Crinoiden und fenestelliden Bryozoen (Horizont 318-3-„Klär“ bzw. 318-4615/16-„Klär“, Kläranlage) sowie *Spinocyrtia ostiolata* (VON SCHLOTHEIM 1820) (s. auch MÜLLER 1965, THIENHAUS 1940) belegbar. Das Straßenprofil Veramed-Klinik-Heggen könnte – mehr oder weniger – nahe der Grenze Waldbach/Bonzel-Fm_{äqu.} verlaufen (Bereich r54000, h88400 bis r53460, h88600; Fundpunkte 318-3-III-... bzw. 318-4515/16-III-...).

Im Gebiet um Löllinghausen (GK 25 Meschede 4615: Erdarbeiten Mai 1995, W-Ortsausgang Löllinghausen, r53080, h86525 bis r53020, h86510) stehen noch die leicht verwitternden „Reister Schiefer“ (LOTZE 1928) an. Innerhalb weniger hundert Meter in nordöstlicher Richtung müßte ein gewaltiger Fazieswechsel als Erklärung oder Störung erhalten, wenn die bislang gängige stratigraphische Zuordnung der im allgemeinen relativ benthosreichen Schiefer zwischen Heggen, Veramed-Klinik und Hof Schederberge zum Bonzel-Fm_{äqu.} korrekt ist.

Trotz aller Einwände ist den Arbeiten von EBERT (1961), MÜLLER (1965) und THOME (1968) hier gefolgt worden. Die zum Teil reichen Benthos-Vergesellschaftungen mit großen Taxa sprechen für günstige Lebensbedingungen am Meeresboden und sind bathymetrisch zwischen Bahnhof Linde und Raum Selscheid einzuordnen. Der mäßig hohe Silt- und Feinsandanteil der mitunter mergeligen Tonsiltschiefer weist auf ein relativ bewegtes Milieu hin. Intensive Durchwühlung mancher Horizonte durch *Chondrites* sp. (relativ große Bohrlochdurchmesser) kennzeichnet ausreichende Durchlüftung des Bodens. In verschiedenen, vor allem den höheren Partien des Bonzel-Fm_{äqu.} dominieren wegen des mobilen Weichsubstrats Taxa mit großer Auflagefläche (*Protodouvillina*).

II.2.4 Raum Remblinghausen (4), Abb. 6

Im Tal der Kleinen Henne (GK 25 Meschede 4615) treten schwarze Tonschiefer mit etwas helleren Feinstsiltbändern (cm-Bereich) zutage, die u. a. *Nowakia otomari* beinhalten. Die Abfolge (den „Reister Schiefer“ und „Tentaculitenschiefern“ LOTZES 1928 entsprechend, ebenso den „Tentaculitenschiefern“ PAECKELMANNS 1934, EBERTS 1961, MÜLLERS 1965 und THOMES 1968) ist 60-70 m mächtig, stark verfaltet und durch zahlreiche streichende Störungen zerschnitten (Abb. 6a). Dennoch ist eine Zunahme des Karbonat- und Siltgehalts zum stratigraphisch Hangenden hin erkennbar (Abb. 6b). MÜLLER (1965) berichtet sogar von einer Kalkbank (Äquivalent der 'Bonzeler Grenzschicht'), die trotz intensiver Bemühungen nicht mehr entdeckt werden konnte. Von der unterlagernden Serie (Waldbach-Fm_{äqu.}) hebt sich das Meinkenbracht-Fm_{äqu.} nur schwach ab, nämlich durch einen

höheren Tongehalt und dunklere Farben. Die Äquivalente der Wiedenest-Fm. sind deutlich grobkörniger. Die Fauna besteht aus, nicht selten eingesteuerten (Horizont 318-4-II-a bzw. 318-4615-II-a und Abb. 6c), Dacryoconariden, mitunter auch winzigen Muscheln. Die Richtung des konisch zulaufenden Endes der Dacryoconariden wurde auf der Schichtfläche einer orientiert entnommenen und unter Berücksichtigung des tektonischen Baustils zurückrotierten Probe bestimmt. Die konischen Objekte weisen mit ihrem spitzen Ende in die Richtung der Strömung.

Die Tiefe des Ablagerungsraums dürfte noch größer als die des Bonzel-Fm_{äqu.}s im Bereich der Listertalsperre gewesen sein (Schelfhang). Die Fazies beider Gebiete ähneln sich aber sehr. Schwache Bodenströmungen (Konturite) könnten geringe Mengen an Sauerstoff herbeigeführt und den in beiden Gebieten vorhandenen winzigen Muscheln eine Überlebenschance geboten haben.

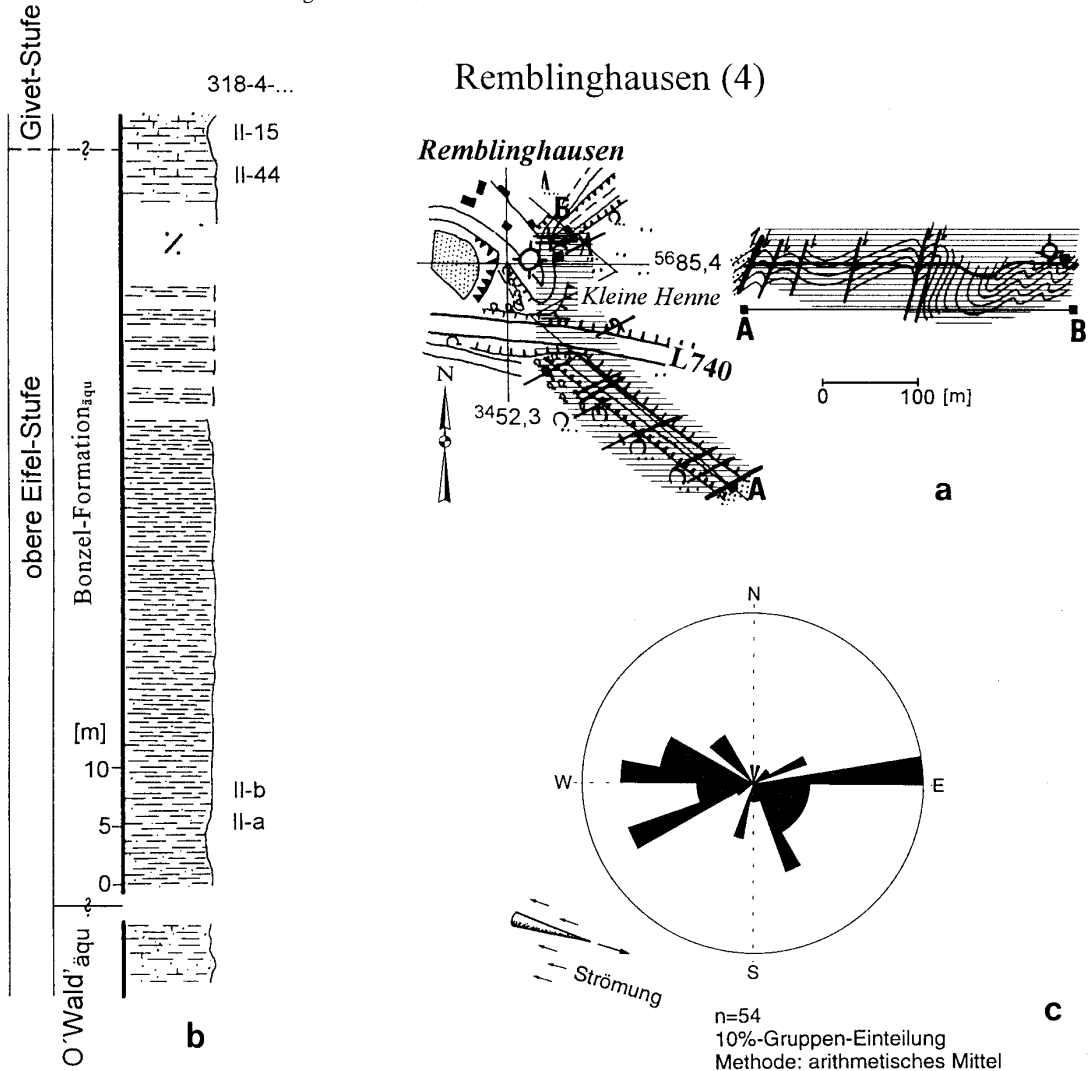


Abb. 6: Profil Remblinghausen: Säulenprofil (b), Einsteuerung von Tentaculiten (c) und eine geologische Kartierung des Tals der Kleinen Henne SE Remblinghausen (a). (Legende s. Abb. 19.)

II.2.5 Ehemaliger Bahnhof Bremke (5), Abb. 7

Das zeitliche Äquivalent der Bonzel-Fm. (an dieser Stelle nach der Kartierung LOTZE 1928 = Grenzbereich Selscheider Schichten/Tentaculiten- und Reister Schiefer, nach EBERT & MÜLLER 1973 = Grenzbereich Tentaculitenschiefer/Wiedenester Schichten) besteht in den unteren Partien aus graubraunen bis dunkelgrauen, siltigen Tonschiefern und zahlreichen Stylioliniten. Die Basis der Fm. bildet ebenfalls ein Styliolinit, dem schwarze

bis dunkelgraue Tonschiefer mit wenigen *Nowakia otomari*-Individuen folgen (Horizont 318-5-BfBr101 bzw. 318-4715-BfBr101; vgl. Abb. 7b). Ein markanter Gesamtdiversitäts-Einbruch fällt auf. Dunkle Tonschiefer sind aber auch bereits in die stärker siltigen, auch Siltsteine führenden höheren Abschnitte des Waldbach-Fm_{äqu.} eingelagert (vgl. auch Abb. 7c).

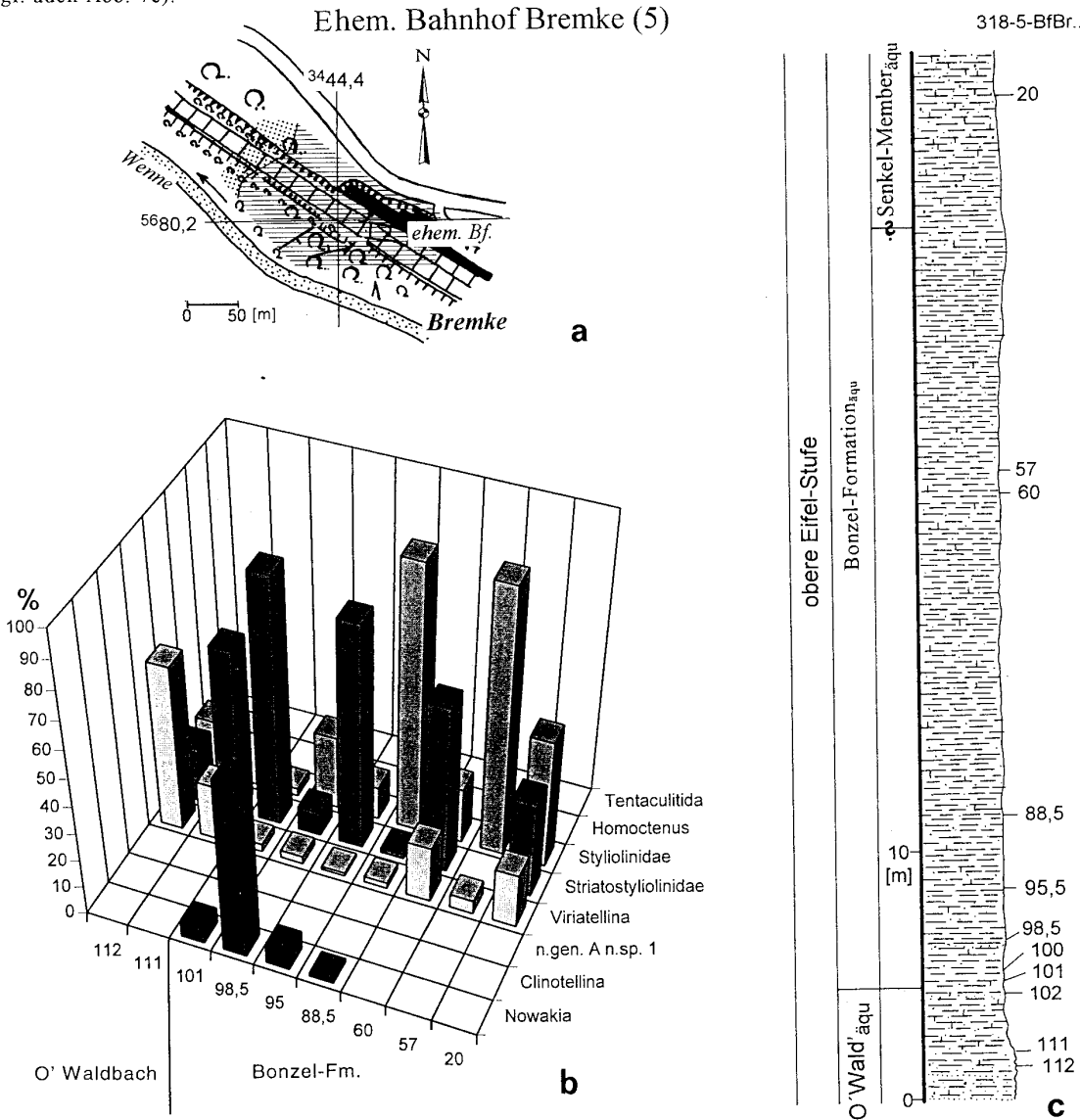


Abb. 7: Ehem. Bahnhof Bremke: Kartierung (a), Säulenprofil (c), Die Häufigkeitsverteilungen der Tentaculiten (b) lassen den *otomari*-Event („98,5“) deutlich hervortreten. Auffällig ist der Striatostylioliniden-Reichtum. (Legende s. Abb. 19.)

Mit vergleichsweise seichteren Meerestiefen im unteren Teil der hiesigen Abfolge sind bemerkenswerterweise zahlreiche Striatostyliolinidae und Nowakien assoziiert (Abb. 7b); ein Phänomen, das auch in Meinkenbracht (Hardt-Mb.) zu beobachten ist. Später vertieft sich der Ablagerungsraum soweit (Horizonte 318-5-BfBr88,5 bzw. 318-4715-BfBr88,5, -BfBr60, -BfBr57), daß mehr Styliolinen und Striatostylioliniden als Viriatellinen und Nowakien auftreten (ebenfalls Abb. 7b; der Verfasser interpretiert dieses Phänomen als Hinweis auf Vertiefung). Schließlich geht die relative Anzahl der Styliolinen und Striatostylioliniden wieder zurück.

Der Silt/Sandgehalt nimmt im Bonzel-Fm_{äqu} schnell zu. Das jüngste aufgeschlossene Gestein ist vielleicht dem Senkel-Mb_{äqu} zuzuordnen: Der Karbonatanteil ist etwas höher, das Gestein verwittert mürbe, ockerfarben. Benthische Fauna und Wasserbewegung (Schill!) haben zugenommen. Außerdem steigt die Gesamtdiversität. Nach den zunächst sehr lebensfeindlichen Bedingungen in Bodennähe, nimmt der Sauerstoffgehalt anscheinend zu und ermöglicht die Besiedlung des Meeresbodens durch Epi- und sogar Infauna. Nuculide Muscheln und schwache Bioturbation geben über entsprechende Verhältnisse im Sediment Aufschluß. Epibenthonten sind relativ wenig vertreten. Dazu zählen *Buchiola*, *Pterochaenia*, winzige Muscheln und *Cyrtina*. Orthotheciden (Hyolitha) repräsentieren das vagile Epibenthos. Die Hyolithenfauna (Horizont 318-5-BfBr88,5 bzw. 318-4715-BfBr88,5) ist einzigartig im Arbeitsgebiet. Die Dacryoconariden sind zum Teil eingesteuert (also herrschten schwache Bodenströmungen).

Verglichen mit den Lokalitäten Listertalsperre, Remblinghausen und Menkhausen ist der grobklastische Anteil in den Gesteinen des Bahnhof Bremke-Profiles höher, ebenso die Sedimentationsrate. Die Tiefe des Ablagerungsraums war geringer gewesen und befindet sich auf dem äußeren Schelf nahe des Schelfrandes. In unmittelbarer Nähe setzen bereits die typischen schwarzen Tonschiefer vom Typ Remblinghausen (= „Reister Schiefer“ LOTZE 1928) ein (NNE' Bremke, Böschung entlang eines 'Siepens', r45170, h80400). Sie lassen sich außerdem gut in Landenbeck (Kapelle, r48150, h80600) oder Beisinghausen (Dorfplatz, r46450, h80300) untersuchen. Trotz des Nachweises von *Nowakia* ex gr. *N. (N.) otomari*, dem typischen Fossil ab der *ensensis*-Zone sind einige Zweifel bezüglich der stratigraphischen Zuordnung angebracht; *Nowakia* ex gr. *N. otomari*-Formen sind auch aus der oberen *kockelianus*-Zone bekannt (s. Kap. II.2.9). Vielleicht handelt es sich eben doch um das O'Waldbach-Fm_{äqu} (ähnlich LOTZE 1928). Plausibel wäre auch die Zuordnung zum Hardt-Mb_{äqu} (ähnlich EBERT & MÜLLER 1973): Die Striatostyliolinidae könnten Leitcharakter besitzen. Der fast unglaubliche Fazies-Wechsel (s. o.) wäre dann außerdem besser erklärt.

II.2.6 Menkhausen (6), Abb. 8

Das Dorf Menkhausen liegt in einer morphologischen Depression, die von leicht verwitternden, Dacryoconariden-führenden Gesteinen gebildet wird (Abb. 8a). Die ca. 56 m mächtige Abfolge, wegen Ähnlichkeiten mit der Bonzel-Fm. als Bonzel-Fm_{äqu} bezeichnet, ist vom Waldbach-Fm_{äqu} nur anhand des tonigeren Gepräges zu unterscheiden. Die Obergrenze ist einfacher zu bestimmen. Mit dem Einsetzen von Siltschiefern und Sandsteinen endet das Bonzel-Fm_{äqu} (im wesentlichen mit der Abgrenzung der 'Tentaculitenschiefer' durch EBERT & MÜLLER 1973 konform).

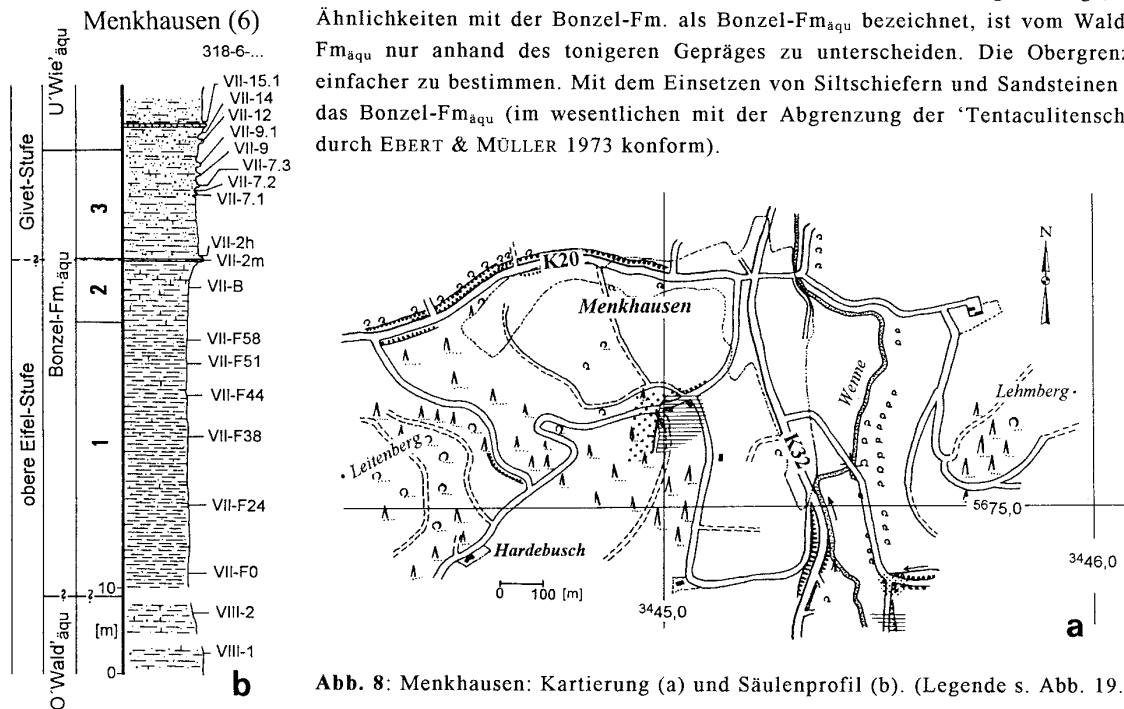


Abb. 8: Menkhausen: Kartierung (a) und Säulenprofil (b). (Legende s. Abb. 19.)

Das Bonzel-Fm_{äqu} beginnt mit dunkelgrau-schwarzen, mürbe braun verwitternden Tentaculitenschiefern. Der Karbonat- und Siltgehalt steigt zum Hangenden hin an. Ein Styliolinit im höheren Abschnitt der Abfolge ist nach

Conodonten in die *ensensis*- bis *hemiansatus*-Zone einzustufen. Der grobklastische Anteil wächst nach oben weiter an, bis Siltschiefer und Sandsteine der Wiedenest-Zeit einsetzen (Abb. 8b).

Der siltig/sandige Styliolinit (Horizont 318-6-VII-2m bzw. 318-4715-VII-2m = karbonatischer Styliolinen-Mudstone) enthält eine parautochthone bis allochthone benthische Fauna und ist stark durchwühlt. Die Sauerstoffverhältnisse am Boden haben allerdings fast während der gesamten Bonzel-Zeit eine dauerhafte benthische Besiedlung verhindert. Als Ablagerungsraum kommt der Übergangsbereich Schelf/Becken infrage.

II.2.7 Meinkenbracht (7), Abb. 9

Als zeitliches Äquivalent der Bonzel-Fm. (s. Bonzel) wird auf der GK 25 Endorf 4714 hiermit die Meinkenbracht-Fm. (loc. typ. Hof SCHELLE, s. u.) ausgeschieden, benannt nach der gleichnamigen regio typico (Abb. 9b). Die Bezeichnung ist seit der Diplom-Arbeit von FRITZ (1989) intern, d. h. in der „Sauerland-AG“ des IMGP Göttingen (WALLISER/LANGENSTRASSEN) im Gebrauch (s. z. B. PLASSMANN 1990, MÖRCHEN 1992, HERING 1992, BRAATZ 1992, KAISER 1993, SCHÖNE 1994).

Unsicherheiten bezüglich Mächtigkeit und Abgrenzung konnten durch intensive Schurfarbeiten hier teilweise beseitigt werden. Die etwa 190 m mächtige Abfolge besteht zum überwiegenden Teil aus mittel- bis dunkelgrauen, im frischen Zustand bläulichen, schwach karbonatischen Tonsilt-Schiefen mit Siltstreifung. Im höheren Teil entwickeln sich daraus schnell siltige Mergelschiefer mit Kalkknollen und kalkige Lagen (vgl. LOTZE 1928: 16 = „kalkige Grenzschicht“ bei Wenholthausen), wobei der grobklastische Anteil zunimmt (Abb. 9a). Die Untergrenze der Meinkenbracht-Fm. bildet ein Styliolinit (, parallelisierbar mit Gesteinen in denen Styliolinen deutlich vorherrschen wie z. B. in Bonzel oder im Blauen Bruch) (Abb. 9d). [Die Waldbach-Fm. wird derzeit von Dr. F. LANGENSTRASSEN bearbeitet und aufgestellt.] Der Übergang zum Wiedenest-Fm_{aqu} ist nicht so messerscharf ausgebildet, sondern durch einen kontinuierlich wachsenden Silt/Sand-Gehalt gekennzeichnet. Aus lithologischen Erwägungen kann die Meinkenbracht-Fm. in vier Member untergliedert werden.

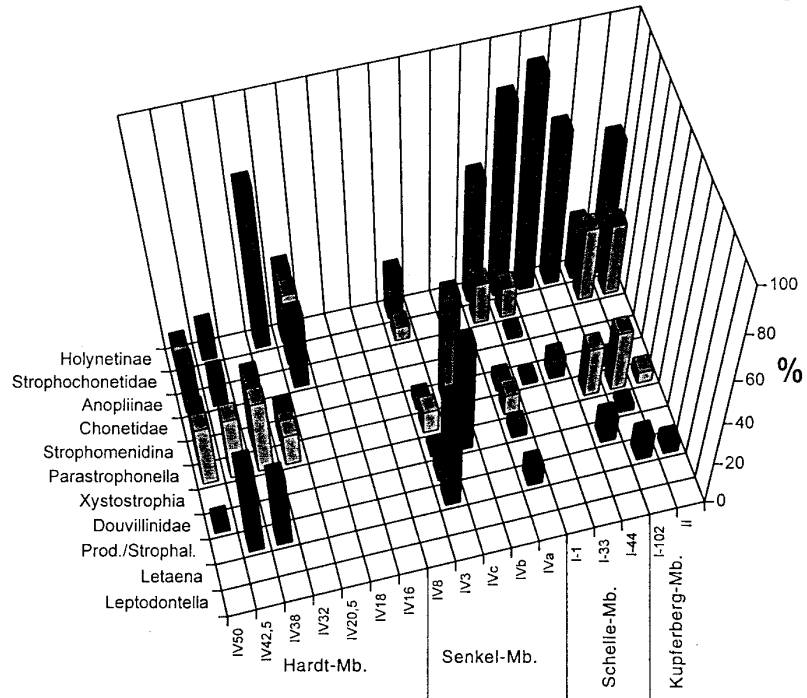
Das ungefähr 55 m mächtige Kupferberg-Mb. (Kupferberg S' Meinkenbracht; loc. typ. = Schurf an Wegeböschung am Fuß des Kupferbergs E' der Linnepe, r36255, h82075, Horizont 318-7-Kupf-44 bzw. 318-4714-Kupf-44) zeichnet sich durch häufige Einschaltungen mürber Partien aus (Horizonte 318-7-Kupf-44 bzw. 318-4715-Kupf-44, -Kupf-a, -I-102). Neben dem Basis-Styliolinit (einige cm mächtig) enthalten auch andere Partien gelegentlich reichlich Dacryoconariden. Im höheren Teil der Waldbach-Fm. (Meinkenbrachter Fazies) deutet sich die Tentaculitenschiefer-Fazies zwar allmählich an (Horizont 318-7-Kupf-Sel? bzw. 318-4714-Kupf-Sel?); aber erst in der Meinkenbracht-Fm. sind häufiger Exemplare von *Nowakia otomari* vorhanden, und erst hier nimmt der Anteil gröberklastischer Schüttungen schlagartig ab. Andere mürbe, Sturm-induzierte Lagen enthalten allochthone bis parautochthone benthische Fauna. Dünnere Schalen sind oft fragmentiert und gelten als weiteres Indiz für Transport. Dacryoconariden lassen sich auch in den mm-mächtigen Tempestiten (bzw. Densititen sensu ROUSHAN 1986) finden.

Distale Tempestiten werden im überlagernden Schelle-Mb. (loc. typ. = Einfahrt Hof SCHELLE, Meinkenbracht, r36310, h83260, Horizont 318-7-I-1 bzw. 318-4714-I-1; ss007/34, sf158/57) seltener. Die Untergrenze zum Kupferberg-Mb. ist schwer zu fassen, die Obergrenze dagegen besser: Faunenreichtum und Artenspektrum steigen im Senkel-Mb. nahezu sprunghaft an (Abb. 9e), gleichzeitig wird das Gestein mürber und der Anteil der planktisch lebenden Fauna sinkt (Abb. 9c). Kupferberg- und Schelle-Mb. ähneln einander bezüglich des Fauneninhalts. Häufig sind, nestartig angereichert oder im Sediment verteilt, *Holynetes* (Abb. 9e), *Skenidioides*, *Pseudocamarophoria* und *Reticulariopsis*, daneben nuculide Muscheln. Doppelklappige Exemplare bleiben eher die Ausnahme, oft liegen die kaum fragmentierten Einzelklappen (teilweise Erhaltung der Randstacheln bei Chonetiden) aber noch nahe beieinander.

Die parautochthone, kleinwüchsige, artenarme Fauna weist auf zeitweise günstige, dennoch restriktive Siedlungsbedingungen hin. Zu den limitierenden Faktoren zählen hauptsächlich Sauerstoffgehalt (vgl. Kap. IV.2) und Sedimentationsrate. Hoher Sedimenteintrag hat die Ansiedlung dünnschaliger, kleiner Taxa oft vereitelt. Bedingt durch den hohen Siltgehalt war der Boden bis in eine gewisse Tiefe hinein nicht anoxisch und dadurch mitunter recht intensive Bioturbation möglich gewesen, was umgekehrt epibenthische Besiedlung limitierte („trophic-group amensalism“, RHOADS & YOUNG 1970). Besonders nach Sturmereignissen waren die Sauerstoffverhältnisse im Sediment besser: Davon zeugen Macheridia: Die glatte Oberflächenbeschaffenheit und die Orientierung der Sklerite von *Turrilepas* weisen auf infaunale Lebensweise hin (vgl. DZIK 1986).

← **Abb. 9:** Für den Raum Meinkenbracht sind dargestellt ein Säulenprofil (a) und eine Kartierung mit den wichtigen Grenzen und tektonischen Verhältnissen (b). Der Anteil planktisch lebender Fauna sinkt im Laufe des *otomari*-Intervalls kontinuierlich („II“ bis „3“), steigt aber mit der Vertiefung des Ablagerungsraumes zur Hardt-Zeit („20,5“ ff.) nochmals an (c). Die Striatostyliolinidae sind besonders während der Hardt-Zeit vertreten (d). Styliolinen dominieren während des *otomari*-Intervalls. Stärker ornamentierte Dacryoconariden werden erst später häufig. (Legende s. Abb. 19.)

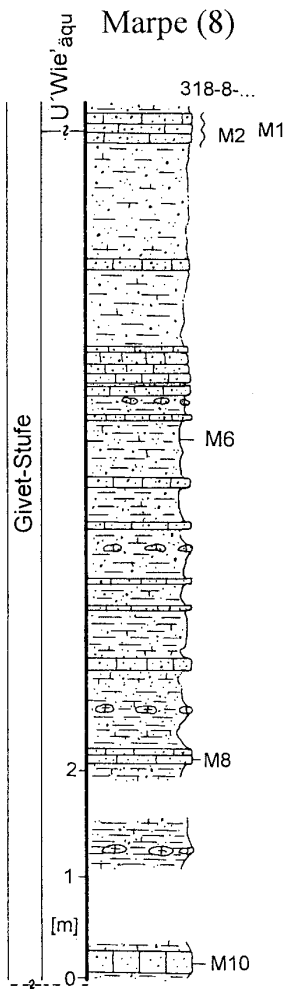
Abb. 9e: Am Beispiel der Strophomeniden ist für den Raum Meinkenbracht die Zunahme des Artenspektrums (von „II“ nach „IV3“) dargestellt (c). Hier wird außerdem die Veränderung der Faunenstruktur deutlich: Vorherrschaft der Holynetinae zur Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit („II“ bis „I-1“), niedrigdiverse Gemeinschaften [beachte: allochthone Fauna (z. B. „I-102“) durch Sturm-induzierte Schüttungen], hochdiverse Vergesellschaftungen zur Senkel-Zeit („IV3“). (Legende s. Abb. 19.) →



Die Untergrenze des Senkel-Mb.s (loc. typ. = Böschung unterhalb des Hauses „Im Senkel 10“, r36185, h83385; ss335/35, sf155/50) ist nur aus Schürfen zu erschließen. Der Faunenreichtum und die Individuenzahl steigen unvermittelt deutlich an (vgl. beispielhaft das Verhalten der Strophomeniden, Abb. 9e). Größere Epibionten treten auf. Die Mergelschiefer sind von brauner Farbe (im angewitterten Zustand). Im höheren Abschnitt des 18 m mächtigen Mb.s häufen sich Kalkknollenlagen mit einer reichen benthischen Fauna. Abschließend ist eine Kalkbank (oder mehrere ? Kalkbänke, vgl. dazu z. B. LOTZE 1928: 16 und s. u.) entwickelt, deren Mächtigkeit möglicherweise bei einem Meter liegt. Die unsichere Angabe ist auf eine Überschiebung an dieser Stelle zurückzuführen. [Während der Verlegung einer Erdgasleitung im Jahr 1994 am Uchtenberg bei Grevenstein war u. a. das Senkel-Mb. zugänglich gewesen. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. LANGENSTRASSEN sind dort mehrere unreine Kalkbänke (*ensensis*- bis *hemiansatus*-Zone, Horizont 318-4614-EGL) ausgebildet.] Die höhere Umlagerungsrate wird durch verschiedene, tolerante Faunenelemente (*Reticulariopsis*, *Mucrospirifer* und *Adolfia*; vgl. CARLS et al. 1993 und Kap. IV) angezeigt und kann durch Mikrofazies-Untersuchungen bestätigt werden. Allerdings spricht die zum Teil vollkörperlich erhaltene Fauna für Parautochthonie und mäßigen Transport. Die Kalkknollen (Horizont 318-7-IV-3 bzw. 318-4714-IV-3) sind Crinoiden-Wackestones. Die Crinoiden-Ossikel sind angebohrt und lagen deshalb wohl einige Zeit vor ihrem Transport und der Einbettung exponiert auf dem Meeresboden. Die Kalkbank (Horizont 318-7-IV-8 bzw. 318-4714-IV-8) zeichnet sich aus durch einen hohen Silt/Sandanteil, starke Bioturbation und angebohrte Mikrobioklasten (siltiger bioklastischer Wackestone mit Korallenbruchstücken). Im oberen Abschnitt der Kalkbank [Horizont 318-7-IV-8(o) bzw. 318-4714-IV-8(o)] ist der Siltgehalt geringer (Gradierung!), Korallen fehlen. Conodonten aus den Kalkknollen melden PLASSMANN (1990: 25) und LANGENSTRASSEN (frdl. mdl. Mitt., det. WALLISER). Ein erster typischer *Polygnathus hemiansatus* (Basis Givetium) tritt aber erst in der Kalkbank [Horizont 318-7-IV-8(o) bzw. 318-4714-IV-8(o)] auf.

Die Mächtigkeit des Hardt-Mb.s (loc. typ. Waldrandwegböschung unterhalb des Höhenrückens „Hardt“, r36115, h83400) kann wegen zahlreicher Störungen nur geschätzt werden, und zwar auf 17 m. Es handelt sich um kalkige

und kalkarme, siltig-sandige Tonschiefer und Mergelschiefer. Einige Lagen zeichnen sich gerade durch ihre paucispezifischen Faunen aus. Unter den Dacryoconariden herrschen bemerkenswerterweise die Meta- und Costulatostyliolinen vor (Abb. 9d). Vielleicht bevorzugen sie größere Wassertiefe (vgl. ehem. Bahnhof Bremke, Kap. II.2.5) oder sind leitend für die Hardt-Zeit. Die Obergrenze des Hardt-Mb.s entspricht jener der Meinkenbracht-Fm. Mit der deutlichen Zunahme an grobklastischen Sedimentanteilen beginnt die Wiedenest-Fm. Bereits während der Oberen Waldbach-Zeit nimmt die Tiefe des Ablagerungsraumes zu, verschlechtern sich die Lebensbedingungen am Boden. Pelitische, siliziklastische, karbonatarne Sedimente dominieren. Gelegentliche Einschaltungen cm-mächtiger Silt/Sandschüttungen werden als distale Sturm-induzierte Ablagerungen interpretiert. Eine Intensivierung der zuvor eingeleiteten Bedingungen folgt mit dem *otomari*-Event. Nur gelegentlich ist eine reichere Besiedlung des Bodens möglich. Dabei können mitunter sogar kleine Korallen existieren. Exzeptionelle Sturmereignisse haben nur geringe Auswirkungen am Boden: Aufarbeitung und Umlagerung sind begrenzt. Der Sedimenteintrag ist relativ hoch, die Sauerstoffversorgung eingeschränkt. Der erhöhte Sedimenteintrag kann von der nahegelegenen Meggener Schwelle herzuleiten sein. Im westlichen Blattrandgebiet steigt der Sandgehalt übrigens weiter an (vgl. SCHÖNE 1994). Der Karbonat- und Faunengehalt nehmen im Senkel-Mb. sprunghaft zu. Die Lebensverhältnisse ändern sich zugunsten einer hochdiversen Community. Kalkknollen entstehen bei lokaler starker Ansammlung toter Fauna. Schüttungen und Hydrodynamik steigen ebenfalls an. Erst im Laufe der Wiedenest-Zeit verflacht sich der Ablagerungsraum deutlich.



II.2.8 Marpe (8), Abb. 10

An einer Waldwegböschung 'in der Marpe' stehen sehr unreine Kalkbänke (sandlamierte Mudstones, Horizonte 318-8-M1 bzw. 318-4714-M1, und -M2, -M4, -M10) an, die mit sandigen Siltschiefern und Tonschiefern (-M6) wechsellagern (Abb. 10).

Zum stratigraphisch Hangenden hin nehmen der Sandgehalt deutlich und kontinuierlich zu, der Karbonatgehalt und die Häufigkeit karbonatischer Sandsteine deutlich ab. Die Conodonten-Proben wurden der Diplomarbeit VAUPEL (1996) zur Verfügung gestellt und sind dort hinterlegt (IMGP GÖ-1059-50-...). Sie enthalten fortgeschrittene *Polygnathus hemiansatus*- und Übergangsformen zu *Polygnathus ansatus*-Morphotypen. Wegen ähnlicher Conodontenentwicklung wie in Bonzel wurde diese Abfolge dem Hardt-Mb. zeitlich zugeordnet (vgl. Vestenberg-Mb. von Bonzel; nach HENKES Kartierung von 1923: „Untere Finnentroper Schichten“). Ein weiteres, eigenständig unzureichendes Kriterium ist die kontinuierliche Zunahme des Sandgehalts nach oben hin. Die Dacryoconariden-Fauna konnte nicht sicher bestimmt werden. Es handelt sich aber keinesfalls um *Nowakia otomari* {vielleicht aber folgende Formen: *Nowakia* (*N.*) sp. aff. *N. globulosa*? SAUERLAND 1983 [-M6], *N. ?* sp. [-M1, -M2], *Viriatellina* cf. *V. paraminuta* MU & RUAN 1983 [-M1, -M2, -M6], *Viriatellina* sp. aff. *V. kazanlensis* LJASCHENKO 1957 [-M1, -M2, -M6], *V. ?* sp. [-M1, -M2], *Striatostyliolina ?* sp. [-M1, -M2], *Metastyliolina ?* sp. [-M1, -M2], *Costulatostyliolina ?* sp. [-M1, -M2], *Styliolina phillipovae ?* LJASCHENKO 1957 [-M1, -M2, -M6], *St.* sp. [-M6]}. Die stratigraphische Stellung dieses Profils ist dennoch nicht sicher: Die Abfolge kann durchaus jünger sein. Erst eine Neubearbeitung der *hemiansatus*- und *ansatus*-Linie wird das klären können.

Die Sedimente wurden vermutlich am Schelfhang abgelagert. Das Fortbestehen der Tentaculitenschiefer-Fazies an dieser Lokalität ist vor allem auf die Tiefe des Ablagerungsraumes zurückzuführen: In dieser Wassertiefe war nämlich der sauerstoffdefizitäre Wasserkörper wahrscheinlich noch vorhanden gewesen und verhinderte ein Bodenleben weitgehend (vgl. Kap. IV.2).

← Abb. 10: Säulenprofil für das Profil Marpe. (Legende s. Abb. 19.)

II.2.9 Bonzel (9), Abb. 11

Der Bonzeler Aufschluß wird seit Beginn des Jahrhunderts (s. Kap. I.5.1) immer wieder als das Referenzprofil schlechthin erwähnt, in das die Odershausen-Fm. der Ense hineinprojiziert werden kann. Um so erstaunlicher ist deshalb aber, daß bislang weder ein präzises Säulenprofil geliefert wurde, noch eine bankweise Conodonten-Untersuchung. Das hätte vermutlich schon sehr viel früher, und nicht erst während dieser Arbeit, für einige Verwirrung gesorgt.

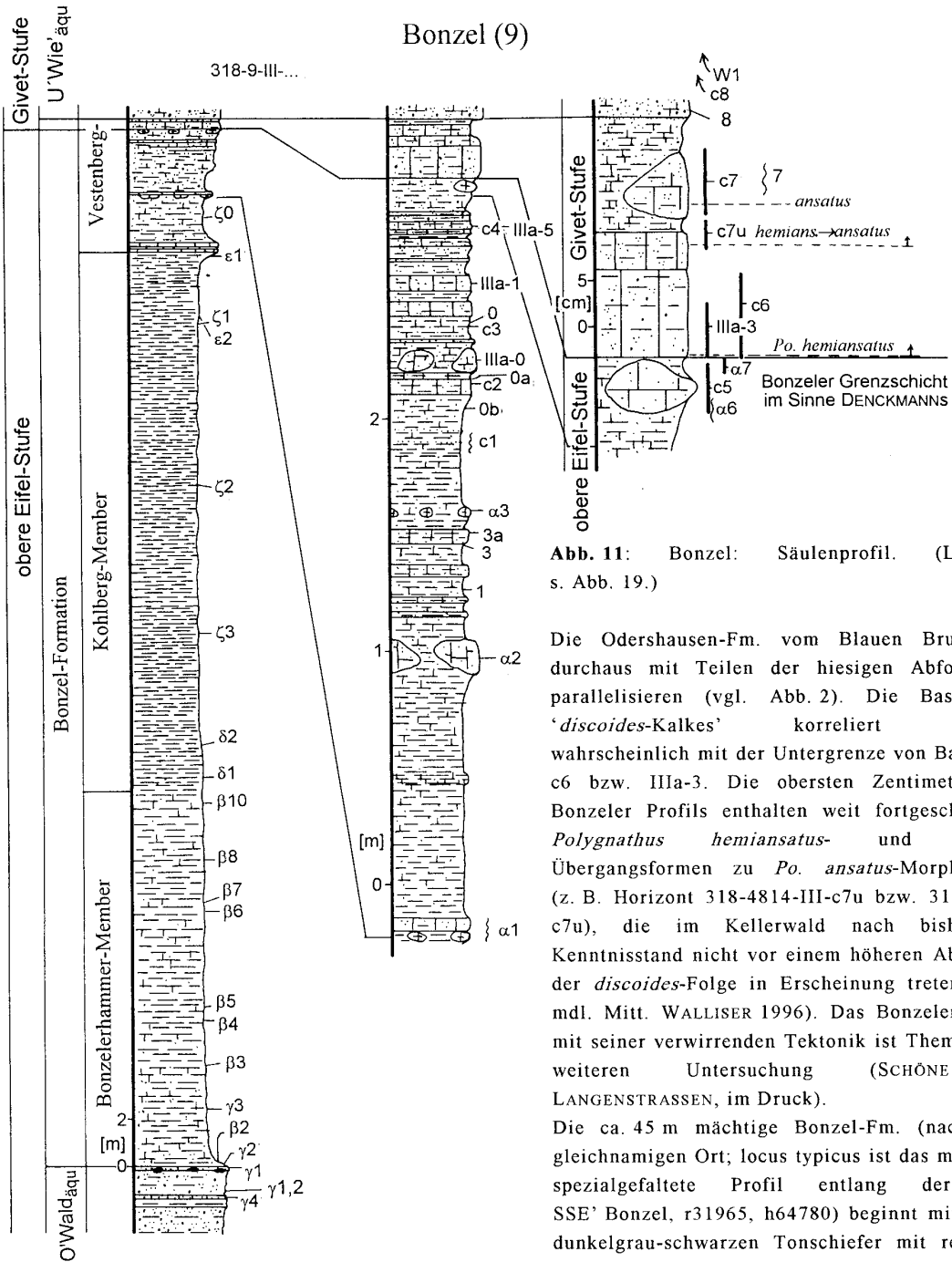
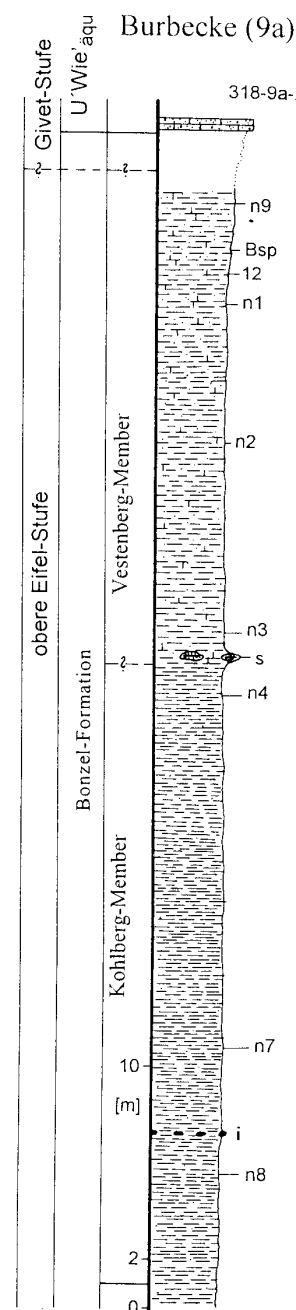


Abb. 11: Bonzel: Säulenprofil. (Legende s. Abb. 19.)

Die Odershausen-Fm. vom Blauen Bruch ist durchaus mit Teilen der hiesigen Abfolge zu parallelisieren (vgl. Abb. 2). Die Basis des 'discoides-Kalkes' korreliert höchstwahrscheinlich mit der Untergrenze von Bank III-c6 bzw. IIIa-3. Die obersten Zentimeter des Bonzeler Profils enthalten weit fortgeschrittene *Polygnathus hemiansatus*- und bereits Übergangsformen zu *Po. ansatus*-Morphotypen (z. B. Horizont 318-4814-III-c7u bzw. 318-9-III-c7u), die im Kellerwald nach bisherigem Kenntnisstand nicht vor einem höheren Abschnitt der *discoides*-Folge in Erscheinung treten (frdl. mdl. Mitt. WALLISER 1996). Das Bonzeler Profil mit seiner verwirrenden Tektonik ist Thema einer weiteren Untersuchung (SCHÖNE & LANGENSTRASSEN, im Druck).

Die ca. 45 m mächtige Bonzel-Fm. (nach dem gleichnamigen Ort; locus typicus ist das mehrfach spezialgefaltete Profil entlang der B55 SSE' Bonzel, r31965, h64780) beginnt mit einem dunkelgrau-schwarzen Tonschiefer mit reichlich Styliolinen über einem braunen sandigen Siltstein

des Waldbach-Fm_{aqu.s} und endet oben mit dunkelgrauen, stark siltigen, silt/sandstreifigen, karbonatischen Tonschiefern unterhalb karbonatischer Feinsandsteine des Wiedenest-Fm_{aqu.s}. Der oberste Abschnitt des Waldbach-Fm_{aqu.s} soll genauer beschrieben werden: Es handelt sich um eine Wechselfolge von schwach karbonatischen Siltschiefern, Siltsteinen und Sandsteinen (Turbidite), zwischen die einige cm-mächtige dunkelgraue Tonschiefer eingeschaltet sind. Die Dacryoconariden-Fauna läßt sich bereits in den Tonschiefern bestimmen, dennoch liefert eine stärker karbonatische Lage (mit allochthonen, rheinischen Faunenelementen), 1,4 m unter der Grenze zur Bonzel-Fm. besser erhaltene Fauna: *Nowakia* ex gr. *N. (N.) otomari* (vgl. SCHÖNE 1996a) und *Nowakia (Cepanowakia) pumilio*? ALBERTI 1978 sind hier miteinander vergesellschaftet. Die Conodontenprobe aus Horizont



318-9-III-γ4 bzw. 318-4814-III-γ4 bestätigt, was ein Teil der Tentaculiten bereits andeutet: *kockelianus*-Zone! Unmittelbar unter der Grenze zur Bonzel-Fm. sind cm-dicke Pyrit-Knollen entwickelt. Die Tonschiefer der Bonzel-Fm. sind deutlich dunkler als die der *kockelianus*-Zone. Nur mäßige Mikrobioturbation führt hier wie dort nicht zur Entschichtung.

Die Bonzel-Fm. wird in drei Member unterteilt: Das Bonzelerhammer-Mb. (nach dem nahegelegenen Ort; Feldwegeinmündung, S' gelegene Böschung; r32050, h64665, z. B. Horizont 318-9-III-β10 bzw. 318-4814-III-β10) ist knapp 16 m mächtig und zeichnet sich durch den noch relativ hohen Silt- und Karbonatgehalt aus. Styliolinite sind keine Seltenheit. Das folgende 23 Profilmeter umfassende Kohlberg-Mb. (65 m NE' Feldwegeinmündung und 100 m SE' Km 2,6 der B55; r32000, h64720, z. B. Horizont 318-9-III-ζ0 bzw. 318-4814-III-ζ0) enthält hauptsächlich schwarze, schwach siltgebänderte, alaunschieferartige Tonschiefer. Nach oben wird es begrenzt durch das Einsetzen kalkiger Bänke und Linsen: Vestenberg-Mb. (= Bonzeler Grenzhorizont, im Hang oberhalb Km 2,6 der B55 SSE' Bonzel, r31965, h64780, z. B. Horizont 318-9-III-c5 bzw. 318-4814-III-c5).

Keine der Conodontenproben unter -IIIa-3 enthält einen typischen *Polygnathus hemiansatus*. Über die Entwicklung der Conodontenfauna erteilt das Säulenprofil Aufschluß (Abb. 11). Bei -c5 dürfte es sich um die eigentliche 'Bonzeler Grenzschiefer' DENCKMANNs handeln. Sie könnte mit den ebenfalls zahlreiche Goniatiten beinhaltenden Oderhäuser Knollenkalken (Steinbruch SYRING, Fettkalk) parallelisierbar sein, vielleicht auch mit der Fundschicht „X“ vom Blauen Bruch. Das geringmächtige (knapp 6 m) Vestenberg-Mb. wird oben durch kalkige Siltsteine und Feinsandsteine scharf begrenzt.

Die intensive Mikrobioturbation des Mikrobioklasten-Styliolinen-Wackestones (Horizont 318-9-III-c7u bzw. 318-4814-III-c7u) läßt eventuell auf günstige Bedingungen für das Endobenthos bei wenigstens zeitweilig geringer Sedimentationsrate schließen.

Insgesamt enthält die Abfolge nur wenig, vermutlich benthisch lebende Fauna. Die Sedimente wurden am Schelfhang abgelagert. Sauerstoffmangel in Bodennähe verhinderte, daß sich eine größere Benthosgemeinschaft etablieren konnte. Nur zeitweise war eine Besiedlung des zumeist mikrobiell verhärteten Meeresbodens (s. Kap. IV.2.4, exaerobe Biofazies) möglich gewesen. Fehlende Bioturbation in den unteren beiden Mb. verdeutlicht die anoxischen Bedingungen im Sediment. Eine Ausnahme davon bilden einzelne, zeitweise von günstigeren Lebensbedingungen geprägte Schwarzschiefer-Horizonte (318-9-III-ζ1 bzw. 318-4814-III-ζ1, -ζ2): Nuculide Muscheln in klaffender Erhaltung sind das Resultat einer erfolglosen Flucht der flach endobenthisch lebenden Zweischaler vor einer rasant aufsteigenden Redox-Grenze an die Sedimentoberfläche. Im Vestenberg-Mb. ist aber starke Durchwühlung insbesondere der unreinen Kalkbänke (Horizonte 318-9-III-c5, IIIa-3,

← Abb. 12: Burbecke: Säulenprofil. (Legende s. Abb. 19.)

III-c7u, III-c7) vorhanden. Die Kalke entstammen möglicherweise teilweise dem nahegelegenen Meggener Riff (Probe -IIIa-3 ist ein Mikrobioklasten-Floatstone mit Styliolinen!; diese sog. „Bioturbations-Bank“ wird u. a. behandelt bei der Beschreibung des Bonzeler Profils durch Schöne & Langenstrassen, im Druck). Das Meggener Riff ist bereits in der *kockelianus*-Zone entwickelt gewesen und vertritt später auch den Tentaculitenschiefer faziell (CLAUSEN 1978: 110). Vielleicht terminieren die beginnenden starken grobklastischen Schüttungen des Givetiums das Riffwachstum. Der linsenförmige Kalk aus Horizont 318-9-III-c5 bzw. 318-4814-III-c5 (eigentliche 'Bonzeler Grenzschiefer') besteht aus Styliolinen, diversen Muscheln und Cephalopoden und wird als Styliolinen-Wacke- bis Packstone eingestuft. Gradierung und komplett erhaltene, z. T. auch vertikal eingebettete Dacryoconariden fallen auf. Andere, fossilfreie Kalke könnten konkretionär entstanden sein (z. B. - α 3 = Mikrit): Diese Bänke keilen seitlich aus und enthalten keine Fauna. U. a. diagenetische Kalkwanderung (z. B. Drucklösung) ist in manchen Bänken (z. B. - α 2) auch anhand der Cone-in-cone-Strukturen zu belegen. Styliolinite (Styliolinen-Wackestones z. B. - γ 2) entstanden durch sekundäre Umlagerung (und Winnowing) Styliolinen-führender Sedimente (vgl. EBERT 1993, WALLISER 1995b).

Der Anteil an Styliolinen unter den Dacryoconariden ist generell zu Beginn der Bonzel-Zeit höher als während des Vestenberg-Mb.s. Dort ist eine höhere Diversität und ein größerer Anteil deutlich skulptierter Taxa charakteristisch. Homocteniden zur Kohlberg-Zeit verdeutlichen den starken pelagischen Einfluß und markieren die maximale Expansion des sauerstoffdefizitären Wasserkörpers.

Der Verdacht, es handele sich bei einigen Stylioliniten des Vestenberg-Mb.s wegen der grünlichen Färbung um Tuffit-artige Gesteine, wurde mit petrochemischen Untersuchungen (RDA und IR) widerlegt. Die palynologische Aufbereitung einiger Horizonte blieb ergebnislos.

II.2.10 Burbecke (9a), Abb. 12

Das Profil am SE-Ortsausgang von Burbecke (r38260, h68560 bis r38120, h68660; Feldwegböschung) ähnelt dem Bonzeler Profil sehr stark (obgleich höherer Mächtigkeit). Aufgeschlossen ist der oberste Abschnitt des Bonzelerhammer-Mb.s bis zum höheren Teil des Vestenberg-Mb.s. Unter starkem Bewuchs wird die 'Bonzeler Grenzschiefer' vermutet.

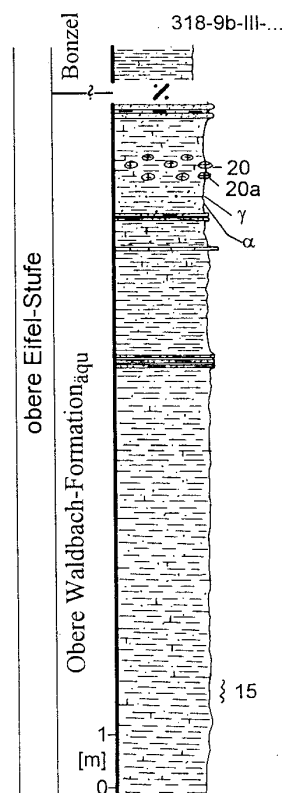
Die Lebensbedingungen am Boden waren hier wie am locus typicus der Bonzel-Fm. infolge Sauerstoffmangels restriktiv. Die hellere Sedimentfarbe (dunkelgrau, hellgrau, penséefarben), flache Mikrobioturbation und *Leiopteria* könnten aber auf zeitweise höhere Sauerstoffversorgung als am locus typicus hindeuten. Bei starker Ansammlung von Dacryoconariden und Mikrobioklasten konnten sich Kalkknollen bilden (*ensensis*-Zone, Horizont 318-9a-I-s bzw. 318-4814-I-s = Styliolinen-Mikrobioklasten-Mudstone in der Umgebung eines Styliolinites). Wie bei Bonzel stieg das Energieniveau zur Wiedenest-Zeit enorm an. Sandige Kalkbänke (Horizont 318-9a-II bzw. 318-4814-II = etwa 7m über dem Profil in Abb. 12) sind als Styliolinen-Mudstones anzusprechen.

Abb. 13: Hengstebecktal: Säulenprofil. (Legende s. Abb. 19.) →

II.2.11 Hengstebecktal (9b), Abb. 13

Die oberen Meter des Waldbach-Fm_{aqu.s} sind hier aufgeschlossen (vgl. ZIEGLER 1978; „Wissenbacher Schiefer“ HENKE & SCHMIDT 1922b, partim). Grünlichgraue dickspaltende Tonschiefer mit geringem Karbonatgehalt enthalten benthische Fauna (u. a. *Productella* ex gr. *Pr. subaculeata*, Crinoiden, fenestellide Bryozoen; Horizont 318-9b-III-15 bzw. 381-4813-III-15). Das Gestein nimmt kontinuierlich dunklere Farbtöne an, begleitet von Kornverkleinerung. Ein Faunenwandel geht damit einher: Zunächst fällt der hohe Anteil an Trilobiten auf (Horizont 318-9b-III- α bzw. 318-4813-III- α). Schließlich gewinnt der Anteil planktischer Fauna die Oberhand (Horizont 318-9b-III- γ bzw. 318-4813-III- γ). Jetzt liegen siltige Tonschiefer von dunkler Farbe vor. Mehrere Kalkknollen-Lagen (kaum bioturbate, nicht gradierte Styliolinen-Bioklasten-Wackestones) sind eingeschaltet (Horizont 318-9b-III-20 bzw. 318-4813-

Hengstebecktal (9b)



III-20, -20a). Die benthische Fauna besteht aus kleinwüchsigen Brachiopoden und Muscheln. *Nowakia* (*Cepanowakia*) *pumilio* → *N. (Cep. ?) chlupaciana* ALBERTI 1979 und *Richteria fragilis* weisen auf die Obere Eifel-Stufe hin. Der Übergang zur Bonzel-Fm. ist nicht aufgeschlossen. Die Bonzel-Fm. besteht hier wie am locus typicus vorwiegend aus dunkelgrauen Tonschiefern.

In dieser Abfolge können der allmähliche Meeresspiegel-Anstieg und die kontinuierlich sinkende Sauerstoffversorgung anhand der Fauna und Lithologie nachvollzogen werden (Kornverkleinerung und Dunklerfärbung). Mangelnde Durchlüftung im Sediment, teilweise relativ hohe Sedimentationsrate und große Mengen von schalentragender Fauna fördern die Bildung von Kalkknollen. Nur gelegentlich ist im höheren Teil der Abfolge eine Besiedlung des Meeresbodens möglich. Der Ablagerungsraum befindet sich weit auf dem äußeren Schelf, nahe des Übergangs zum Hemipelagikum.

II.2.12 Hohlweg Holzweg (10), Abb. 14

Im Gegensatz zum weiter SE' gelegenen Hengstebecktal ist das Bonzel-Fm_{aqu} hier zumindest z. T. in rheinischer Fazies ausgebildet. Es weicht von den umliegenden Lokalitäten, vom locus typicus und vom Profil Bahnhof Linde

Hohlweg Holzweg (10)

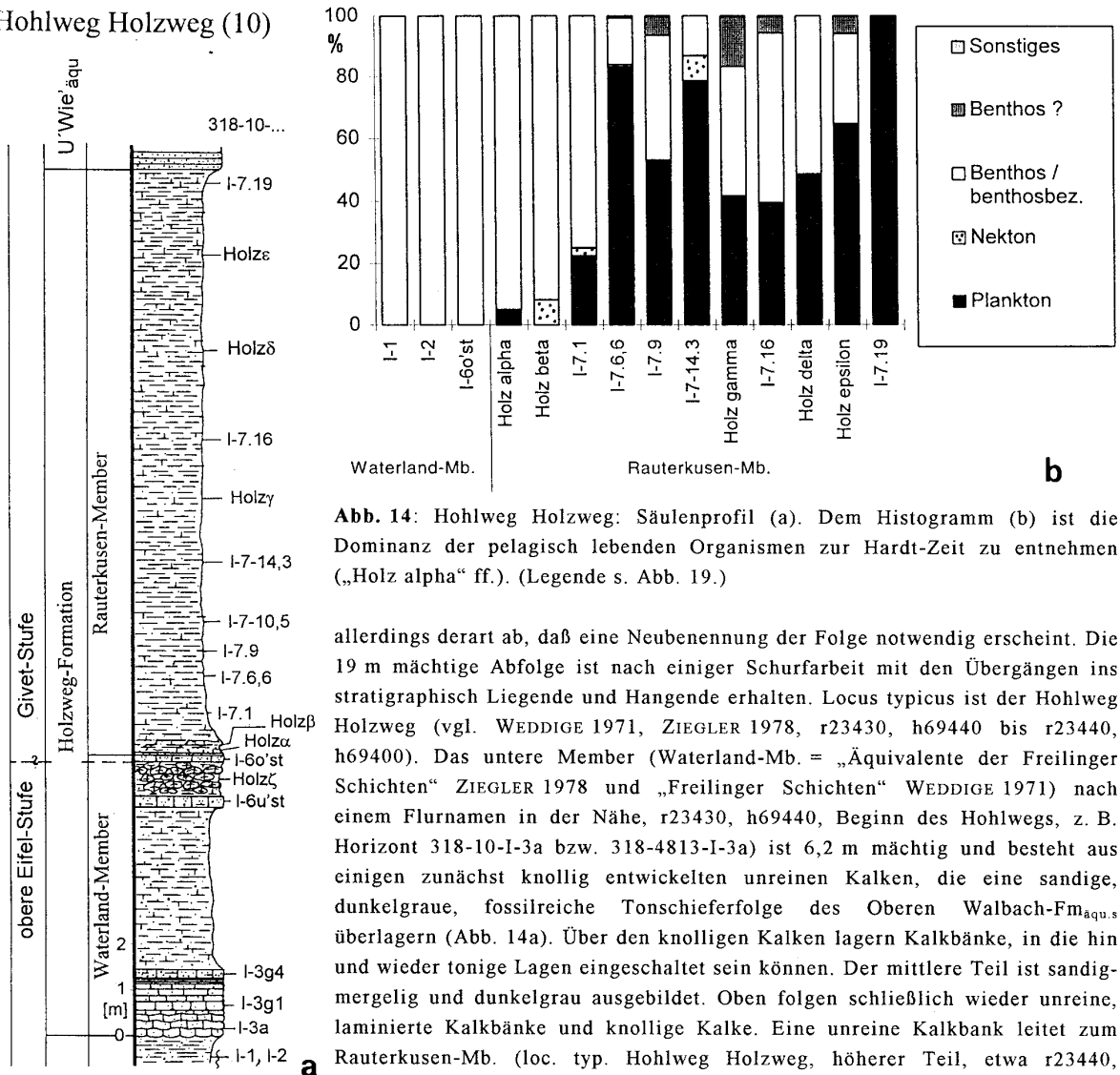


Abb. 14: Hohlweg Holzweg: Säulenprofil (a). Dem Histogramm (b) ist die Dominanz der pelagisch lebenden Organismen zur Hardt-Zeit zu entnehmen („Holz alpha“ ff.). (Legende s. Abb. 19.)

allerdings derart ab, daß eine Neubenennung der Folge notwendig erscheint. Die 19 m mächtige Abfolge ist nach einiger Schurfarbeit mit den Übergängen ins stratigraphisch Liegende und Hangende erhalten. Locus typicus ist der Hohlweg Holzweg (vgl. WEDDIGE 1971, ZIEGLER 1978, r23430, h69440 bis r23440, h69400). Das untere Member (Waterland-Mb. = „Äquivalente der Freilinger Schichten“ ZIEGLER 1978 und „Freilinger Schichten“ WEDDIGE 1971) nach einem Flurnamen in der Nähe, r23430, h69440, Beginn des Hohlwegs, z. B. Horizont 318-10-I-3a bzw. 318-4813-I-3a) ist 6,2 m mächtig und besteht aus einigen zunächst knollig entwickelten unreinen Kalken, die eine sandige, dunkelgraue, fossilreiche Tonschieferfolge des Oberen Walbach-Fm_{aqu.s} überlagern (Abb. 14a). Über den knolligen Kalken lagern Kalkbänke, in die hin und wieder tonige Lagen eingeschaltet sein können. Der mittlere Teil ist sandig-mergelig und dunkelgrau ausgebildet. Oben folgen schließlich wieder unreine, laminierte Kalkbänke und knollige Kalke. Eine unreine Kalkbank leitet zum Rauterkusen-Mb. (loc. typ. Hohlweg Holzweg, höherer Teil, etwa r23440, h69400, ebenfalls nach einem nahegelegenen Flurnamen benannt, z. B. Horizont

318-10-I-7.16 bzw. 318-4813-I-7.16) über. Das Rauterkusen-Mb. (= 'Odershäuser Schichten s. str.' WEDDIGE 1971 u. ZIEGLER 1978) besteht im unteren Teil aus einem dunkelgrauen, z. T. auch bräunlichem siltigen Tonschiefer, der schwach laminiert ist. Der Sand/Siltgehalt nimmt nach oben hin zu, ebenso die Siltbänderung. Die Tonschiefer werden außerdem mergeliger und heller. Der Übergang zum Wiedenest-Fm_{äqu} ist recht scharf: Mehr oder weniger unvermittelt setzen rostfarbene verwitternde, ockerfarbene Feinsandsteine und Siltsteine ein.

Das untere Member enthält noch neritische Faunenelemente, das obere überwiegend pelagische (Abb. 14b). Nach conodontenstratigraphischer Untersuchung sind wenigstens die höheren Teile des Waterland-Mb.s in die *ensensis*-bis *hemiansatus*-Zone zu stellen. Die basalen Kalke des unteren Mb.s enthalten typische Conodonten des Grenzbereichs *kockelianus/ensensis*-Zone (s. WEDDIGE 1971 oder ZIEGLER 1978: u. a. *Polygnathus angusticostatus* WITTEKINDT 1966, *Icriodus obliquimarginatus* BISCHOFF & ZIEGLER 1957 etc.).

Die unteren Kalkbänke (Horizonte 318-10-I-3a bzw. 318-4813-I-3a und -3g4) sind als bioturbater Mudstone zu definieren. Er enthält Zweischaler. Flaserige Schichtung zudem auf bewegtes, strömendes Wasser hin. Die Kalke des höheren Abschnitts des Waterland-Mb.s werden als bioturbater, siltiger Mudstone (Horizont 318-10-I-Holzζ bzw. 318-4813-I-Holzζ) und Mud- bis Wackestone mit in situ-erhaltender Brachiopoden-Fauna und einigen Schalenfragmenten (Horizont 318-10-I-6o'st) angesprochen. Der untere Abschnitt der Kalkbank -6o'st enthält zudem solitäre Rugose, Echinodermen und mikrobioklastischen Schill (Gradierung und Transport!).

Nach einer benthosreichen Phase im höheren Teil der Waldbach-Zeit verschlechtern sich hier die Lebensbedingungen. Die Bonzel-Zeit ist anfangs mäßig turbulent: Im fließenden Wasser werden einige Zweischallereste transportiert. Faunenarmut selbst in benachbarten Regionen ist wahrscheinlich. Im höheren Teil der Abfolge sind Reste einer etwas faunenreicheren Vergesellschaftung vertreten. Das Rauterkusen-Mb. gehört vermutlich in die Hardt-Zeit. Karbonatische Bänke bleiben aus. Möglicherweise ist wegen erhöhter Sedimentationsrate die Bildung reicher Benthos-Gemeinschaften im näheren Umfeld dieser Lokalität unterbunden. Kleinwüchsige Fauna siedelt zu Zeiten geringer Sedimentationsrate. Die Wiedenest-Zeit setzt mit reichen grobklastischen Schüttungen ein.

II.2.13 Listertalsperre (11), Abb. 15

An den Blattrand-Grenzen der GKs 25 Olpe 4913, Attendorf 4813 und Drolshagen 4912 tritt an wenigen Stellen ein schnell verwitternder, siltstreifiger sehr dunkler Tonschiefer zutage, in den größere Kalkknollen (Horizont 318-11-I-1(OdK) bzw. 318-4913-I-1(OdK) = Mudstone mit Siltlagen) eingelagert sind.

Listertalsperre (11)

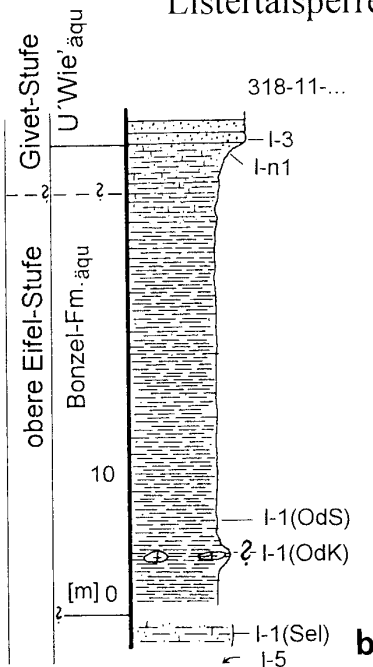
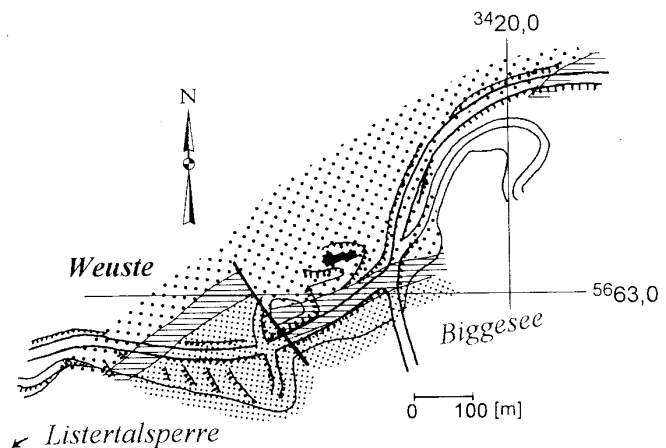


Abb. 15: Weuste/Listertalsperre: Kartierung (a) und Säulenprofil (b). (Legende s. Abb. 19.)



a

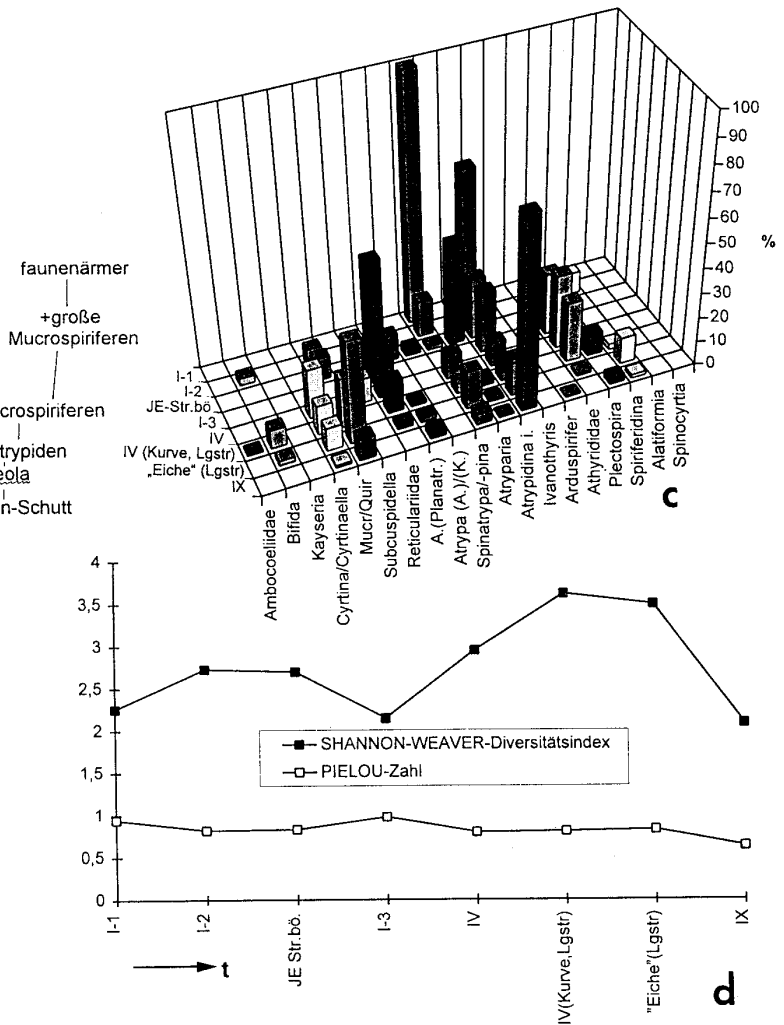
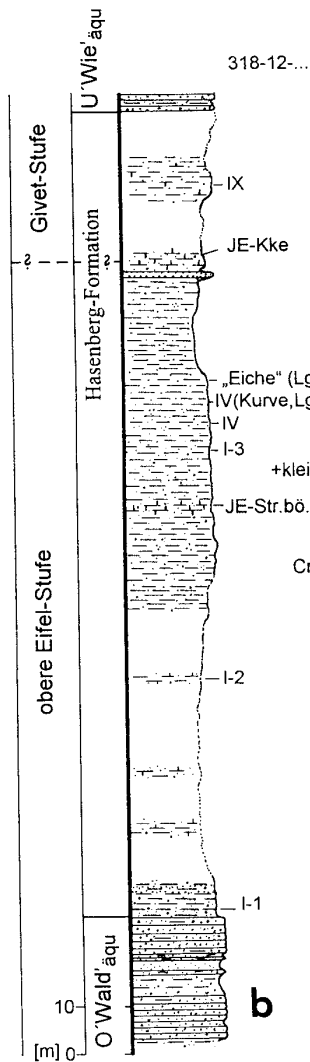
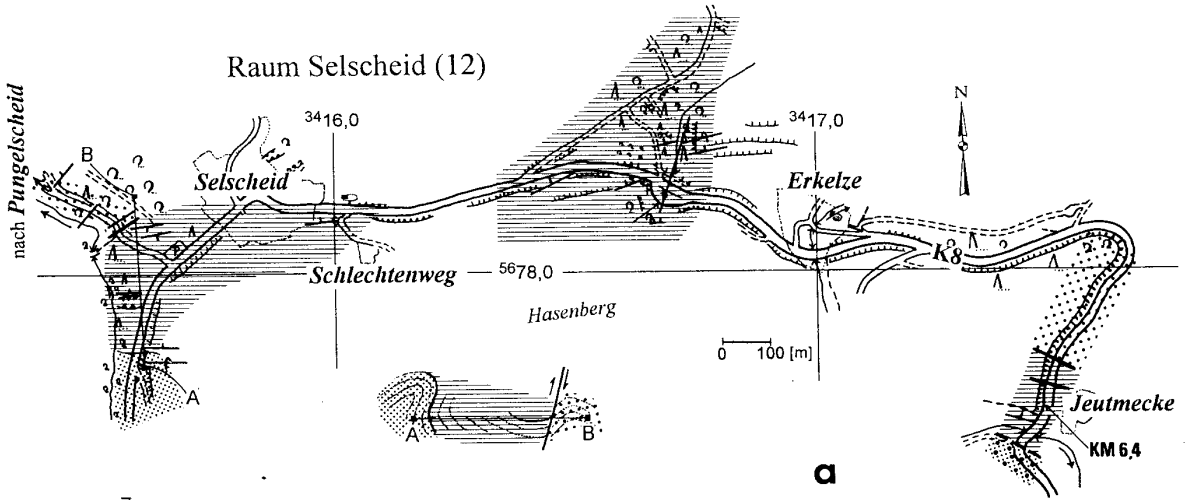
Obwohl die Grenze zum unterlagernden Waldbach-Fm_{aqu} (Crinoiden-Bryozoen-Schiefer: olivfarben-grünliche, stärker siltige Tonschiefer mit doppelklappiger, kaum fragmentierter Fauna) nicht aufgeschlossen ist, erscheinen recht unvermittelt milde, feinschiefrig spaltende, dunkelgraue bis blauschwarze Tonschiefer (vgl. TÖNEBÖHN 1981). Nach oben hin steigt der Karbonatgehalt deutlich an (jetzt braune Tonmergelschiefer). Die Grenze zu den hangenden rauen Bänderschiefern, karbonatischen Siltsteinen und schräggeschichteten Sandsteinen des Wiedenest-Fm_{qu,s} ist relativ scharf ausgebildet. Pelagische Fauna (oft pyritisierte Steinkerne) dominiert in den Tonschiefern. Winzige Muscheln in Pyriterhaltung sind recht häufig. Die bislang Abfolge umfaßt ungefähr 40 Profilmeter und wird als Bonzel-Fm_{qu} bezeichnet (charakteristischer Fundpunkt unterhalb der Doppelbrücke über das Listertal und den Stausee S' Weuste, r19810, h63000; ss350/70). Die Abfolge ist TÖNEBÖHNS (1981) „Odershausen-Formation“ und SCHMIDTS (in DENCKMANN et al. 1924) „Tentaculitenschiefern“ synonym.

Das lebensfeindliche Milieu weit unterhalb der 'maximalen' Sturmwellenbasis verhindert fast jegliche Benthosbesiedlung. Distale Sturm-induzierte Ereignisse hinterließen hier nur schwache Siltstreifung im mm-Bereich. Der Faunenwechsel von der Oberen Waldbach- zur Bonzel-Zeit ist an dieser Stelle am deutlichsten und prägnantesten verwirklicht. Der markante litho- und biofazielle Wechsel weicht von allen bearbeiteten Fundpunkten deutlich ab. Außer der Transgression (*otomari*-Event) spielen möglicherweise auch Vertikalbewegungen (lokale Senkung) oder die Entwicklung von Schwellen im NW eine Rolle.

II.2.14 Raum Selscheid (12), Abb. 16

Intensive Spezialfaltung erschwert den Versuch, im Raum Selscheid (GK 25 Altena 4712) ein zuverlässiges Profil für die Bonzel-Zeit zu erstellen. Aus verschiedenen Lokalitäten (Abb. 16a) mußte ein vorläufiges Profil konstruiert werden. Dabei wurden benachbarte Lokalitäten (z. B. Verse, S-Blattrandgrenze GKs 25 Altena 4712/Herscheid 4812) zugrundegelegt. Eine detaillierte Bearbeitung des Selscheider Gebiets ist in Vorbereitung (LANGENSTRASSEN & SCHÖNE in Vorb.). Die Mächtigkeit der neu aufgestellten Hasenberg-Fm. [s. Abb. 16b, loc. typ. = Straßenböschung an der WNW-Seite des Parkplatzes an der K8 zwischen Erkelze und Selscheid, am Hasenberg, = loc. typ. der Selscheid-Fm. sensu HAFFER (1962) {siehe Diskussion im Kap. II.1.3}, r16660, h78155; vgl. FUCHS 1917: 83] kann 180 m betragen. Den *otomari*-Event in dieser Fazies nachzuweisen, dürfte kaum Erfolg haben: Die Liegendgrenze der Hasenberg-Fm. ist vermutlich mit Beginn feinklastischer Sedimente über Siltsteinen und Sandsteinen anzusetzen (Horizont 318-12-I-1 bzw. 318-4712-I-1). Über diesen grauen, siltigen bis sandigen Tonschiefern ist – erkennbar am Lesesteinbefund und der Geländemorphologie – ein leicht verwitternder mürber Tonschiefer entwickelt (-I-2). Mit allmählich steigendem Siltgehalt wird das Gestein fester und enthält außer kleinen Faunenelementen auch größere Spiriferiden (-JE-Str.bö., hier mergelig: untere *ensensis*-Zone, gering bioturbater Mud- bis Wackestone). Die grünlich-dunkelgrauen siltig-tonigen Gesteine des angegebenen locus typicus sind dem höheren Teil der Hasenberg-Fm. zuzuordnen (vgl. SCHÖNE 1996a). Kleine Bioherme, von denen SCHREINER (1976: Fundpunkt 10; hier -JE-KKe) berichtet, könnten in den höheren Abschnitt der Abfolge gehören. Die spärliche Conodontenfauna hat im Raum Selscheid bislang nicht zur Präzisierung der stratigraphischen Stellung beigetragen. Wahrscheinlich ist dieser mergelige Kalk aber der Senkel-Zeit (*ensensis/hemiansatus*-Grenzbereich) zuzurechnen. Darauf weisen jedenfalls die Kartierung und die Conodonten (*Icriodus platyobliquimarginatus* BULTYNCK 1987) aus den oberen, kalkig-sandigen oder -tonigen Partien der „Dresel-Formation“ (VIETH 1976) nahe Verse im Ahetal hin (Horizont 318-4712-V3, Kalke der Dresel-Fm., GK 25 Altena 4712, r10615, h74660, det. BULTYNCK 1996). Eine Neubearbeitung dieser Lokalität (s. a. GILLBRICHT 1983) ist beabsichtigt. Aus Sedimenten der Dresel-Fm. der Meßtschblätter Altena 4712, Lüdenscheid 4711, Herscheid 4812 und Iserlohn 4612 werden *Mucrospirifer diluvianus* (STEININGER 1853), *Nowakia* ex gr. *N. (N.) otomari*?, *Spinocyrtia (Carpinaria) a. ascendens* (SPRIESTERSBACH 1935), *Icriodus obliquimarginatus*, *Icr. cf. Icr. eslaensis*

Abb. 16: Für den Raum Selscheid sind ein bilanziertes Säulenprofil (b), eine Kartierung (a), die Entwicklung der Gesamtdiversität (d) und die zeitintegrierte Entwicklung der Spiriferiden-Verteilung (c) dargestellt (Legende s. Abb. 19). Die Diversität ist durch zwei Indizes (s. Kap. III.3.1) ausgedrückt. Die gleichmäßige Verteilung der Taxa zueinander (PIELOU-Zahl) nimmt vom Bonzelerhammer- (I-1) zum Hardt-Mb_{qu} (IX) langsam ab, wenige Arten dominieren über den Rest; dennoch verläuft der SHANNON-WEAVER-Index unabhängig davon: Das indiziert ein schwankendes Artenspektrum. Die Senkel-Communities sind ausgesprochen artenreich. Am Beispiel der Spiriferiden (c) läßt sich dieser Trend nachvollziehen.



VAN ADRICHEM BOOGAERT 1967 [*Icr. lindensis* WEDDIGE 1977], *Polygnathus linguiformis* ssp. und *Polygnathus* ex gr. *Po. varcus* STAUFFER 1940 gemeldet (VIETH 1976, BEHRENS 1980, ERDMANN 1982, HOFFKNECHT 1984, LOTTMANN 1984, SCHINDLER 1984, SCHÄFER 1986), sämtlich Indizien für ein Senkel-Alter.

Der Silt/Sandgehalt nimmt zum stratigraphisch Hangenden weiter zu; Sandbänke können eingeschaltet sein. Der Anteil an distalen Tempestiten wächst. Der Übergang zum Wiedenest-Fm_{äqu} ist nicht aufgeschlossen. Aus einem lokalen Kalkvorkommen innerhalb der überlagernden Sandsteine (neu geschobener Weg N' der K8 bei Km 3,370, r17560, h78140) meldet JUCKENACK (1985) *Polygnathus linguiformis* ssp. b WEDDIGE 1977. Diese Form tritt nach bisheriger Kenntnis ab dem Odershäuser Niveau auf (WEDDIGE 1977: 317). In einer eigenen Beprobung konnte ein *Icriodus amabilis* BULTYNCK & HOLLARD 1980 geborgen werden (Horizont 318-12-Erk.Hof bzw. 318-4712-Erk.Hof; Reichweite nach BULTYNCK 1995/96: Abb.1 bis *hemiansatus*-Zone). Gegen ein Wiedenest-Alter spricht also vorerst nichts.

Entlang des unteren Waldweges SW' des Sohlbergs in Richtung Pungelscheid sind die höheren Teile der Hasenberg-Fm. stark verfaultet. Nach HAFFER (1962) trennt eine streichende Störung die „Odershäuser“ und „Bräkerkopf-Schichten“ von der Klippenkopf-Fm. ab. MAY (1986) hat Hinweise für ein Bräkerkopf-Alter (wahrscheinlich etwa Waldbach-Zeit wegen *Struveina* s. u.). Eigene faunistische Untersuchungen liegen bislang nicht vor, so daß vorerst offen bleiben muß, ob eine Auf- oder eher Abschiebung (o. Ä.) wahrscheinlich ist.

In die Bräkerkopf-Fm. (also „Unnenberg-Sandstein“_{äqu} {vgl. dazu Tab. 1} oder Waldbach-Fm_{äqu} ?) gehören nach MAY [1986: wegen *Struveina parcefurcata* (Spriestersbach 1915)] und BASSE (1996: 96, Locs. 32, 32a; dort als Äquivalente der Unnenberg-Fm., spätes Eifelium eingestuft) auch verschiedene Karbonatkomplexe auf der Linie Sirrin-Grimminghausen. Die einzelnen Kalkstein-Vorkommen (hier Horizonte 318-12-V bzw. 318-4712-V, -V-I und -II) gehören wohl zu ein und derselben Abfolge: „Grimminghäuser Kalk“ ausgeschieden durch SCHREINER (1976). Der als Korallen-Stromatoporen-Floatstone identifizierte Kalk (Horizonte 318-12-V bzw. 318-4712-V, -V-I = Locs. 32, 32a BASSE 1996: 96) enthält *Icriodus regularicrescens* BULTYNCK 1970 (det. WALLISER 1996) und möglicherweise bislang unbeschriebene Conodonten, die als *Icriodus* n. sp. aff. *Icr. corniger retrodepressus* BULTYNCK 1970 (det. BULTYNCK 1996) mit Tendenzen zu *Icr. arkonensis*-Formen bestimmt werden können (vgl. Kap. IV.1.2). Vielleicht sind diese *retrodepressus*-Taxa Vorläufer von *Icriodus* ex gr. *Icr. arkonensis*. *Icr. corniger retrodepressus* kennzeichnet den Grenzbereich *partitus/costatus*-Zone (BULTYNCK 1995/96: Abb. 1; entspräche der Mühlenberg-Zeit). Hier ist er aber (abgesehen von Tendenzen zur *arkonensis*-Gruppe) mit *Icriodus regularicrescens* vergesellschaftet, der eher für jüngere Abfolgen charakteristisch ist (ibidem: Abb. 1). BASSE (1996: 96) nennt aus diesen Gesteinen *Pedinopariops (Ped.) proniceps*, eine Form, die der späten *kockelianus*-Zone zuzurechnen ist (vgl. z. B. WEDDIGE 1996). Damit engt sich der stratigraphische Rahmen für den Grimminghausen-Kalk auf die obere *kockelianus*-Zone ein.

Während oberen Waldbach-Zeit bildeten sich fleckenhaft riffartige Gebilde und Biostrome, die steigendem Meeresspiegel oder starken Schüttungen zum Opfer fielen. Die geringe Diversität (Abb. 16d), geringe Bioturbation und Kleinheit der Tiere zu Beginn der Hasenberg-Fm. deuten auf restringierende Bedingungen in tieferem Wasser hin. Mit besserer Sauerstoffversorgung verbunden bildet sich allmählich eine artenreiche Community heraus (-“Eiche“, Abb. 16c, d). Dort sind einige Exemplare aus der *Nowakia otomari*-Gruppe nachgewiesen worden. Der Ablagerungsraum liegt knapp oberhalb der 'maximalen' Sturmwellenbasis, aber weit unterhalb der Normalwellenbasis. Am locus typicus ist die Lebensgemeinschaft in situ erhalten, ebenso am Fundpunkt „Eiche“.

Am Beispiel der Spiriferida verdeutlicht Abbildung 16c das hohe Artenspektrum zur Senkel-Zeit. Zu den anspruchslosen Arten zählen einige Atrypiden und *Mucrospirifer* (untere Hasenberg-Fm.).

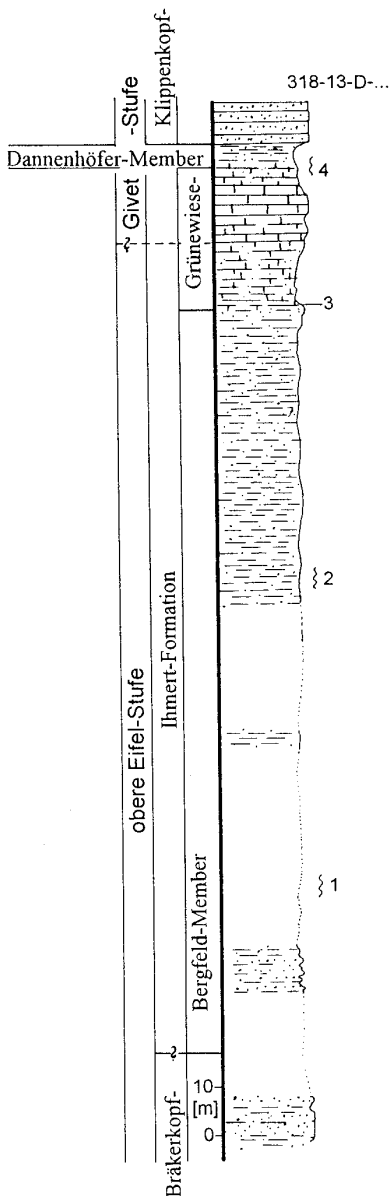
II.2.15 Grüner Bach (13), Abb. 17

Über der Sandstein/Siltschiefer-Wechselfolge der Bräkerkopf-Fm. folgt im Grüner Bach-Tal S' Iserlohn (GK 25 Iserlohn 4612) das Bergfeld-Mb_{äqu} der Ihmert-Fm. („Untere Honselerschichten“ FUCHS 1911, partim; „Ihmerter Schichten“ LOTZE 1955; vgl. EISENLOHR 1969, MAY 1986). Es sind laminierte Feinsandsteine, wechselgelagert mit grünlichgrauen, karbonatischen, sandstreifigen Ton- und Siltschiefern. Die Gesteine sind recht faunenarm. Nur einzelne Lagen enthalten Chonetiden oder reichlich *Xystostrophia* und selbst erste *Spinocyrtia (Carpinaria)*-Formen.

Über dem ca. 140 m mächtigen Mb. folgt ein Äquivalent des Grünwiese-Mb.s. Dabei handelt es sich um dunkelgraue bis schwarze Mergelschiefer und mittelgraue Kalkgesteine. Zunächst fallen karbonatische Lagen mit

reichlich Brachiopoden [vor allem *Spinocyrtia (Carpinaria) a. ascendens* vel an. *andreamayi* STRUVE 1992]] auf. Es folgen alveolithische Korallen, Pionierassoziationen also, die im höheren Teil des Grünewiese-Mb.s in echte Bioherme mit Hexagonarien übergehen. Über dem etwa 35 m mächtigen Komplex folgen einige Meter karbonatische siltige Tonschiefer und schließlich mächtige Sandsteinpakete der Klippenkopf-Fm. Die zeitliche Zugehörigkeit des Grünewiese-Mb. konnte bislang mit Conodonten an dieser Lokalität nicht geklärt werden (Horizont 318-13-Ihm4 bzw. 318-4612-Ihm4 \approx -D3; s. a. KLINGEBIEL 1987). Conodonten aus den Ihmerter Kalken von benachbarten Lokalitäten (REUTER 1988, KLÖCKNER 1988, EBERT 1988) legen die Vermutung nahe, daß Teile dieses Kalk-Abschnitts in die Senkel- und Hardt-Zeit fallen (alle Typen zusammengefaßt: *Icriodus eslaensis* [*Icr. lindensis*], *Icr. obliquimarginatus*, *Icr. struvei* WEDDIGE 1977, *Icr. aff. Icr. amabilis*, *Icr. ex gr. Icr. regularicrescens*, *Icr. ark. arkonensis*, *Polygnathus linguiformis* ssp., *Eognathodus bipennatus* ssp., *Tortodus* sp.). Vorausgesetzt es liegt keine

Grüner Bach (13)



fazielle Sonderentwicklung vor, entsprechen die Gesteine der Klippenkopf-Fm. zeitlich der Wiedenest-Fm. Die Untersuchungen dieser Lokalität sollen an anderer Stelle ausführlicher bearbeitet werden.

Schon jetzt verdichten sich aber die Hinweise, daß die Auswirkungen der globalen Umweltumwälzungen auch in dieser Fazies ihre Spur hinterlassen haben. Der lithofazielle Wechsel zu Beginn der Ihmert-Fm. steht sehr wahrscheinlich in unmittelbarem Zusammenhang mit der späteifelischen Transgression. [Nach MAY (1993) entspricht der untere Abschnitt des Bergfeld-Mb.s der Eifeler Freilingen-Fm.] Erst zur Grünewiese-Zeit sind die notwendigen Voraussetzungen der Riffbildner wiederhergestellt: Vor allem Sauerstoffgehalte und Schüttungsintensitäten bestimmen das Wachstum der Bioherme.

← Abb. 17: Säulenprofil Grüner Bach. (Legende s. Abb. 19.)

II.2.16 Raum Pernze/Wiedenest (14), Abb. 18

Die Tonmergelschiefer-Fazies im Raum Pernze/Wiedenest weicht vom typischen Gummersbacher Mergelschiefer oder dem Brachiopoden-Mergelschiefer von Bredenbruch ausweislich eines höheren pelagischen Einflusses deutlich ab. Für die etwa 80 m mächtige Sedimentfolge („Odershäuser Schichten“ GRABERT 1969) wird hier die Bezeichnung Rohren-Fm. (loc. typ. = Bahneinschnitt Rohren bei Pernze am Fuße des Frumbergs, r08765, h56540; Horizont 318-14-III bzw. 318-4912-III) eingeführt. Die Untergrenze ist nicht aufgeschlossen. Die Rohren-Fm. wird aber unterlagert von sehr viel grobkörnigeren, kalkarmen, grünlich-braungrauen Ton- bis Siltschiefern, die gegenüber dem Wohnstudio HORNBRUCH (Haus Nr. 286) in Pernze (hervorragend aufgeschlossener Sattel-First!) zu studieren sind. Die Fauna besteht aus Strömungs(?)-orientierten Brachiopoden (vielleicht sogar aktive Ausrichtung nach der Strömung ?; bei den mitunter doppelklappig erhaltenen Chonetiden sind die fragilen Randstacheln nur selten erhalten, was in Anbetracht des groben Sediments aber nicht zwangsläufig Transport impliziert). Ein sehr viel geringeres Energieniveau und geringere Sauerstoffversorgung bestanden zur Rohren-Zeit. Die Fm. läßt sich in zwei Member weiter zergliedern. Das Frumberg-Mb. (loc. typ. = loc. typ. der Fm., benannt nach dem gleichnamigen Berg) besteht aus monotonen dunkelgrauschwarzen Tonmergelschiefern mit winziger Fauna und reichlich Pelagos. Pyrit-Steinkernerhaltung kann vorkommen. Mit schichtparallelen Anreicherungen von Siderit-Knollen (Horizont 318-14-III bzw. 318-4912-

III) beginnt das Pernze-Mb. (loc. typ. = Böschung neben Neubau in Pernze, NW' der B55, r08640, h56650). Zum stratigraphisch Hangenden hin steigt der Psammit-Anteil kontinuierlich an, das Gestein nimmt hellere Farbe an.

Am locus typicus liegt eine reiche Benthosvergesellschaftung mit großen Brachiopoden vor. Es stehen dort mehrere Meter eines sandigen mittel- bis dunkelgrauen, bräunlichen, z. T. gebankten, mergeligen Sediments an (siltiger mikrobioklastischer Wackestone, reichlich autochthone Anteile! = Horizont 318-14-IV/Pernze bzw. 318-4912-IV/Pernze). Starke Durchwühlung und Mikroschill sowie teilweise doppelklappige Erhaltung sind kennzeichnend. Conodonten aus den Sideritknollen oder den mergeligen Gesteinen lassen keine Bestätigung der stratigraphischen Stellung zu. Nahe dem Übergang zur Wiedenest-Fm. nimmt der Sandgehalt in den hell- bis mittelbraunen, mergeligen Schieferen kontinuierlich zu. Der Grenzbereich selbst ist nicht zuverlässig ergründbar; vielleicht liegt eine Störung vor.

Die mäßig günstigen Lebensbedingungen zur Oberen Waldbach-Zeit verschlechtern sich zur Bonzel-Zeit erheblich. Es können nur noch winzige Benthonten siedeln. Crinoidenstiele zeigen geringe Transportwege an. Die Schalen-Fauna ist lagenweise angereichert und wenig fragmentiert. Bioturbation erzeugte mitunter Mikroschill-Lagen. Geringer Transport trifft auch auf die benthosreichen Vergesellschaftungen zur Senkel-Zeit zu. Die Durchlüftungsverhältnisse haben sich dort enorm verbessert. Wachsender Sedimenteintrag und turbulenteres hydrodynamisches Regime beenden die günstigen Lebensbedingungen bald wieder.

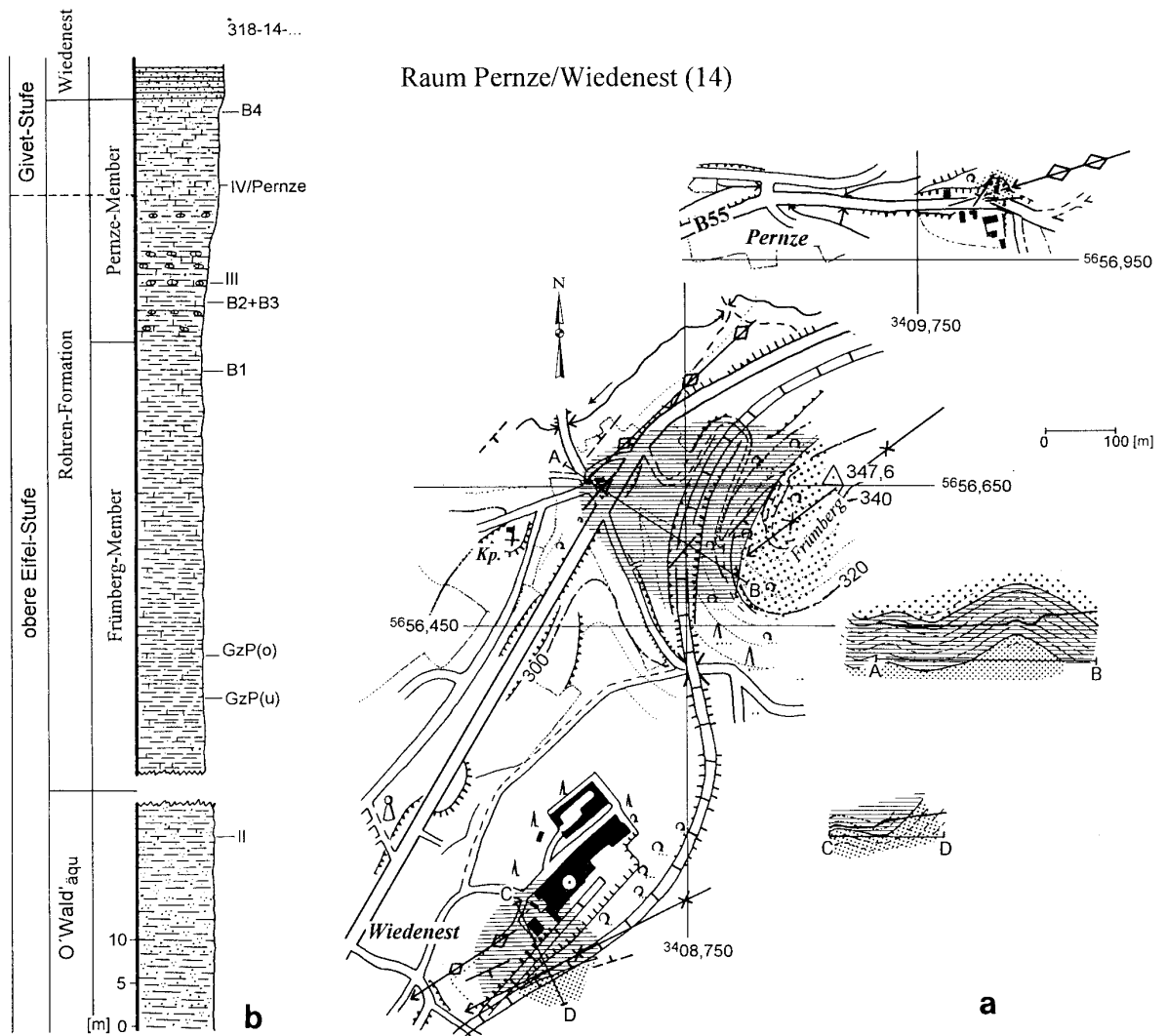


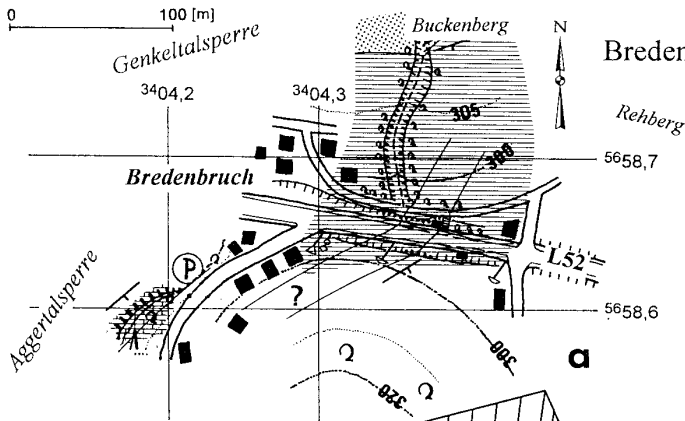
Abb. 18: Pernze/Wiedenest: Kartierung (a) und Säulenprofil (b). (Legende s. Abb. 19.)

II.2.17 Bredenbruch (15), Abb. 19

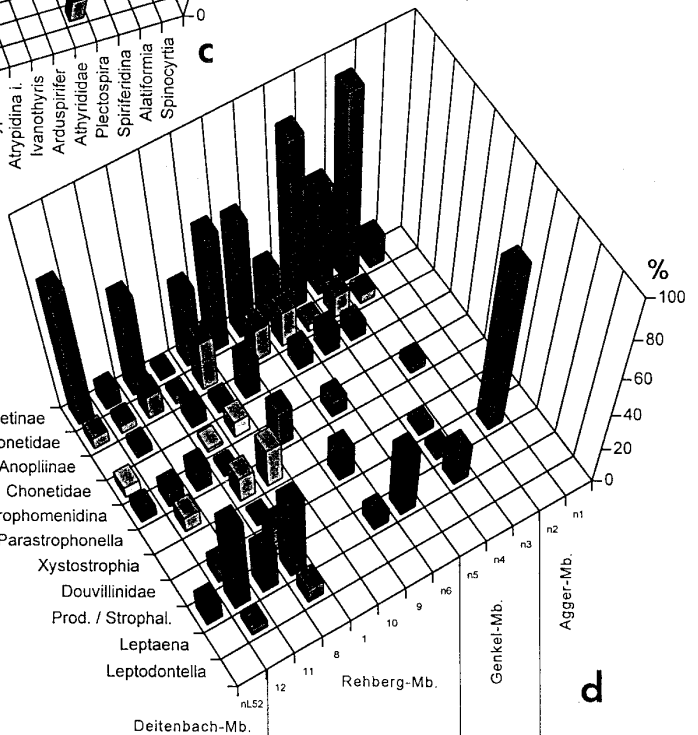
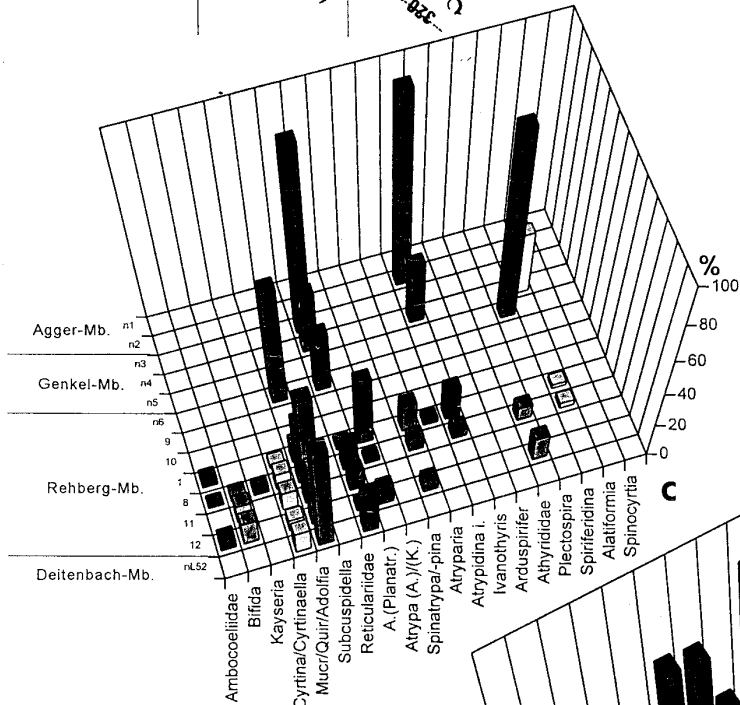
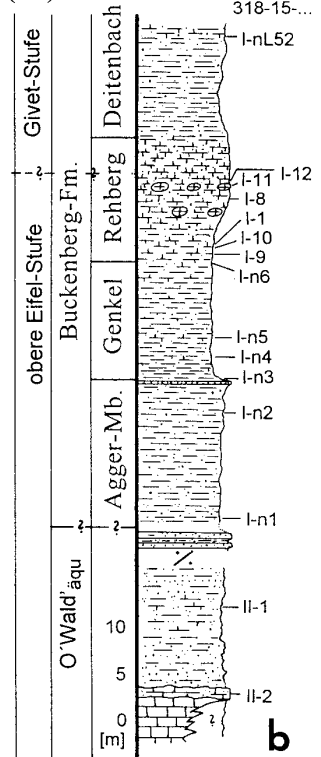
Das Profil von Bredenbruch weicht von den benachbarten Lokalitäten (z.B. Bahnhof Gummersbach, Rohren, Rospe) sowohl lithologisch als auch nach seinem Fauneninhalt deutlich ab. Die etwas mehr als 55 m mächtige Abfolge („Tentaculitenschiefer der Odershäuser Schichten“ + „Gummersbacher Mergelschiefer“ FUCHS & SCHMIDT 1928 oder „Odershausen-Formation“ ROUSHAN 1986 sind Teil der Abfolge) wird deshalb mit einem neuen Namen belegt: Buckenberg-Fm. (loc. typ. Hohlweg-Profil in Bredenbruch, am SW-Fuß des Buckenbergs, r04360, h58670 bis r04375, h58775, GK 25 Gummersbach 4911). Die Untergrenze ist heute nicht mehr aufgeschlossen. Eine Beschreibung liefert ROUSHAN (1986). Der untere Teil der Buckenberg-Fm. ist repräsentiert durch ockerfarbene, sandstreifige, tonige Silt- bis siltige Tonschiefer. Der oberste Abschnitt des unterlagernden O'Waldbach-Fm_{aqu.} besteht aus olivfarbenen bis grünlich-grauen oder bräunlichen, laminierten Feinsandsteinen, die mit sandigen, grünlich-grauen, sandstreifigen Tonschiefern wechselgelagert sind. Schichtparallele Crinoiden-Schuttlagen deuten auf entsprechend hohes Energieniveau hin. Das hydrodynamische Regime nimmt offensichtlich unvermittelt ab (*otomari*-Event). Die Obergrenze der Buckenberg-Fm. ist nicht aufgeschlossen. Aus lithologischen Erwägungen und Vergleichen mit anderen Profilen im Arbeitsgebiet kann diese Fm. in vier Member untergliedert werden.

Das Agger-Mb. (loc. typ. Hohlweg Bredenbruch, kurz vor Einmündung auf ein Feld, am SW-Fuß des Buckenbergs, benannt nach der nahegelegenen Aggertalsperre, r04375, h58765, ungefähr 96,5 m N' Hohlweg-Einmündung, Horizont 318-15-I-n1 bzw. 318-4911-I-n1) besteht aus sandlaminierten Tonschiefern (grünlich-braungrau, bräunlich-olivfarbengrau) bis Siltschiefern (beigefarben-grau). Pflanzenhächsel können in den tempestitischen Lagen angereichert sein. Im höheren Abschnitt des 16 m mächtigen Mb.s treten plattige, wenige mm-mächtige Feinsandstein-Bänke auf. Darüber folgt unvermittelt ein Sedimentationswechsel: Das Genkel-Mb. (loc. typ. Hohlweg-Bredenbruch, wie oben, benannt nach der Genkeltalsperre, r04355, h58720, ca. 49 m N' Hohlweg-Einmündung, Horizont 318-15-I-n3 bzw. 318-4911-I-n3) umfaßt eine 13 m mächtige pelitbetonte Abfolge. Die Gesteine sind etwas dunkler als die des Agger-Mb.s. Das Faunenspektrum beschränkt sich nach wie vor im wesentlichen auf kleine, dünnchalige Brachiopoden (Abb. 19c, d) und Dacryoconariden bzw. auch dickschalige Tentaculiten. Der Kalkgehalt nimmt zum stratigraphisch Hangenden hin allmählich zu. Einzelne tempestitische Lagen mit gut erhaltener Fauna (Horizont 318-15-I-n5 bzw. 318-4911-I-n5) zeugen von Sturmereignissen. Als Besonderheit gilt die *Plumalina*-Fazies (ebenfalls -I-n5). Mit deutlicher Zunahme benthischer, autochthoner Fauna (dickerschalige und größere Taxa wie z. B. *Leptaena*; vgl. auch Abb. 19c, d) beginnt das Rehberg-Mb. [= der eigentliche Brachiopoden-Mergelschiefer und wohl zeitäquivalent mit dem „Gummersbacher Mergelschiefer“ FUCHS & SCHMIDT (1928), loc. typ. = S-Ausgang des Hohlwegs Bredenbruch, benannt nach dem weiter E' gelegenen Rehberg, r04360, h58670, Horizont 318-15-I-1 bzw. 318-4911-I-1]. Innerhalb der etwa 14 Profilmeter des Rehberg-Mb.s entwickelt sich aus einem grünlich-braungrauen Tonmergelschiefer ein grauer Mergelschiefer (Horizont 318-15-I-8 bzw. 318-4911-I-8 = siltiger bioklastischer Wackestone) mit lentikulären Kalkknollen (Horizont 318-15-I-12 bzw. 318-4911-I-12 = siltiger Wackestone). Die Conodontenfauna datiert in den Grenzbereich *ensensis/hemiansatus*-Zone. Die Fauna liegt nicht selten in doppelklappiger, vollkörperlicher Erhaltung vor. Allerdings weist die stärkere Fragmentierung der Fauna im höheren Teil des Rehberg-Mb.s (Kalkknollen) auf weiteren Transport und steigendes Energieniveau hin. Ein Trend der sich zum stratigraphisch Jüngeren hin noch verstärken wird. Mit Beginn des Deitenbach-Mb.s (loc. typ. = S' Straßenböschung der L52 in Richtung Deitenbach, im stratigraphisch Hangenden des Brachiopoden-Mergelschiefers, Schürfe, Horizont 318-15-I-nL52 bzw. 318-4911-I-nL52, r04400, h58630) nimmt der Kalkgehalt deutlich ab, der Sandgehalt aber weiter zu. Der Faunengehalt in diesem zumeist dunkelolivfarbenen, siltig-sandigen Tonschiefer ist gegenüber dem Rehberg-Mb. stark abgereichert. Verglichen mit dem Raum Selscheid beispielsweise ist diese Lokalität mehr küstenwärts gelegen, die Meerestiefe geringer (durchschnittlich höherer Silt/Sandanteil, Pflanzenreste). Zu Beginn der Buckenberg-Fm. weisen die recht dunkle Sedimentfarbe und der spärliche Fauneninhalt auf restriktive Lebensbedingungen hin. Zahlreichen Sturmereignissen fallen nahegelegene reiche Benthosvergesellschaftungen anheim. Dennoch kann sich hier erst zur Senkel-Zeit ein reiches Bodenleben entwickeln.

Eine Besonderheit in diesem Gebiet ist das bereits bei JUX (1960) beschriebene Riff am Ufer des Genkel-Arms. Das Bioherm ist keineswegs ein laterales Pendant des Brachiopoden-Mergelschiefers, wie FUCHS & SCHMIDT 1928, JUX 1960 oder GRABERT 1969 vermuten. Genausowenig gehört es in die Waldbach-Zeit, was SPIESTERSBACH (1942), THIENHAUS (1940) und ROUSHAN (1986) annehmen. Aufgrund conodontenstratigraphischer Untersuchungen [Horizont 318-15-II-2 bzw. 318-4911-II-2 mit *Icriodus excavatus* WEDDIGE 1984, det. BULTYNCK 1996; möglicher-



Bredenbruch (15)



Legende (für Abb. 5-21):

- Kalk, -Linsen
- mergelig, kalkig
- tonig
- siltig/sandig
- Pyrit
- Farbintensität
- Wiedenest-Fm. äqu
- Bonzel-Fm. äqu
- Waldbach-Fm. äqu
- Störung

← **Abb. 19:** Säulenprofil (b), Kartierung (a) und die zeitintegrierte Entwicklung der Verteilung spiriferider und strophomenider Brachiopoden (c resp. d) für den Fundpunktbereich Bredenbruch, außerdem Legende für die Abb. 5-21. Wie in der Meinkenbrachter Fazies (Abb. 9e) dominieren die Holynetinae während des *otomari*-Intervalls („n1“ bis „n6“); dann bildet sich eine artenreiche Community heraus. Ausweislich zahlreicher dickschaliger Taxa (*Leptaena*, *Mucrospirifer* etc.) zur Senkel-Zeit ist eine höhere Wassertiefe als im Meinkenbrachter Raum wahrscheinlich. Typisch ist die Atrypiden-*Mucrospirifer*-Vergesellschaftung (vgl. Abb. 16c, 9e). Mauersignatur in 19c kennzeichnet das Bredenbruch-Riff incl. Talus.

weise gewisse Tendenzen zu *Icriodus amabilis*, deshalb vielleicht etwas älter als der bekannte *Icr. excavatus*; *Icr. amabilis* hat aber einen deutlichen Sporn und erscheint insgesamt länger (frdl. mdl. WALLISER 1996)] muß das Gestein vielmehr wahrscheinlich der *rhenanus*/unteren *varcus*-Zone zugerechnet werden (d. h. etwa Finnentropfer Schichten oder gar Massenkalk sensu WEDDIGE 1977: Tab. 4).

Jedenfalls entwickelten sich aufgrund günstiger Bedingungen fleckenhafte Bioherme, die späterer erhöhter Wasserbewegung und gesteigertem Sedimenteintrag zum Opfer fielen (Riff-Talus Horizont 318-15-II-2 bzw. 318-4911-II-2 u. a. mit *Dicricoconus* sp., Volynitidae indet. *Tentaculites* sp., gekrümmtes Taxon *Tentaculitida* indet.). Nach dem Ende des Riffwachstums werden aber zunächst noch mittelgraue Tonschiefer und vor allem sandige und tonige Siltschiefer (Horizont 318-15-II-1 bzw. 318-4911-II-1) geschüttet, in denen einige faunenreiche Lagen auffallen: *Tentaculitida* indet., *Styliolina* sp., *Nowakia* aff. *N.(N)*. ex gr. *otomari*?, *Atryparia*? sp., *Spinatrypa* sp., *Bifida* sp., *Strophomenidina* indet., *Reticulariidae* indet., *Leiopteria* sp., sehr viele Crinoiden-Ossikel (Waldbach-Zeit!). Die Crinoiden-Ossikel liegen oft noch im Verband miteinander vor und machen somit nur mäßig starke Wasserbewegung und geringe Transportwege wahrscheinlich. Die Fragmentierung der Schalen ist auf Bioturbation zurückzuführen. Bis zum Beginn der Buckenberg-Fm. gehen die Wasserbewegung und der grobklastische Anteil offenbar kontinuierlich zurück, was vielleicht schon mit dem steigenden Meeresspiegel und dem sich vertiefenden Ablagerungsraum zusammenhängt.

II.2.18 Bahnhof Gummersbach (16), Abb. 20

Den mittleren und oberen Abschnitt des Bonzel-Fm_{aqu.s} (? „Odershausen-Formation“ ROUSHAN 1986) erschließt das schwach gefaltete und tektonisch leicht gestörte Profil an der Böschung des Bahnhofs Gummersbach. Die in braungefleckten, dunkelgrauen Mergelschiefer (Horizont 318-16-BfG3 bzw. 318-4911-BfG3) eingebetteten Kalkknollen (-16-BfG2, -III-1 und -III-2) enthalten eine Conodontenfauna der *ensensis*-Zone (Obere Eifel-Stufe). Die Mergelschiefer nehmen nach oben hin hellere Farbtöne an. Die Kalkknollen werden größer (Horizont 318-16-III-4 bzw. 318-4911-III-4) und weisen große mikrofazielle Übereinstimmungen mit dem Bredenbrucher Brachiopoden-Mergelschiefer (Horizonte 318-15-I-8 bzw. 318-4911-I-8 und -11) auf (hier: siltiger Wacke- bis Packstone mit stark angebohrten, lange Zeit exponierten, allochthonen Faunenresten und ähnlichen ästigen Bryozoen wie in Bredenbruch). Auffällig ist auch, daß in allen beprobten Kalken vorliegender Untersuchung nur in Bredenbruch und hier vermehrt semitextulariide Foraminiferen (auch im Bf. Linde-Profil) und Fischreste (zahlreich nur im Bf. Gummersbach-Profil) gefunden wurden. Die übrigen Kalke (Horizonte 318-16-III-6 bzw. 318-4911-III-6 = „C“ ROUSHAN 1986: 14, 15 = Wiedenest-Fm., -III-5 und -BfG-D = beide „D“ ROUSHAN 1986: 14, 15) haben keine kritische Conodontenfauna erbracht. Die Grenze zur Wiedenest-Fm. wird mit Einsetzen der dickbankigen Kalke („D“ Roushan 1986: 14, 15 = „Wiedenest-Formation“) vermutet: Die Bioklasten-Packstones (Horizont 318-16-BfG-D bzw. 318-4911-BfG-D) deuten auf erhöhtes Energieniveau hin. Weil die Fauna weitaus weniger stark angebohrt ist als in den Kalken zuvor, darf auf eine erhöhte Sedimentationsrate geschlossen werden.

Relativ dickschalige, stark berippte (s. FABER et al. 1977, FÜRSICH & HURST 1974) Brachiopoden-Taxa mit 'Zick-Zack'-Kommissur (s. HERTA SCHMIDT 1937) und starke Bioturbation indizieren einen hohen Sedimenttransport (Turbicolarität, CARLS et al. 1993) und ausreichend Sauerstoff über dem Meeresboden. Echte Infauna beschränkt sich bemerkenswerterweise auf Sauerstoffarmut-tolerierende Ichnofauna (*Chondrites*, vgl. SEILACHER 1990). Das hydrodynamische Energieniveau, der Sedimenteintrag und die Sauerstoffversorgung steigen zum stratigraphisch Jüngeren an. Biostromale Faunenelemente häufen sich.

Als Äquivalent der Odershäuser Schichten sensu THIENHAUS (1940) stellt MAY (1986) im Gummersbacher Gebiet das „Rospe-Member“ auf. MAY (1986) bezieht sich auf WALLISER (1985: 403): Danach erhält der *otomari*-Event [, und nicht die gesamte Abfolge „Odershäuser Kalk“ wie MAY (1986: 31) schreibt!] ein „Junkerberg-Alter“.

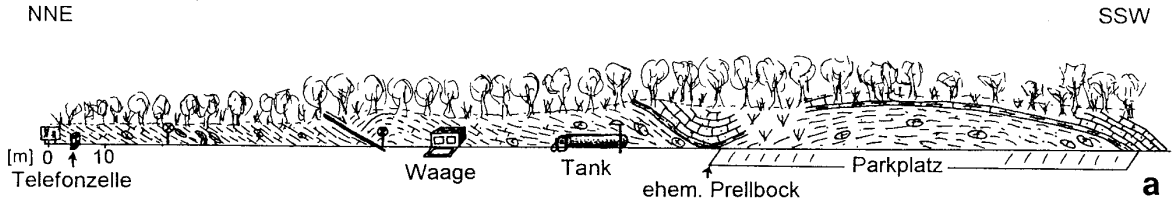
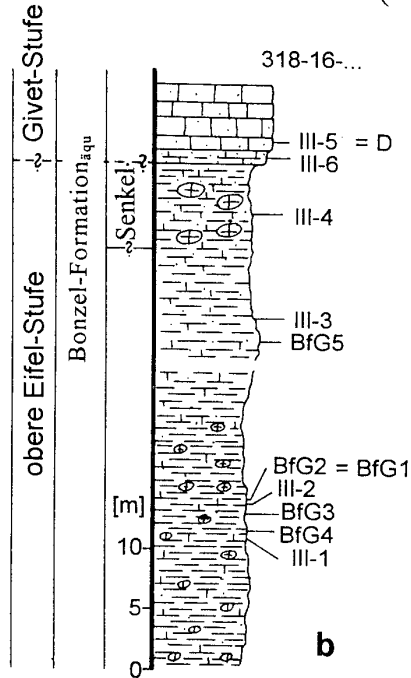


Abb. 20: Bahnhof Gummersbach: Aufschlußskizze (a) und Säulenprofil (b). (Legende s. Abb. 19.)

Bahnhof Gummersbach (16)



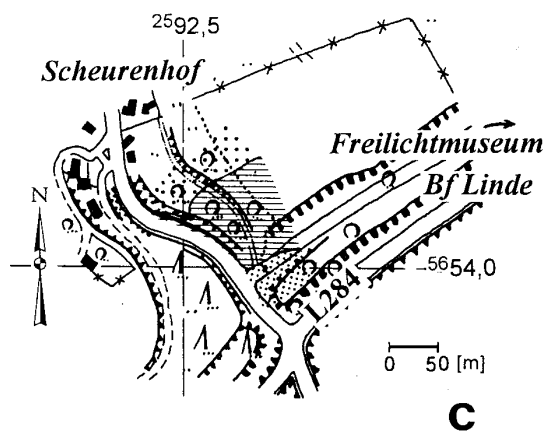
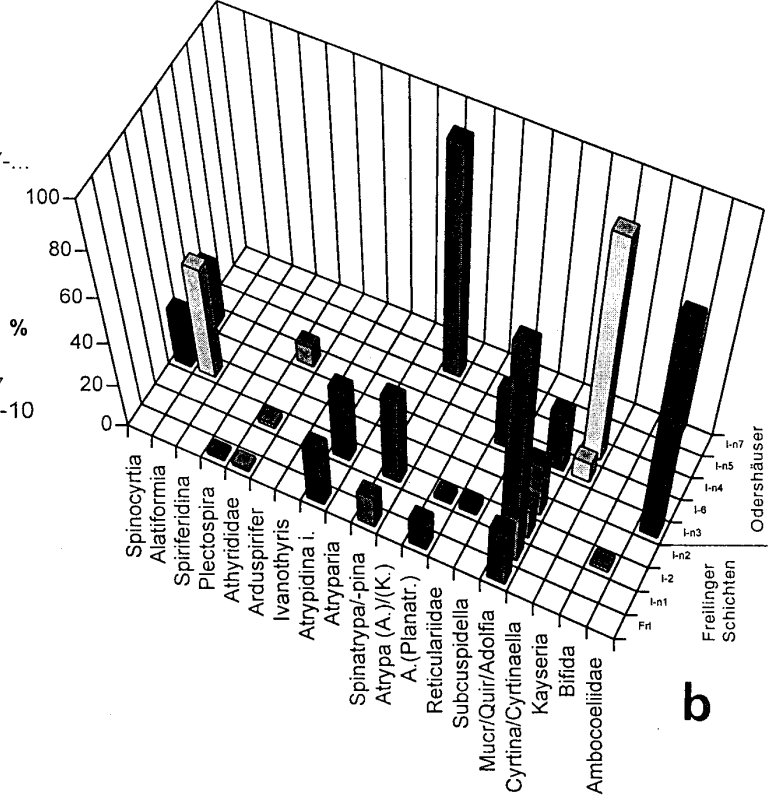
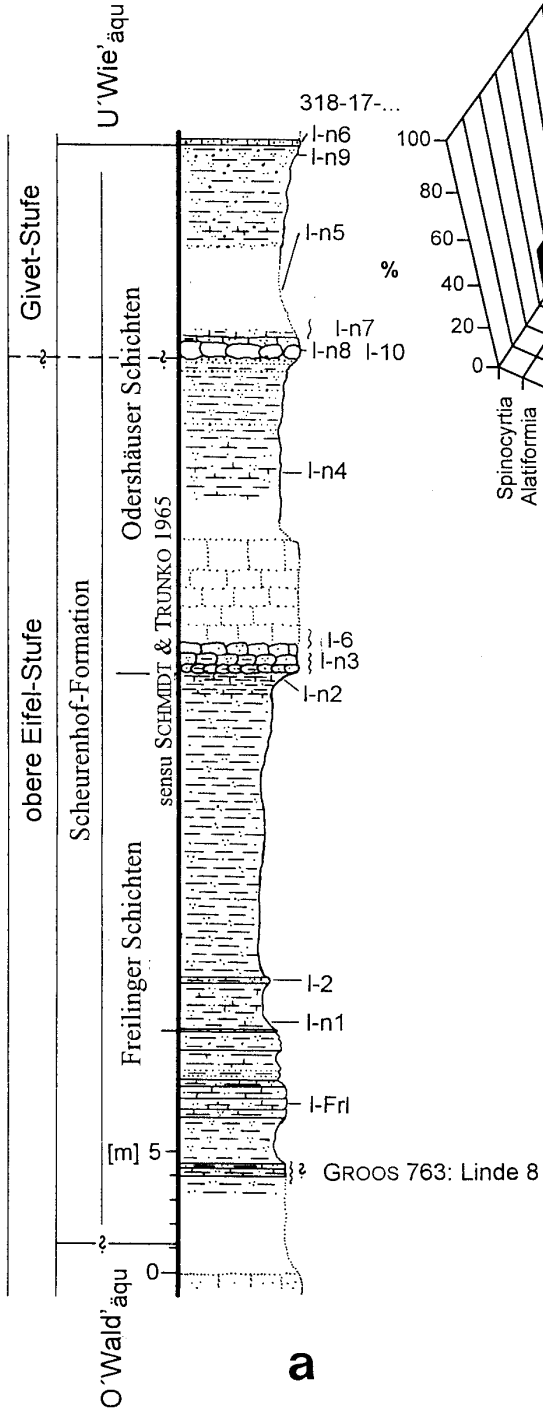
MAYS (1986) Fauna, vor allem vom locus typicus des Rospe-Mb.s liefert in der Tat – wie eigene Untersuchungen bestätigen (Horizont 318-4911-IV-1) – einige Indizien für ein Junkerberg-Alter, und damit höchstwahrscheinlich ein prä-Odershausen-Alter. Wichtige Formen sind nach MAY (1986): *Yeothyris b. bicollina* (STRUVE 1961), *Atrypa (Kyrtrypa) culminigera* Struve 1966, *Atryparia aureolata* (STRUVE 1966) und *Atrypa (Planatrypa) collega* STRUVE 1966. [Der „*Tentaculites sulcatus* ROEMER“ hat sich im nachhinein als dickschaliger Tentaculit herausgestellt (det. SCHÖNE, 1996); zunächst bestand die Hoffnung, es handle sich um eine stratigraphisch verwertbare *Nowakia*-Form]. Auch lithologische Kriterien könnten diese stratigraphische Einstufung untermauern. Im Vergleich zu den weiter nördlich gelegenen Bonzeler-Äquivalenten im Bahnhof Gummersbach-Profil sind die Sedimente des „Rospe-Members“ viel heller, grobkörniger (sogar Ball-and-pillow-Strukturen) und bioturbat entschichtet. BASSE (frdl. mdl. Mitt. 1997) hat Hinweise für obere Bonzel-Zeit. Einstweilen behält sich der Verfasser jedoch vor zu entscheiden, ob es sich beim „Rospe-Member“ um prä-Event-Ablagerungen handelt oder möglicherweise doch um ein Zeitäquivalent der Bonzel-Fm. (vielleicht Senkel-Mb. ?).

II.2.19 Hohlweg SW' ehem. Bahnhof Linde (17), Abb. 21

Die bereits zu Beginn der Bonzel-Zeit hochdiversen Benthos-Vergesellschaftungen an dieser – zwischen Eifeler und sauerländischer Fazies vermittelnden – Lokalität verdeutlichen, daß die globalen Umweltveränderungen hier keine derart tiefgreifenden Auswirkungen auf die Lebensbedingungen hatten wie andernorts im Untersuchungsgebiet: Kritischer Sauerstoffmangel bestand nicht. Dennoch dominieren unter den Spiriferiden wie z. B. im Raum Selscheid Atrypiden und *Mucrospirifer* (Abb. 21b). Einige Meter über den nicht angetroffenen Kalken der „Selscheider Schiefer“ mit *Struveina parcefurcata* (s. SCHMIDT & TRUNKO 1965), die KLEINEBRINKER (1992) in den Grenzbereich „*australis/ensensis*“-Zone zu stellen gewillt ist, stehen fossilreiche Mergel der „Freilinger Schichten“ an. Selbst riffartige Gebilde gab es zur unteren Bonzel-Zeit (Horizont 318-17-I-2 bzw. 318-4909-I-2). Wegen deutlich abweichender Fazies benennt der Verfasser die Gesamtabfolge, also „Freilinger Schichten“ und „Odershäuser Schichten“ sensu SCHMIDT & TRUNKO (1965) als Scheurenhof-Fm. (≥ 46 m; „Untere Honseler Schichten“ DIETZ et al. 1935, partim; loc. typ. Böschung am zugewachsenen Waldweg NW' parallel zum ehemaligen Bahndamm und zur L284 verlaufend, orthogonal zum Hohlweg, etwa 64 m NE' der Abzweigung von der nach Scheurenhof führenden Straße, r92610, h54045, Horizont 318-17-Frl bzw. 318-4909-Frl). Die Liegendgrenze ist nicht aufgeschlossen, fällt aber laut SCHMIDT & TRUNKO (1965) mit Ende der „Selscheider“ Kalke (Waldbach-Zeit) zusammen.

Abb. 21: Säulenprofil (a), Kartierung (c) und vertikale Verteilung der Spiriferiden (b) für den Bereich Bahnhof Linde. (Legende s. Abb. 19.) Bereits während des Freilingiums (vgl. a. Abb. 16c) treten die Senkel-üblichen Spiriferiden auf.

Hohlweg SW' ehem. Bahnhof Linde (17)



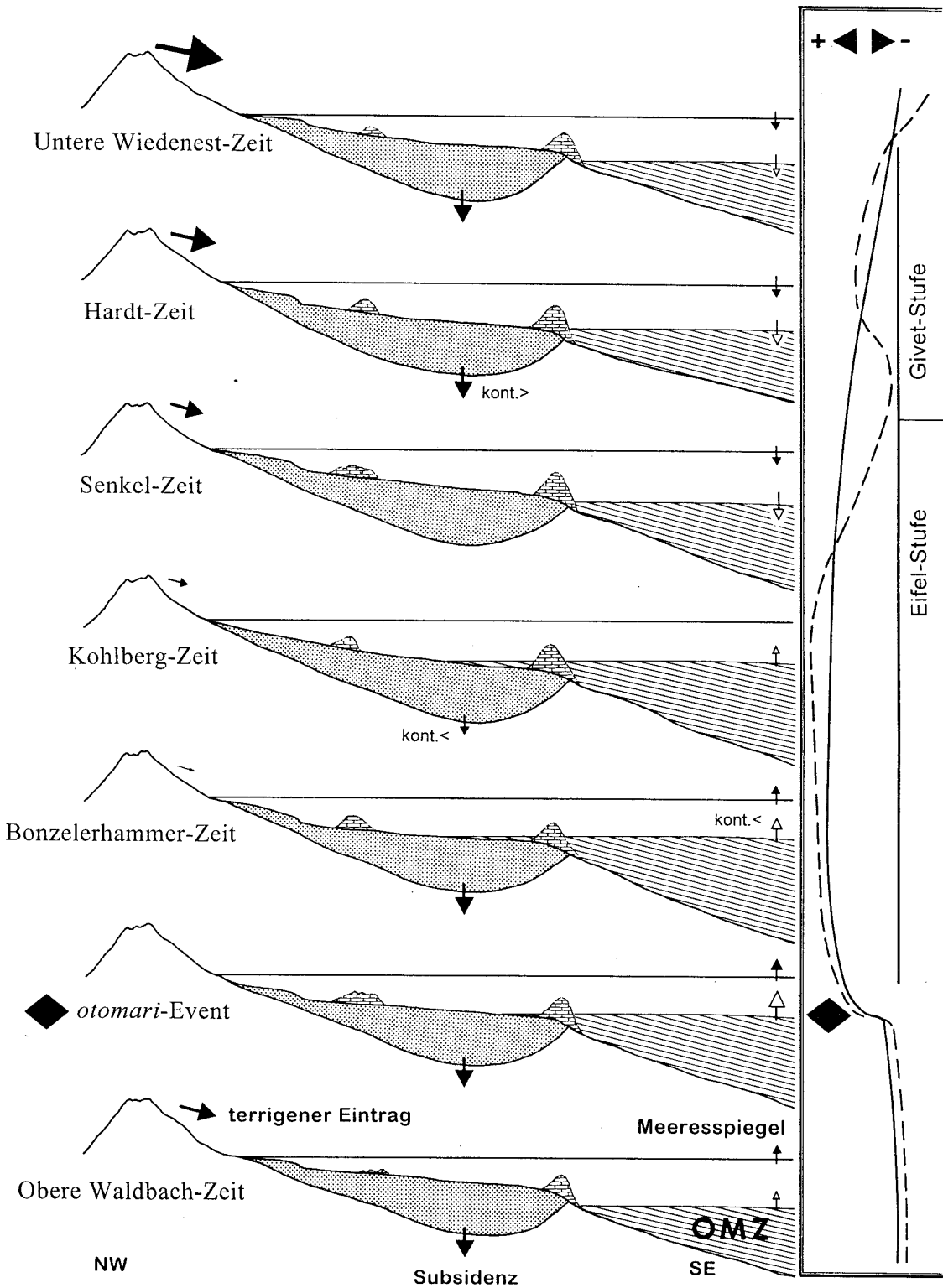
Erste Conodonten aus einer kalkigen Bank im tiefen Teil der „Freilinger Schichten“ stellte Frau Dr. UFFENORDE freundlicherweise zur Verfügung (GROOS 1969: 763-Linde 8): untere *ensensis*-Zone [det. SCHÖNE: *Polygnathus* ex gr. *Po. xylus* (juvenil), *Po. pseudofolius*? WITTEKINDT 1966 (mit *eiflius*-Knoten), *Icriodus arkonensis tiliaris* WEDDIGE 1988, *Icr.* aff. *Icr. struvei*, *Icr. regularicrescens*→? *Icr. obliquimarginatus*. An dieser Stelle sei angemerkt, daß auch im Cherry Valley Limestone (Horizont 318-Cherry Valley NY2 und 3) *Icriodus arkonensis tiliaris* enthalten ist. Daneben treten Formen auf, die *Icr.* sp. aff. *Icr. struvei* vel aff. *Icr. amabilis* nahe kommen. Nach RICKARD (1986) gehört der Cherry Valley-Kalk in die *kockelianus*-Zone. *Icriodus arkonensis tiliaris* kommt nach WEDDIGE (1977: 300, *Icr.* sp. A) in den Freilingen Schichten „von Linde im Bergischen Land“ vor, also in der *ensensis*-Zone (ibidem: Tab. 4). Für die Lage des *otomari*-Events ergeben sich für das Cherry Valley nunmehr drei Möglichkeiten: inmitten des Union Springs-Tonschiefers, inmitten des Cherry Valley-Kalksteins oder an der Basis der Chittenango Shales. Lithologische Erwägungen schließen die beiden ersten Möglichkeiten aus. *Icriodus arkonensis tiliaris* ist höchstwahrscheinlich nicht auf die untere *ensensis*-Zone beschränkt, sondern erscheint bereits in der späten *kockelianus*-Zone. *Icriodus struvei* und *Icr. amabilis* reichen in die *hemiansatus*-Zone hinein (BULTYNCK 1995/96), haben ihre Hauptverbreitung aber früher. Der Beginn der Schwarzschiefer-Episode über dem Cherry Valley-Kalk korrespondiert zeitlich mit dem *otomari*-Event.] Über dem zumeist blaugrauen Mergelschiefer mit eingelagerten grünlichen Feinsandsteinbänkchen lagern bräunlich-grüngraue, sandige Siltschiefer und siltig/sandige Tonschiefer (Horizont 318-17-I-n1 bzw. 318-4909-I-n1). Die sog. „Odershäuser Schichten“ beginnen mit mergelig-sandigem Gestein (Horizont 318-17-I-n2 bzw. 318-4909-I-n2), das schnell in Kalkknollen (Horizont 318-17-I-n3 bzw. 318-4909-I-n3 = untere Odershausen-Fm.) übergeht. Typisch für die gesamte Scheurenhof-Fm. ist übrigens *Leptaena analogaeformis* BIERNAT 1966 (neben *Mucrospirifer*, Atrypiden usf. natürlich, Abb. 21b): In flacheren Meeresbereichen bei besserer Durchlüftung (s. Diskussion in Kap. IV.2) stellt diese Form einen hohen Prozentsatz der Faunenvergesellschaftungen. In den knolligen Kalken ist sie besonders zahlreich vertreten. Dann sind Reste eines Stromatoporen-Korallenriffs überliefert (Horizont 318-17-I-6 bzw. 318-4909-I-6). Der Sandgehalt der darüber abgelagerten Sedimente steigt kontinuierlich an. Ein kleines Stromatoporen-Riff („J“ in SCHMIDT & TRUNCKO 1965: 832; hier: Horizont 318-17-I-n8 bzw. 318-4909-I-n8) datiert ungefähr in den Grenzbereich *ensensis*/*hemiansatus*-Zone). Nach einer Aufschlußlücke (möglicherweise weiteres Stromatoporen-Riff: Horizont 318-17-I-n5 bzw. 318-4909-I-n5) folgen stärker sandige, mergelige Siltschiefer mit eingeschalteten Sandsteinen und Siltsteinen. Die Scheurenhof-Fm. grenzt schließlich an die karbonatischen, plattigen Sandsteine der Wiedenest-Fm. (Horizont 318-17-I-n6 bzw. 318-4909-I-n6).

Der flachmarine Akkumulationsraum war während der Scheurenhof-Fm. keiner starken Wasserbewegung ausgesetzt (siehe Mikrofazies-Analyse). Wegen guter Durchlüftung etablierten sich neben hochdiversen Benthosgemeinschaften zahlreiche Bioherme. Gerüstbildend waren tabulate Korallen und Stromatoporen. Zum stratigraphisch Hangenden hin macht sich ein wachsender terrestrischer Sedimenteintrag bemerkbar.

II.2.20 Zusammenfassung: Fazielle Entwicklung

Lithologie und Fauna widerspiegeln die allgemeinen ökofaziellen Entwicklungstrends (s. Diskussionen in den Kap. III und IV). Sauerstoffversorgung, Wasserbewegung, Umlagerungsrate und Sedimenteintrag nehmen von der Waldbach- zur Bonzel-Zeit generell ab. Hochdiverse Benthosvergesellschaftungen beschränken sich auf küstenwärts gelegene, flachmarine Regionen (Bahnhof Linde). In beckenwärtiger Richtung sind bei zeitweise herabgesetzter Sedimentationsrate und Umlagerungsrate sowie besserer Sauerstoffversorgung *Pseudocamarophoria*, *Skenidioides*, *Procteria* (*Granulidictyum*) und kleine Chonetiden typisch (Meinkenbracht, z. B. Schelle-Mb.; s. Fossilliste im Anhang). Eine große Auflagefläche [z. B. *Procteria* (*Granulidictyum*), Chonetiden mit Randstacheln], und leichte, dünne Schalen (*Pseudocamarophoria*, *Skenidioides*) erleichtern die Besiedlung von Weichsubstraten. In den dunklen Schiefer, z. B. von den Fundpunktbereichen Bonzel, Burbecke, Blauer Bruch, Listertalsperre, Menkhausen und Remblinghausen besteht die benthische Fauna z. B. aus winzigen Gastropoden, die sich vielleicht von Mikroorganismen ernähren, die bei geringeren Sauerstoffwerten und fehlenden Gastropoden das weiche Sediment

Abb. 22: Schema für die Faziesentwicklung und Angabe des vermuteten relativen Meeresspiegels (durchgezogene Linie) und der relativen Tiefe des Ablagerungsraums (unterbrochene Linie). Die Pfeilstärken symbolisieren Intensitäten (des terrigenen Sedimenteintrags, der Subsidenzrate, des Meeresspiegel- oder OMZ-Anstiegs). kont. = kontinuierlich; > = zunehmende/r; < = abnehmende/r; OMZ = Sauerstoff-Minimum-Zone (s. Kap. IV.2). →



verhärten (s. Kap. IV.2.4). Dünnschalige, Sauerstoffdefizite tolerierende, kleine Taxa repräsentieren die benthische Fauna. Zum Teil bevorzugen sie Hartsubstrate (mikrobiell verfestigte Sedimente oder tote Schalen usw.: *Cyrtina*, *Athyris*, einige inartikuläre Brachiopoden, *Pterochaenia*, *Leiopteria*). Einige leichte Epibenthonten können auch unverfestigte Weichsubstrate besiedeln (winzige Muscheln, *Buchiola*, *Acrotretacea*).

Mit Beginn der Senkel-Zeit erobern sich die hochdiversen Communities ihren Lebensraum auch in tieferen Meeresbereichen zurück. Es handelt sich vorwiegend um dickschalige Taxa (Atrypiden), viele große (*Schizophoria*), stark berippte Typen, oft mit Zick-Zack-Kommissur (*Primipilaria*, *Mucrospirifer*, *Quiringites*?, ähnlich den Arduspiriferiden zur Waldbach-Zeit) und Arten mit Setae (Vorfilter oder Sinnesorgan als Schutz bei hohem Sedimenteintrag und Umlagerungsrate; *Mucrospirifer*, *Quiringites*?, Reticulariidae, Ambocoeliidae, *Xystostrophia*, *Schizophoria*). Sauerstoffversorgung, Turbilität, Sedimenteintrag, Korngröße und Wasserbewegung waren stark gestiegen. In küstenferneren oder lokal vor zu hoher Sedimentation und Umlagerung geschützten Lebensräumen dominieren flache, zum Teil geniculate Liegeformen mit adult atrophiertem Stiel (*Leptaena*, *Xystostrophia*, Douvilliniidae). Im Boden mit Stacheln verankerte Brachiopoden (*Productella*, *Spinatrypa*) sind zu hoher Sedimentationsrate schutzlos ausgeliefert. Postmortaler Bewuchs weist außerdem auf geringenergetische Milieus (zeitweise geringe Sedimentationsrate) hin.

Die Termination riffartiger Komplexe kurz vor bzw. mit dem *otomari*-Event in weiten Teilen des Schelfs kann im wesentlichen mit dem Anstieg der sauerstoffarmen Zone (s. Kap. IV) und hoher Tontrübe erklärt werden. Nur auf lokalen Untiefen in ausreichend mit Sauerstoff versorgten Meeresräumen (weitgehend frei von hohem Eintrag feinklastischen Detritus') war biohermale oder -stromale Entwicklung möglich gewesen. Die Expansion der sauerstoffdefizitären Zone hat aber nicht ausgereicht, um nennenswerte Extinktionen der Benthonten zu bewirken, aber die Dominanz bestimmter Taxa der Faunengemeinschaften nachhaltig gesteuert.

Das *otomari*-Intervall ist eine Phase pelitdominierter, siliziklastischer, karbonatarmer Sedimentation. Stärkere Karbonatproduktion auf dem Schelf setzt erst zur Senkel-Zeit wieder ein. Für die Mikritbildung können Mikrobohrer, zerkleinerter Korallenschutt (ähnlich *Halimeda*: Aragonitnadeln), kalkiges Nannoplankton oder mikrobielle Kalkschlamm-Fällung (am Boden oder in der freien Wassersäule) ursächlich sein (vgl. FLÜGEL 1982). Feingeschichtete Kalke (Marpe) gehen auf Kalkschlamm-Transport zurück. (Es sei angemerkt, daß es sich bei sämtlichen Kalken um – diagenetisch bedingt – sideritische Gesteine handelt, die sich mit saurer Kaliumhexacyanoferrat-III-Lösung blau anfärben lassen). Zu Beginn der Senkel-Zeit setzt auf jeden Fall eine bedeutende biohermale und biostromale Entwicklung ein, und das weltweit (vgl. HLADIL 1986, u. a.). Kurz darauf (Submember 2 des Senkel-Mb_{aqu.s}) könnten viele Riffe dem steigenden hydrodynamischen Regime zum Opfer (Rud- und Floatstones) gefallen sein.

Die beobachteten Entwicklungen sollen nun im geodynamischen und ökofaziellen Kontext interpretiert werden (dazu Abb. 22). Bedingt durch den globalen Temperaturanstieg steigt der Meeresspiegel eustatisch an, wandert die Schelfkante nach NW (Schelfkantenverlauf um die Eifel/Givet-Grenze s. Abb. 1; dieser und die Trennung zwischen mittlerem und äußeren Schelf rekonstruiert nach eigenen Ergebnissen unter Berücksichtigung der Arbeiten von THIENHAUS 1940, HAFFER 1962, SCHMIDT 1962, MÜLLER 1965, MEISCHNER 1971, GOLDRING & LANGENSTRASSEN 1979 und LANGENSTRASSEN 1983). Daran knüpft sich auch die Anhebung der Pycno/Oxycline. Einige Riffe wachsen zunächst mit steigendem Meeresspiegel mit. Der *otomari*-Event terminiert viele Karbonat-Produktionsstätten. Die Karbonatbildung ist jetzt generell deutlich minimiert. Wegen des Meeresspiegel-Anstiegs werden die Liefergebiete der Küstenregionen überflutet. Der Sedimenteintrag geht deutlich zurück, ebenso Umlagerungsrate und Wasserbewegung. Der Ablagerungsraum vertieft sich rasant infolge minimalen Eintrags von terrigenem Material und anhaltend fortschreitender Subsidenz (Bonzelerhammer-Zeit). Zur Kohlberg-Zeit herrschen die tiefsten Ablagerungsbedingungen, weil die zuvor eingeleiteten Entwicklungen kulminieren. Vermindertes Relief kennzeichnet den Schelf. Die zuvor häufigen Styliolinite oder Styliolinen-reichen Gesteine sind kaum noch zu beobachten. Die Subsidenz läßt aber allmählich nach. Zu Beginn der Senkel-Zeit findet eine extensive biohermale und biostromale Entwicklung und eine massive Wiederbesiedlung tieferer Teile des Schelfs statt. Hoher Sedimenteintrag bei anfänglich fehlender Subsidenz und sinkender Meeresspiegel führen zu einer schnellen Verflachung der Lebensräume. Mit wachsenden Sauerstoffgehalten im Wasser steigt die Benthosdiversität explosionsartig an. Kontinuierlich sinkender Meeresspiegel, gesteigertes hydrodynamisches Energieniveau und höherer Sedimenteintrag denudieren vorhandene Riffe und riffartige Gebilde oder sedimentieren sie zu. Mit

einsetzender Subsidenz zur Hardt-Zeit vertieft sich der Schelf wieder. Erst zur Wiedenest-Zeit erreichen Subsidenz und Sedimenteintrag wieder etwa ein Gleichgewicht.

III AUSWERTUNG UND DARSTELLUNG DER DATEN: TRENDS

III.1 Lebensweise: Pseudopelagos?

Um Aussagen über die Lebensbedingungen am Meeresboden und Adaptationen benthisch lebender Tiere treffen zu können, muß nicht nur Autochthonie bzw. Parautochthonie der Fauna sichergestellt sein; vor allem muß pseudopelagische (= pseudoplanktische, epiplanktische; vgl. WIGNALL & SIMMS 1990) Lebensweise ausgeschlossen werden.

Zur Begriffswahl sei nur soviel angemerkt: WETZEL (1966) versteht unter Pseudoplankton nur Holzflitter, Bernstein und Sporomorphe. „Epiplankton“ greift zu kurz und vermittelt den Eindruck, Anheftung könne nur an Planktonen stattfinden. Der Verfasser spricht daher von pseudopelagischer Lebensweise (vgl. SIMMS 1986).

Zahlreiche, deutlich laminierte Schwarzschiefer enthalten autochthone Fossilvergesellschaftungen epibenthischer Lebewesen (z. B. KAUFMANN 1978, 1981; WIGNALL & MYERS 1988). Die Dominanz pelagischer Organismen in solchen Sedimenten hat schon früh Anlaß dazu gegeben, generell lebensfeindliche Verhältnisse am Meeresboden zu proklamieren (z. B. RUEDEMANN 1934: 33). Ein zweifelhaftes Argument! Es wurde die Existenz von Tieren gefordert, die sich an mobile Substrate anzuheften vermögen.

Ohnehin bestand lange Zeit ein regelrechtes Vakuum, was das Wissen um den Bereich zwischen ausreichend sauerstoffversorgten und sauerstofffreien Lebensräumen anbelangt. SCHMIDT (1935, 1944, 1956) mißt dem Sauerstoffgehalt auf die Verbreitung der schalentragenden Organismen besondere Bedeutung bei. Er erkennt beispielsweise die hohe Toleranz der Ophiuren und der „Würmer“ gegenüber Sauerstoffmangel („euroxybiont“, SCHMIDT 1935). Ein Fazies-Schema, das u. a. die abgestuften Sauerstoffgehalte berücksichtigt, präsentiert SCHMIDT in seinen Werken von 1944 und 1956. Erst seit der klassischen Arbeit von RHOADS & MORSE (1971) wird die Fauna der dysoxischen Zone intensiv bearbeitet. Dabei schenken spätere Autoren besonders den möglichen Anpassungen der benthischen Schalenträger an Sauerstoffdefizite Beachtung. Im Folgenden soll das Für und Wider, auch an Beispielen des eigenen Materials, vorgeführt werden.

III.1.1 Pseudopelagische Lebensweise: Ausweg aus einem Erklärungsnotstand?

ULRICH (1911: 356-359) nimmt *Sargassum*-artige Bedingungen bei der Schwarzschiefer-Genese an und hält eine „epiplanktonische“ Lebensweise für phosphatschalige inartikuläre Brachiopoden (*Lingula*) sowie dünnchalige und byssate Muscheln für sehr wahrscheinlich. „Die Anheftung an flotierenden Seetang“ war „unzweifelhaft“ der Fall (übersetzt aus RUEDEMANN 1934: 33), und zwar u. a. für *Acrotreta*, *Lingula*, *Orbiculoidea* (ibid.: 33) und *Pterochaenia* (ibid.: 56). Anheftung an Tang vermuten beispielsweise auch SCHUCHERT (1910: 446), RUDWICK (1965), HAVLÍČEK (1967), AGER (1967), BERGSTRÖM (1968) oder THAYER (1974). Sicher belegt wird keine dieser Vermutungen.

Es soll keineswegs angezweifelt werden, daß es pseudopelagische Lebensweise gegeben hat und gibt. Die „unzweifelhaften“ Beispiele längst vergangener Zeiten liefern u. a. PAUL (1939) und HAUFF & HAUFF (1982) mit Abbildungen von Crinoiden auf Treibholz, SEILACHER (1982, Epöken auf Ammoniten) oder McROBERTS & STANLEY (1989). Trotzdem suggerieren andererseits Abbildungen wie in WIGNALL (1994: 33, Abb. 3.15) eher zufällige Assoziation verschiedener Taxa oder post mortem-Besiedlung am Meeresboden.

Nicht alles, was nicht pelagisch lebt, hat notwendigerweise pseudopelagisch gelebt! Die Implikationen, die RUEDEMANN (1934) ins Feld führt und die später verschiedentlich durch entsprechende Funde noch manifestiert wurden, sind trotz der Analogieschlüsse zu rezenten Beispielen (*Sargassum*) meistens widerlegbar und lassen sich auch zugunsten einer benthischen Lebensweise umdeuten. Zu den schlagkräftigsten Argumenten gehören die geringe Körpergröße und die leichte Schale (Dünnchaligkeit; geringe Ornamentik, SCHMIDT 1931: 912; Reduktion der Brachialpapillen, ROWELL & KRAUSE 1973: 713; erhöhter organischer Anteil, JEFFERIES & MINTON 1965: 164, oder Phosphatschaligkeit; Schwebbeeinrichtungen, WILLIAMS & LOCKLEY 1983 oder auch WILLIAMS & ROWELL 1965).

Es wird meistens stillschweigend als Faktum hingenommen – wie WIGNALL & MYERS (1988: 371) monieren –, daß in der Schwarzschiefer-Fazies permanent ein 'anoxisches' Regime bestanden hat. KAUFFMAN (1978, 1981) weist im Posidonienschiefer des Toarciums bodennahe Strömungen nach und widerlegt damit das bis dahin standhaft vertretene 'stagnant basin model', nach dem ein absolut ruhiges, anoxisches Ablagerungsmilieu vorgeherrscht hätte. Vielmehr kann er eine episodische Besiedlung des Meeresbodens, z. T. auch toter Ammonitengehäuse („benthic islands“) aufzeigen. In KAUFFMANS Modell fluktuiert die Grenze zum sauerstofffreien Milieu episodisch ins Sediment. Die hochdynamische Natur der Schwarzschiefer-Fazies betonen auch SAGEMAN et al. (1991). Als Indizien für wechselhafte Sauerstoffbedingungen im Bonzeler Profil können nuculide Muscheln (flachgrabend, s. u.) und *Conocardium* gelten. SEILACHER (1990: 299) erachtet es als höchstwahrscheinlich, daß *Conocardium* (Mollusca, Klasse Rostroconcha) eine H₂S-Pumpe besessen habe und aufgrund von Chemosymbiose und besonderer Morphologie in lebensfeindlichem Milieu leben konnte. Opportunistische Besiedlung des Meeresbodens war also von Zeit zu Zeit möglich gewesen (WIGNALL & MYERS 1988; umgekehrt RICHTER 1931: Benthische Fauna wird durch Schwefelwasserstoff getötet, der bei episodischen Stürmen aufgewühlt wird). Die Pseudopelagos-Theorie für Pterioden durch PAUL (1939) weisen KAUFFMAN (1978, 1981) und WIGNALL (1987) zurück. SEILACHER (1982: 113) hält niedrigdiverse Communities kleiner, speziell adaptierter, epi- und infaunaler Organismen auf bzw. in nährstoffreichen, sapropelischen Substraten für ephemersch (kurzlebig) und eher die Ausnahme. Bemerkenswert ist bei all diesen Beschreibungen jeweils, daß es sich um relativ kleine, dünnchalige Besiedler handelt. Unberücksichtigt bleibt allzuoft leider auch der taphonomische Aspekt: THOMPSON & NEWTON (1987) beschreiben eine in situ-erhaltene *Leiorhynchus*-dominierte Lebensgemeinschaft, in der dieser Brachiopode der Strömung nach ausgerichtet ist: Dieser dünnchalige, speziell an dysaerobe Fazies angepaßte Rhynchonellide lebte im Gegensatz zu THAYERS (1974: 128) Vermutung nicht pseudopelagisch.

Winzige dünnchalige und somit leichte Zweiklapper bleiben auch zurück, wenn sich nach einer opportunistischen Besiedlung schnell wieder anoxische Bedingungen einstellen und die Brut töten (SAGEMAN et al. 1991: 544). OSCHMANN (1991, 1994: 418) deutet solche winzigen Schalen als Prodissoconchen oder kleine Dissoconchen, BULMAN (1964) und ZIEGLER et al. (1968) als Riesenlarven von *Lingula*; während es sich nach THAYER (1974) um procrastinate Besiedler (die Besiedlung hinauszögernde, zaudernde Tiere) handelt. Obgleich SCHUBERT (1996) aufgrund der Körpergrößen-Häufigkeitsverteilungs-Spektren für winzige Muscheln im Wissenbacher Schiefer mehrere Generationen ableiten kann und deshalb keineswegs eine opportunistische Besiedlung juveniler Individuen vorliegt, bleibt die These episodisch (und längerfristig) günstiger Lebensbedingungen bestehen. Bei solchen winzigen Pelecypoden, Brachiopoden, aber auch Gastropoden handelt es sich sicherlich um eigene Arten. Interessant ist im übrigen, daß auch bei der pelagischen Fauna, nämlich bei den Cephalopoden, während des *otomari*-Intervalls relativ winzige Formen auftreten. Mangels ausreichenden Materials werden in der vorliegenden Arbeit aber keine Diagramme zur Größenverteilung der winzigen Faunen zum Vergleich angeboten.

Wenn sich nun ausschließlich speziell adaptierte Taxa im restringierenden Milieu am Meeresboden niederlassen, muß den Larven der vielen anderen Arten, die aufgrund zu geringer ökologischer Potenz bald sterben würden, ein Mechanismus zur Verfügung stehen, der vor einer Besiedlung gleich zu Anfang warnt: Denkbar wäre z. B. die Reaktion auf ein chemisches Signal.

Die geringe Körpergröße ist beispielsweise folgendermaßen erklärbar: Mangels ausreichender Sauerstoffversorgung und eventuell erhöhter Toxizität wachsen diese Tiere langsam, erreichen aber trotz ihres juvenilen Erscheinungsbildes früh die Maturität (Pädomorphose). Umgekehrt führen BURTON & CURRY (1985) pädomorph bedingte, geringe Körpergröße als Möglichkeit zur permanenten Anheftung an mobile Substrate (Algen) an.

Eine geringe Körpergröße kann physiologische Gründe haben: Kleine Taxa sind besser an verminderte Sauerstoffversorgung angepaßt (RAFF & RAFF 1970; aber ROWELL & KRAUSE 1973: 792). Gleichzeitig ist ein leichter Organismus natürlich prädestiniert für das Leben auf weichem Sediment (FÜRSICH & HURST 1974), und eben eine solche Substratbeschaffenheit besteht in der dysaeroben Fazies (bis auf den untersten, also sauerstoffärmsten Abschnitt dieser Zone, vgl. Kap. IV.2.1, 2.4).

Pseudoplankton muß faziesbrechend auftreten. Mit diesem Argument weisen WIGNALL & SIMMS (1990) auch die vermutete pseudopelagische Lebensweise für Chonetiden, einige Strophomeniden und *Leiorhynchus* nach HAVLÍČEK (1967), BERGSTRÖM (1968) und THAYER (1974) zurück. Eine deutliche Faziesabhängigkeit und geringe lokale Verbreitung zeigen im Material der vorliegenden Arbeit *Pseudocamarophoria* (*≈Leiorhynchus*), die winzigen Muscheln (oder/und Brachiopoden) und Gastropoden, *Holynetes* cf. *H. holynensis* HAVLÍČEK & RACHEBOEUF 1979

und *Philippotia*, Acrotretacea, nuculide Muscheln, *Buchiola* hier insbesondere *B. digitata* ROEMER 1850 (nur bei Bonzel und im Hengstebecktal, s. o.), *Pterochaenia* und *Cardiola*. Es handelt sich insgesamt betrachtet um leichtgewichtige Formen, die kaum oder nur schwach berippt sind. Wie im Kapitel IV.2.5 ausführlich dargestellt, sind auch aus physiologischen Erwägungen andere Interpretationen als die unablässig diskutierte pseudopelagische Lebensweise diskutabel.

Daß einige sogenannte pseudopelagische Taxa ausschließlich in der Schwarzschiefer-Fazies vorkommen (z. B. *Pterochaenia* usw.), mag natürlich taphonomische Gründe haben: *Buchiola* konnte in stärker siltiger oder sandiger Fazies nur selten nachgewiesen werden. Vielleicht sind Organismen ab einer bestimmten Schalendicke oder aufgrund einer besonderen Schalenstruktur und chemischen Zusammensetzung wegen Lösungseffekten nur in Ausnahmefällen überlieferbar gewesen. Ein Punkt für Pseudoplankton wäre das weitgehende Fehlen in gröberklastischer Lithofazies natürlich, wenn beachtet wird, daß Pseudopelagos – selbst rezent (s. aber unten) – wegen fehlender Anheftungsmöglichkeiten nur sehr selten auftritt (SAGEMAN et al. 1991: 544) und auch nur bei sehr geringer Sedimentationsrate eine Chance hat, in moderater Menge erhalten zu bleiben (WIGNALL & SIMMS 1990: 364).

Buchiola ist nur äußerst selten in helleren Tonschiefern zu finden. Wieder kann das Argument der schnellen Schalenlösung (Aragonitschale bei Muscheln!) angebracht sein, und es muß mehr oder weniger unwiderlegt stehengelassen werden. In diesen helleren Tonschiefern sind aber andere dünnchalige Taxa vertreten: In Meinkenbracht (Bonzelerhammer- und Kohlberg-Mb_{aqu}) wird eine hohe Sedimentationsrate vermutet; *Holynetes* cf. *H. holynensis* und *Philippotia* belegen aber zeitweise geringere Raten. Trotzdem fehlen hier *Buchiola*, *Cardiola* und *Pterochaenia*. Ihr Ausbleiben ist wohl eher faziell bedingt und z. B. an der Substratbeschaffenheit gelegen: Wenn *Buchiola*-Taxa in größerer Zahl auftreten, ist das Sediment i. d. R. recht dunkel. Möglicherweise konnten diese Arten, beinahe konkurrenzlos, auf mikrobiell verhärtetem Sediment siedeln, sich anheften. Vielleicht bestanden spezielle Adaptationen, um in sauerstoffdefizitären Bereichen zu überleben. WIGNALL (1994: 34) nimmt aufgrund funktionsmorphologischer Gründe gar infaunale Lebensweise an. Erst anhand vergleichender Studien bezüglich Skulptur und Morphologie mit an *Sargassum* angehefteten Muscheln wird die Lebensweise von *Buchiola* sicherer zu klären sein (konstruktionsmorphologischer Aspekt). Als Versuch in diese Richtung ist WIGNALLS (1990, 1994: 35) „paper pecten“-Morphotypen-Klassifikation anzusehen. Danach ist nur *Pterochaenia* (als 'mytiliformer' Morphotyp) theoretisch zu pseudopelagischer Lebensweise befähigt gewesen.

In größerer Zahl tritt *Buchiola* auch in Kalktempestiten/turbiditen (z. B. Horizont 318-9-III-c5 bzw. 318-4814-III-c5, Horizont 318-1-X bzw. 318-4820-1) auf. In Vergesellschaftungen mit tabulaten Korallen, Athyriden etc. sind überwiegend einklappige, vorzugsweise unfragmentierte Schalen erhalten. *Buchiola* ist sogar einmal als doppelklappiges Exemplar erhalten. Das könnte geringe Transportenergie und wohl Autochthonie bis Parautochthonie indizieren. Diese Erhaltung kann auch dann auftreten, wenn ein ganzes Algenbündel zu Boden sinkt und einige Zweiklapper vor Disartikulation bewahrt. Aber wie ist die Konzentration der Pelecypoden-Assoziation in einem einzigen, über offensichtlich größere Distanzen hinweg gleichförmigen Horizont (von Bonzel, wohl auch Hengstebecktal und Burbecke, bis hin nach Bad Wildungen) erklärbar? Warum ist dieses Sterbeereignis aller Wahrscheinlichkeit nach gekoppelt mit dem Verschwinden einiger Goniatiten-Taxa? Wieso entwickeln sich gleichzeitig in den küstennäheren Schelfregionen hochdiverse Faunenvergesellschaftungen? Diese Phänomene sind merkwürdig und können noch nicht beantwortet werden. Weitere Untersuchungen sind notwendig.

Vorausgesetzt das Anheftungssubstrat ist taphonomisch bedingt nicht nachweisbar, dann ließe sich das faziesabhängige Auftreten allenfalls damit begründen, daß das Anheftungssubstrat kein Tang, sondern ein nektisches Objekt gewesen ist, das einige Milieus gemieden hat. Eine zweite Möglichkeit liefert THAYER (1974: 130): Er erklärt die reduzierte Häufigkeit von Pseudopelagos in küstennäheren Regionen mit 'Fluktuationen' durch stärkeren, beckenwärtigen Transport.

Holynetes cf. *H. holynensis* soll wegen asymmetrischer Verteilung der *Spines* (Schloßbrandstacheln; nur auf einer Seite vom Wirbel) pseudopelagisch gelebt haben (RACHEBOEUF & GARCIA 1996). Verteilung und Häufigkeit sprechen aber gegen diese Vermutung. In einigen Horizonten (Meinkenbracht, Pernze/Wiedenest) wurden vereinzelt doppelklappige Individuen nachgewiesen. Nennenwerter Transport muß ausgeschlossen werden.

Auch wenn mono- oder paucispezifische Anreicherungen von Zweiklappern zwar in sehr dunklen Tonschiefern gefunden werden, nicht aber in helleren durchwühlten Sedimenten, dann ist das noch kein Beweis für pseudopelagische Lebensweise. Mobile infaunale Schlammfresser (Detritusfresser, Deposit-feeders) können die

Sedimentoberfläche möglicherweise für bestimmte Suspensionsfresser durch Erzeugung einer 'flauschigen' bis 'nepheloiden' Schicht (SAVRDA et al. 1991: 540) instabil und unbewohnbar machen („trophic-group amensalism“, RHOADS & YOUNG 1970). Zu hoher Trübeanteil (nepheloide Schicht, vgl. SAVRDA et al. 1991) in den ersten Millimetern oberhalb der Sedimentoberfläche verhindert die Ansiedlung von Larven der Suspensionsfresser. Manche Schlammfresser vertilgen außerdem die Larven von Suspensionsfressern (THORSON 1966). Niedrigdiverse Fossilvergesellschaftungen, die nur in einer bestimmten Fazies vorhanden sind, können auch an eine eng begrenzte Nische angepaßt sein: So lebten chemosymbiontische Epibenthonten fast ausschließlich in der exaeroben Zone (SAVRDA & BOTTJER 1991).

SEILACHER (1990: 303) und SAGEMAN et al. (1991) schließlich fragen, weshalb nur in bestimmten Horizonten angebliche 'Pseudoplanktonten' angereichert sind, während viele andere fossilieer bleiben. Ohne den Verbündeten der Pseudopelagos-Hypothese einen Trumpf zuschieben zu wollen, muß ehrlicherweise angeführt werden, daß scheinbar fossilieere Horizonte auf dem nächsten Quadratmeter Schichtfläche fossilreich sein können (Patchiness).

Als eine wichtige Voraussetzung für Pseudopelagos nennt OSCHMANN (1994: 421) ein planktotropes Larvenstadium. Je länger der planktotrophe Lebensabschnitt andauert, um so größer stehen die Chancen für ein pseudopelagisches Adultstadium. Nach OSCHMANN haben artikulate Brachiopoden lecithotrophe Larven [JABLONSKI & LUTZ (1983: 37): Rezente Artikulate besitzen ausschließlich nonplanktotrophe Larven]. Für paläozoische wird aus Gründen der großen geographischen Verbreitung dennoch planktotropes Larvenstadium vermutet (s. JABLONSKI & LUTZ 1983). Der gleiche Fall trifft für inartikulate Brachiopoden zu.

Schwarzschiefer-Fazies war im Paläozoikum häufiger entwickelt und geographisch weiter verbreitet als später. Man würde deshalb auch entsprechend mehr Pseudopelagos-Assoziationen in diesen Sedimenten vermuten. Hinweise darauf fehlen aber.

„All-or-nothing“ heißt die Devise bei der Besiedlung von mobilen Anheftungssubstraten: Adulte Individuen ziehen Larven durch chemische Substanzen an (WIGNALL & SIMMS 1990: 367). Das hat zur Folge, daß das Artenspektrum gering bleibt und eine Art dominiert. Auf geringere Diversität der Assemblages auf *Sargassum* machen bereits ULRICH (1911) und RUEDEMANN (1934: 18) aufmerksam. Die Diversität der Faunenvergesellschaftungen mit *Buchiola* im bearbeiteten Material ist sehr gering (vgl. Daten im Anhang). Bemerkenswert ist aber die stark wechselnde Begleitfauna: Bei Bonzel ist neben *Buchiola aquarum* BEUSHAUSEN 1895, *B. aff. ferruginea* HOLZAPFEL 1895 und *B. mucronata* BEUSHAUSEN 1895 auch *Cardiola*, *Chaenocardiola*, *Pterochaenia* und *Buchiola digitata* vorhanden. In anderen Lokalitäten tritt nur *Buchiola ex gr. B. aquarum* auf. In den Cephalopoden-reichen Kalkknollen von Bonzel, die ursächlich auf ein vielleicht ebenfalls globales Ereignis zurückgehen (Spät-Eifelim 2-Event ?), sind mit einer ausgesprochen reichen Pelecypoden-Fauna vergesellschaftet. Im Hengstebecktal (O'Waldbach-Zeit) fallen nur wenige orthocone Cephalopoden und wenige *Buchiola*-Individuen auf. In Meinkenbracht sind Cephalopoden extrem selten, *Buchiola* kommt trotzdem in wenigen Exemplaren vor. Im Raum Pernze gesellen sich winzige glattschalige Brachiopoda indet. zu den Faunenvergesellschaftungen, die ansonsten nirgends nachgewiesen werden konnten.

Die Adaptation pseudopelagisch lebender Taxa an dieses spezielle Habitat erfordert eine lange Evolution (vgl. z. B. RUEDEMANN 1934: 20). Vergleiche möglichen Pseudopelagos' aus verschiedenen Zeiten der Erdgeschichte und der rezenten Sargasso-See lassen prinzipielle gemeinsame Eigenschaften angehefteter Lebensweise erkennen: geringe Körpergröße, dünne Schale, strukturell gleiche Besiedlungsmuster und Besiedler, gleichbleibende geringe Diversität (ibid.: 21), und das trotz neuer Feinde, die im Laufe der Zeit die Weltmeere bereicherten (ibid.: 20). Betrachtet man aber die vermeintlichen Pseudopelagos-Assoziationen, von denen in der Literatur gesprochen wird, dann fällt auf, daß die Zusammensetzung von Fall zu Fall stark variiert. Oft soll nur ein einziges Taxon dieses Habitat besiedeln.

Die lange Evolution der Lebensgemeinschaften mobiler Substrate macht die Existenz 'fakultativen Pseudoplanktons' (WIGNALL & SIMMS 1990: 367, OSCHMANN 1994: 421) nicht plausibel. Formen, die eigentlich benthisch leben, sind in aller Regel fest in eine Nahrungskette eingebunden. Bei Wegfall eines oder mehrerer Glieder können die Arten womöglich gar nicht überleben. Dennoch ist nicht auszuschließen, daß einige Taxa über eine sehr hohe ökologische Potenz in bezug auf Nahrung verfügten. Bei der Übertragung aktualistischer Erkenntnisse aus der Sargasso-See auf paläozoische Verhältnisse ist Vorsicht geboten: Vielleicht gab es tatsächlich Arten mit sehr hoher ökologischer Toleranz, Arten, die eigentlich benthisch lebten, sich aber auch an Tange anhefteten; vielleicht war es nur eine opportunistische Art. Die hohe Variabilität der Zusammensetzung mutmaßlicher Pseudopelagos-Assoziationen

widerspricht den o. g. Feststellungen RUEDEMANNs aber: Einige Taxa kommen geographisch lediglich eng begrenzt vor (s. o.).

Überbesiedelte Tange könnten – der zu hohen Last wegen – zum Meeresboden hin absinken (OSCHMANN 1994: 421, SHEEHAN 1977, IJIMA 1901). SHEEHAN (1977) führt das auch auf die unzureichende Möglichkeit der Alge zurück, weiter Photosynthese betreiben zu können. Die Alge stirbt und sinkt schließlich zu Boden. In Bodennähe könnten die Aufsiedler aber vielleicht weiterleben.

Zusammenfassung: Zahlreiche Argumente für und gegen pseudopelagische Lebensweise wurden diskutiert: Trotzdem steht der signifikante Beweis noch aus. Für den überwiegenden Teil der in Frage kommenden Fauna nimmt der Verfasser benthische Lebensweise an. Insbesondere das Fehlen vermeintlicher an mobile Substrate angehefteter Taxa in Nicht-Schwarzschiefer-Fazies und die Inkongruenz (Struktur, Diversität) solcher Faunenvergesellschaftungen überhaupt, machen die leichtfertige Einordnung zum Pseudopelagos unwahrscheinlich. Außerdem sprechen wechselnde Häufigkeiten der Taxa eher für eine fazielle Abhängigkeit.

Im folgenden soll nun auf einige der in Schwarzschiefer-Fazies vorkommenden, charakteristischen Taxa genauer eingegangen werden, welche bisher vernachlässigt wurden.

III.1.2 Autökologie weiterer ausgewählter Taxa

Die Superfamilie Acrotretacea umfaßt inartikuläre Brachiopoden von äußerst geringer Körpergröße (einige 100 µm bis wenige mm). Zu hohe Sedimentationsrate und Korngröße bereiten diesen winzigen Formen Probleme: Gleiches gilt selbstverständlich auch für die winzigen Zweiklapper z. B. im Menkhausen-Profil. Die Sedimentationsrate und Korngröße sind dort aber sehr viel geringer als z. B. in Meinkenbracht. Das kalkig-mergelige Senkel-Mb. (am loc. typ.) z. B. liefert wenige Exemplare von Acrotretaceen. Bei angenommener kontinuierlicher Sedimentationsrate – hier ist der Silt bzw. Feinsandgehalt schon recht hoch – mag pseudopelagische Lebensweise nicht von der Hand zu weisen sein. Die leichte organische Schale ist ein weiteres Indiz. In Tonschiefern konnten nirgends Acrotretaceen nachgewiesen werden. Dem mag zugrunde liegen, daß die winzigen Taxa einfach nicht entdeckt wurden, dort nicht erhaltungsfähig waren oder aber nicht dort gelebt haben, vorausgesetzt es handelte sich um benthische Formen. Acrotretaceen sind außerdem in den Kalkgesteinen des Vestenberg-Mb.s bei Bonzel enthalten. Das planktotrophe Larvenstadium inartikulärer Brachiopoden (JABLONSKI & LUTZ 1983) und das Auftreten der äußerst leichten, dünnschaligen Acrotretaceen in recht grobem Sediment (und bei hoher Sedimentationsrate) implizieren eher angeheftete Lebensweise als benthische. Die geringe biogeographische Verbreitung mahnt aber zur Vorsicht bei dieser Interpretation.

Aufgrund seiner leichten, organischen Schale wird *Orbiculoidea*, ebenfalls ein Inartikulate, meist zum Pseudopelagos gerechnet (z. B. RUEDEMANN 1934). SEILACHER (1990: 303) zieht Parallelen zu monospezifischen, opportunistischen Besiedlungen in der 'exaeroben' Zone (SAVRDA & BOTTJER 1987; s. auch Kap. IV.2): Speziell an äußerst geringe Sauerstoffwerte angepaßtes Makrobenthos mit flachen Schalen, auch *Orbiculoidea*, kann auf einem mikrobiell verhärteten Meeresboden ansiedeln: Die Bakterien verhindern die Ausbildung einer nepheloiden Schicht über dem Meeresboden. Tatsächlich ist auch *Orbiculoidea* eine biogeographisch nicht weit verbreitete Form und nur in einzelnen Horizonten vertreten. Die Lebensweise bleibt auch hier ungesichert.

Bei *Leiopteria* (*Leptodesma*) sp. handelt es sich um eine kleine (etwas mehr als 1 cm), relativ dünnschalige, schwach konzentrisch ornamentierte pteriide Muschel mit asymmetrischen Aurikeln, die ähnlich *Ptychopteria byssata* war und wohl als Suspensionsfresser epifaunal bis semiinfaunal lebte. In den untersuchten Abfolgen ist sie sehr selten, aber dennoch deutlich biogeographisch beschränkt vertreten. Sie bevorzugt schwach kalkige, pelitbetonte Substrate, die auch mäßig Sauerstoff-restriktiv sein dürfen (Bonzel, Burbecke, Meinkenbracht, Selscheid).

Holynetinae div. gen. und andere schwach ornamentierte, dünnschalige, kleine Chonetiden kommen besonders zahlreich z. B. in Meinkenbracht, Bredenbruch und Pernze/Wiedenest vor. Einige Exemplare in doppelklappiger Erhaltung, z. T. mit Schloßbrandstacheln und wohl in Ausrichtung nach der Strömung (Pernze/Wiedenest) können als deutliche Hinweise auf in situ-Erhaltung gewertet werden. Die Schloßbrandstacheln vergrößern die Auflagefläche (RACHEBOEUF 1981) und ermöglichen das Siedeln auf weichem, tonigen Sediment, dessen Silt/Feinsandanteil mäßig hoch ist. Obwohl die Profilmächtigkeit in Meinkenbracht auf eine im Durchschnitt recht hohe Sedimentationsrate schließen läßt, benötigen die kleinen Chonetiden geringen Sedimenteintrag. Sie treten gern gehäuft in einzelnen Lagen auf und lassen deshalb schwankende Sedimentationsraten vermuten. Als weitere Indizien für zeitweise geringeren Sedimenteintrag fungieren auch zwei typische Korallen in dieser Fazies: *Kerforneidictyum* und *Procteria*

(*Granulidictyum*). Der relative Anteil der Chonetiden an der Gesamtfaua steigt bis zu einem gewissen Punkt mit sinkendem Sauerstoffgradienten an (vgl. Bredenbruch, Hohlweg Holzweg, Bahnhof Bremke, Hengstebecktal, u. a.). Gleiches gilt für den dünnchaligen, relativ kleinen, rhynchonelliden Brachiopoden *Pseudocamarophoria* (vgl. Meinkenbracht, Pernze/Wiedenest). Im Raum Pernze/Wiedenest ist *Holynetes* mit *Pseudocamarophoria* massenhaft vergesellschaftet (Horizont 318-14-B4 bzw. 318-4912-B4).

Als besonders tolerant gegenüber Sauerstoffarmut erweisen sich einige glattschalige, kleine Athyriden, die sich der Gattung *Glassia* oder *Leptathyris* zuordnen lassen. Sie verbleiben als eine der wenigen, höchstwahrscheinlich benthischen Taxa im restringierenden Milieu in Bonzel, Burbecke, Listertalsperre und Meinkenbracht.

Die Toleranz der nuculiden Muscheln gegenüber Sauerstoffarmut bleibt unübertroffen: In der pelitbetonten Lithofazies mit relativ geringem gröberklastischen Eintrag sind sie von Iserlohn bis Bonzel und von Linde bis zum Hellbecketal vertreten. Die Sauerstoffgehalte schwanken in den einzelnen Faziesräumen erheblich. Wie beispielsweise STANLEY (1970) und BAILEY (1983) zu entnehmen ist, lebten diese siphonaten, sehr dünnchaligen, schwach skulptierten Sedimentfresser infaunal. Obwohl sie sich nur flach eingruben, mußten sie dennoch besondere Anpassungen (vorwiegend gegenüber geminderten Sauerstoffbedingungen, s. Kap. IV.2.5) verfügen, um in z. T. sauerstofffreier Umgebung mit u. U. niedrigen pH-Werten existieren zu können. Die geringe Körpergröße und schwache Skulptur befähigte die Nuculiden, schnelle vertikale Bewegungen auszuführen und so unmittelbar auf Änderungen der Toxizitätsverhältnisse oder Sedimentationsraten reagieren zu können (vgl. STANLEY 1970: 58-62). Klaffende Erhaltung der Schalen parallel zur Sedimentoberfläche in verschiedenen Horizonten im Bonzeler Profil zeugt davon, daß die mobile Infauna der aufsteigenden Redox-Grenze nach oben folgte. Das Milieu wurde aber auch über der Sedimentoberfläche anoxisch (möglicherweise auch euxinisch), tötete alles Leben, und die Schalen der Infauna reicherten sich auf der Sedimentoberfläche an (vgl. OSCHMANN 1991: 567).

Turrilepas gehört zu den Macheridia, einer Tiergruppe mit ungesicherter taxonomischer Stellung. Aus der Gestalt der dorsalen Sklerite der Turrilepadida ist die Lebensweise ableitbar: Die terrassenartigen Rugae mit ihrem nach posterior gerichteten scharfen Ende (die Exemplare von Meinkenbracht und Hohlweg Holzweg) sind als Adaptation für Graben in pelitischem, losen Sediment zu werten (DZIK 1986: 124). Infaunale Lebensweise macht einen gewissen Sauerstoff-Gehalt im Sediment erforderlich. *Rotasaccus* (Klasse Ophiocistoidea, Echinodermata) liefert einen zusätzlichen Hinweis auf – jedenfalls episodisch – ausreichende Sauerstoffbedingungen auf der Sedimentoberfläche (vgl. HAUDE & LANGENSTRASSEN 1976: Abb. 1) in den Schichtfolgen Meinkenbracht und Hohlweg Holzweg. In ähnlicher Weise kann das Milieu im Profil Bahnhof Bremke anhand der Hyolithen erschlossen werden. Die zur Ordnung Orthothecida gehörenden Hyolithen lebten auf oder knapp im Sediment als Detritusfresser. Ihre Sauerstoffanforderungen gelten als gering (MAREK & YOCHELSON 1976: 11).

Schließlich bieten Spurenfossilien (*Chondrites* und ? Nematoden-Spuren) die Möglichkeit, relative Sauerstoffgehalte zu rekonstruieren. In Abhängigkeit von verfügbarem Sauerstoff legt der endobenthische Sedimentfresser *Chondrites* breitere und tiefer ins Sediment reichende resp. flacher, schmalere Gangsysteme an (BROMLEY & EKDALE 1984).

III.2 Vermehrt pelagische Fauna

Die Auswirkungen der Umweltveränderungen sind am deutlichsten am Wechsel der Verteilung der Lebensweisen abzulesen: Mit der Verschlechterung der Lebensbedingungen für das Benthos auf weiten Teilen des Schelfs nimmt der Anteil pelagisch lebender Arten zu; die pelagische Fauna progrediert auf den Schelf (THIENHAUS 1940: 57). Die Gründe für die veränderten Benthosbedingungen sind Thema eines späteren Kapitels (Kap. IV).

Abbildung 23a zeigt die Verteilung der Lebensweisen für ungefähr isochrone Ablagerungen verschiedener Lokalitäten während fünf Zeitscheiben im Arbeitsgebiet. [Fälle ungesicherter Lebensweise (pseudopelagische) sind der Rubrik „Benthos/?/-bezogen“ zugeordnet.] Viele der ehemals Benthos-dominierten Schelfregionen werden zur Bonzelerhammer-Zeit vom Pelagos beherrscht. Erst zur Senkel-Zeit erobert das Benthos wieder große Areale des Schelfs zurück (vgl. Kap. IV.1.1). Die Hardt-Zeit bringt einen erneuten, vergleichsweise schwächeren Vorstoß der planktischen und nektischen Meeresbewohner nach NW mit sich. Auch in der über den gesamten Schelf pro Zeitscheibe gemittelten Darstellung tritt die Dominanz planktischer und nektischer Lebensweise gegenüber benthischer oder benthosbezogener zur Bonzelerhammer-Zeit hervor (Abb. 28a).

III.3 Diversität und Verteilung

III.3.1 Artenspektrum, SHANNON-WEAVER-Index und PIELOU-Zahl

Veränderungen der Lebensbedingungen lassen sich auch in Zahlen ausdrücken. In restringierenden Milieus nimmt die Artenvielfalt i. allg. ab (s. aber ETTER 1995). 'Artenvielfalt' oder 'paläontologische Diversität' bezieht sich allein auf die Anzahl verschiedener Arten einer Community. Auf das generelle Problem der Differenzierung von Arten durch verschiedene Autoren oder die unterschiedlichen Abgrenzungskriterien innerhalb der verschiedenen Tiergruppen ist bereits im Kapitel I.4 eingegangen worden. In der Neontologie und neuerdings auch in der Paläontologie erfreuen sich verschiedene Diversitätsindizes zunehmender Beliebtheit. 'Diversität' definiert sich über die Anzahl verschiedener Arten – also der paläontologischen Diversität oder dem Artenspektrum – und das Verhältnis der Arten zueinander (Verteilungszahl). Die gebräuchlichste Gleichung ist der SHANNON-WEAVER-Diversitätsindex (SHANNON & WEAVER 1949). MARGALEF (1958) führt diese von den Informationstheoretikern SHANNON und WEAVER entwickelte Funktion in der Ökologie ein. Außer der Integration der 'Verteilungszahl' [auch „eveness“ oder PIELOU-Zahl (PIELOU 1966, 1977: 292) genannt] in die Diversitätsmessung hat die Verwendung solcher Gleichungen erstens den Vorteil, daß Sammlungsfehler stark minimiert werden und im Gegensatz zur schlichten Messung des Artenspektrums kaum ins Gewicht fallen (PIELOU 1977: 299). Zweitens können unterschiedliche Horizonte hinsichtlich ihrer Diversitäten genauer verglichen werden. Allerdings gilt der SHANNON-WEAVER-Index streng genommen nur für infinite, also sehr große Fossilvergesellschaftungen. Bei kleinen Communities sollte daher eigentlich der BRILLOUIN-Diversitätsindex (BRILLOUIN 1962) zur Anwendung kommen. Die vorliegende Arbeit bedient sich aber ausschließlich des SHANNON-WEAVER-Diversitätsindex' und der PIELOU-Verteilungszahl, weil die beprobten Horizonte in aller Regel recht artenreich sind und andere Funktionen für unseren Zweck keine erheblichen Verbesserungen bringen. PIELOU (1977: 301) rät dem Wissenschaftler ohnehin, daß Intuition ratsam ist, welchem der vielen verschiedenen Indizes man den Vorzug gibt. Der SHANNON-WEAVER-Diversitätsindex

$$H' = - \sum_{n=1}^s [p_n \ln(p_n)]$$

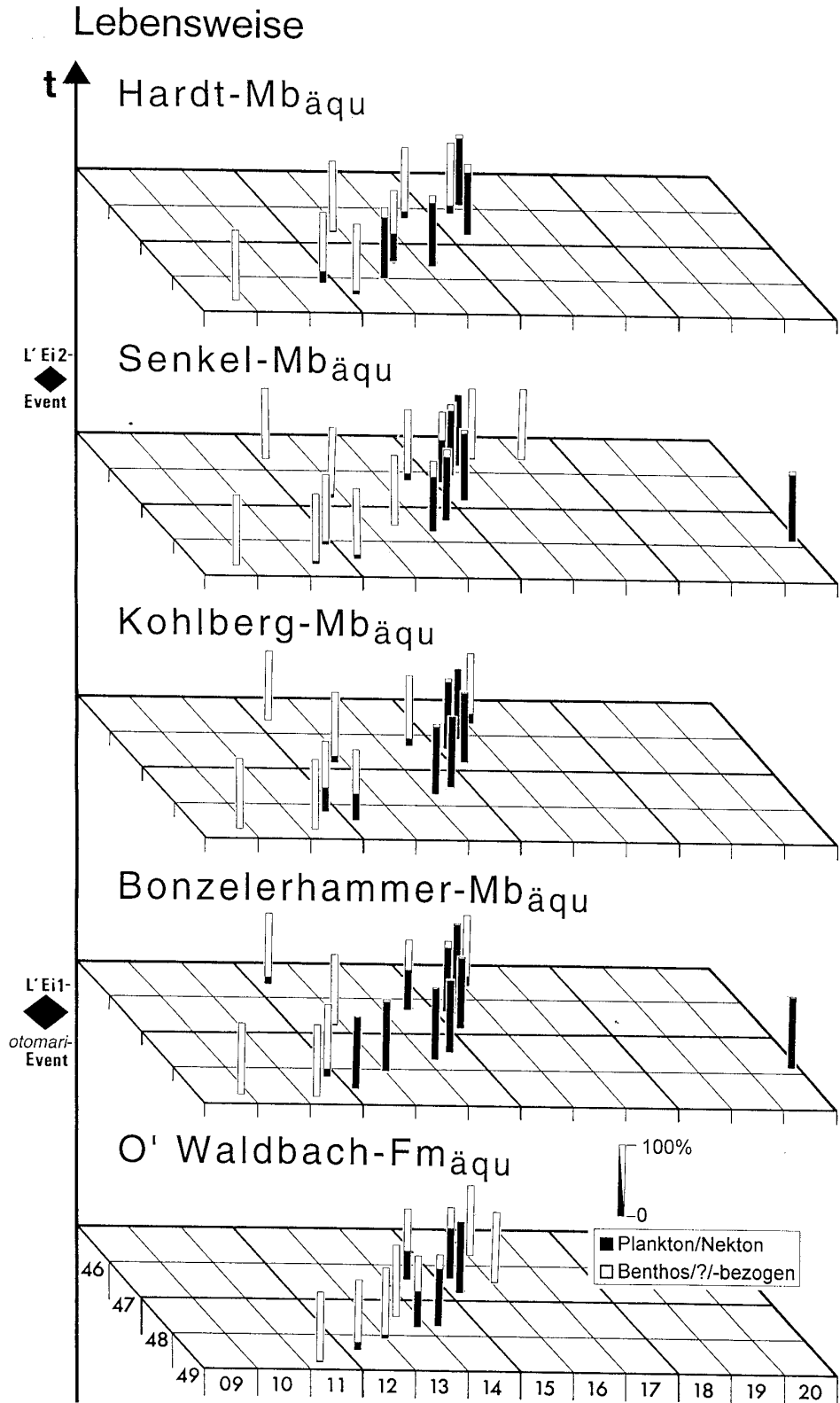
rechnet mit dem relativen Anteil p_n (, wobei p_n Werte zwischen 0 und 1 annehmen kann; also: p_n = Individuenzahl der Art n / Gesamtindividuenzahl der Community oder p_n = relativer Anteil der Art n in Prozent / 100) der 1., 2., ... n . Art in einer Fossilvergesellschaftung mit s verschiedenen Arten. H' kann Werte zwischen 0 und ∞ (= größte Diversität) annehmen. Die Diversität ist um so höher je mehr verschiedene Arten vorkommen und je gleichmäßiger diese verteilt sind. Solange eine einzige Art stark dominiert und alle übrigen nur in Einzelexemplaren vorliegen, bleibt der Wert H' klein und ändert sich auch nicht wesentlich bei zunehmender Artenvielfalt. Entscheidend ist die Verteilung. Die Verteilungsstruktur (= „eveness“, PIELOU-Verteilungszahl) geht hier also genauso wie das Artenspektrum ein und kann separat wie folgt ausgedrückt werden:

$$J = H' / \ln s.$$

Der Wert J kann zwischen 0 (Monospezifität oder eine Art extrem dominant, alle übrigen sehr selten) und 1 (größte Gleichförmigkeit) liegen. Die Anzahl verschiedener Arten ist weniger relevant als deren relative Häufigkeit zueinander.

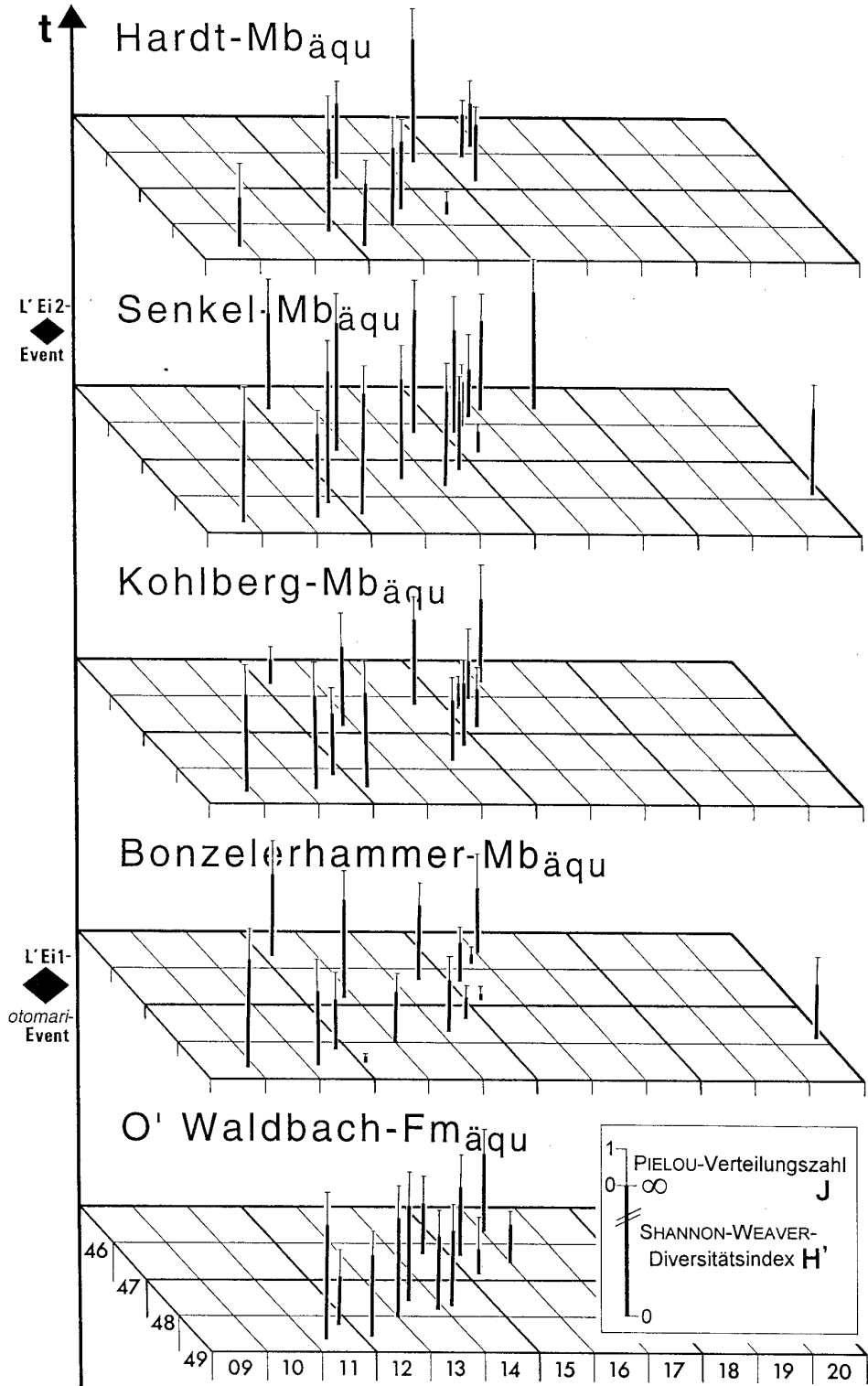
Für den paläökologischen Zweck empfiehlt LASKER (1976), nur den PIELOU-Index zu verwenden, weil differentielle Fossilhaltung die Werte für taxonomische Diversität in Fossilvergesellschaftungen unterschiedlicher Fazies mehr oder weniger deutlich bestimmt. Aus diesem Grunde werden jeweils beide Indizes mitgeteilt.

Abb. 23: Raum-Zeit-Diagramme für die Verteilung der Lebensweisen (a; S. 54) und die Diversität und Verteilung der Gesamtfauuna (b; S. 55). Hohe Werte für H' stehen für eine artenreiche Vergesellschaftung und ähnliche Häufigkeiten der Taxa. Niedrige Werte für J zeigen im Extremfall Monospezifität an oder bedeuten, daß wenige Arten nach Anzahl gegenüber anderen dominant sind. →



a

Gesamtfauuna: Diversität und Verteilung



b

III.3.2 Einbruch der Diversität, ein Überblick

Zu den Auffälligkeiten, die zeitlich mit dem *otomari*-Event einhergehen, zählt zweifellos die Verminderung der Diversität (z. B. der benthischen und benthosbezogen lebenden Organismen, CHLUPÁČ & KUKAL 1986). Zwar geht es aus den vorliegenden Untersuchungen nicht genügend hervor, aber die Gesamtdiversität sinkt bereits innerhalb des Oberen Waldbach-Fm_{aqu,s} erheblich ab. Im Profil Hengstebecktal kann der allmähliche Fauneneinbruch zu dieser Zeit zumindest z. T. exemplarisch studiert werden. Um den finalen Diversitätseinbruch schließlich zu verfolgen, ist das Profil Bonzel empfehlenswert. Verschiedene Diplomarbeiten des IMGP Göttingen vermitteln einen Eindruck wie hochdivers die Faunengemeinschaften während der Blütezeit in der Waldbach-Fm. auf dem Meßtischblatt Endorf gewesen sind [z. B. HERING 1992, MÖRCHEN 1992 (Selscheid-Fm.); SCHÖNE 1994 (mittlerer Teil der Unnenberg-Fm.?)]. Desweiteren liefern dazu die Arbeiten von THIENHAUS (1940), SPRIESTERSBACH (1942), HAFFER (1962), MÜLLER (1965), SCHMIDT & TRUNKO (1965) u. a. m. Fossilisten (i. d. R. Selscheider Schiefer, vgl. Kap. II.1.3). Das gemittelte Verhalten der Diversitätsindizes der Gesamtfaua jeder Zeitscheibe ist Abbildung 28j zu entnehmen: Von der O'Waldbach- zur Bonzelerhammer-Zeit nehmen der SHANNON-WEAVER-Index und die PIELOU-Verteilungszahl – pauschal betrachtet – deutlich ab. Das bedeutet sowohl ein generell eingeschränktes Artenspektrum als auch die Prominenz einer oder weniger derjenigen Arten, die unter den veränderten Lebensbedingungen existieren können. Langsam erholt sich die Fauna wieder. Die Diversität und die Gleichförmigkeit der Verteilung erreichen in der Senkel-Zeit sehr hohe Werte, vergleichbar den hier nicht dargestellten aus der unteren und mittleren Waldbach-Zeit, vielleicht auch etwas höhere. Ein erneuter Einbruch läßt sich zur Hardt-Zeit beobachten.

Solche über den gesamten Schelf gemittelten Trends sind zwar bemerkenswert, weil sie, wie gesagt, anzeigen, ob es insgesamt Veränderungen gegeben hat, Veränderungen, die jeden Faziesraum in irgendeiner Weise beeinflussen; sinnvoller erscheint allerdings, den von Lokalität zu Lokalität sehr unterschiedlichen Einflüssen von Umweltparametern größere Bedeutung beizumessen (vgl. Abb. 23b, s. u.), weil die Auswahl der Meßpunkte zu einer bestimmten Zeitscheibe mehr oder weniger willkürlich geschehen ist. Auf diese Weise sind z. B. eventuell überproportional mehr Daten vom Hemipelagikum als vom äußeren Schelf mitgegangen. Eine Signifikanzanalyse böte sich an, um zu ermitteln, welche Gewichtung einzelnen Datenpunkten innerhalb der Gesamtanalyse zukommt. Dabei sind z. B. der sich vom Becken zur Küste hin kontinuierlich verminderte Einfluß der sauerstoffdefizitären Zone (vgl. Kap. IV.2) und die differenzierte Reaktion der einzelnen Ökotypen (vgl. Kap. IV.1.1) von Interesse. Wie sich später noch zeigen wird, kann der Schelf zur Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit gewissermaßen partitioniert werden: Etwas SE' Selscheid verläuft eine Art Faziesgrenze, nicht scharf, sondern mit kontinuierlichen Übergängen. Weiter beckenwärts siedeln nur speziell an Sauerstoff-restriktive Fazies adaptierte Ökotypen, küstenwärts stenoxymbionte Taxa. Küstenwärts und auf Untiefen (nahe Hohlweg Holzweg ?) bilden sich Refugien für Ökotypen mit geringerer ökologischer Potenz. Aber auch der Einfluß der Sedimentationsrate, der Subsidenz, der Tiefe usw. müßten erwogen werden. Es ist fraglich, ob für eine solche Analyse im Rahmen dieser Arbeit überhaupt genügend Lokalitäten untersucht wurden. Außerdem muß hinterfragt werden, ob eine andere Methode nicht mit den verfügbaren Daten vergleichbare Ergebnisse liefert und darüber hinaus noch Abschätzungen der ökologischen Toleranzen einzelner Ökotypen zuläßt – beileibe keine weniger aufwendige Angelegenheit! Gezielt werden dazu Trends einzelner Lokalitäten mit den Gesamttrends verglichen.

Kehren wir nun zu dem Verhalten der Diversität zurück und betrachten detailliert die Entwicklungen (Abb. 23b). Hier offenbart sich ein gegenüber dem gemittelten Gesamtdiversitäts-Trend anderes Phänomen: Die Gesamtfaunen-Diversität ändert sich differenzierter von Lokalität zu Lokalität. Die Reaktion der Gesamtfaua ist faziesabhängig. Küstenwärtige Regionen sind weniger stark vom generellen Diversitäts-Trend geprägt als beckenwärtige. In küstenwärtigen Lebensbereichen tragen die benthisch lebenden Organismen wesentlich zu höheren Gesamtwerten bei, während die Benthonten in beckenwärtigen Gebieten infolge der 'Event-bedingten', ungünstigeren Lebensbedingungen immer seltener werden, in Lebensräumen, die unter normalen Umständen noch besiedelt werden könnten (s. Kap. IV.1.1, z. B. Senkel-Zeit).

Das invertierte Diversitätsverhalten in Meinkenbracht von der O'Waldbach- zur Bonzelerhammer-Zeit ist auf Sammlungsfehler zurückzuführen. Leider fehlen in küstennäheren Regionen (z. B. Bf. Linde, Grüner Bach, Raum Selscheid und Hohlweg Bredenbruch) geeignete Aufschlüsse, welche die Bearbeitung des Übergangsbereichs O'Waldbach-Fm_{aqu,U}/U'Bonzelerhammer-Mb_{aqu} zulassen. Zudem sind insbesondere die stratigraphischen Stellungen der Profile Grüner Bach und Heggen-Schederberge nicht gesichert.

Pelagische Fauna

Auch die pelagisch lebenden Organismen sind nicht unbeschadet am Event vorbeigekommen. Besondere Aufmerksamkeit wurde in der vorliegenden Arbeit der Reaktion der Tentaculiten auf den *otomari*-Event gewidmet. Aus Abbildung 24a geht zunächst einmal der Diversitätseinbruch und die deutlich geminderte Gleichförmigkeit hervor. In der Oberen Waldbach-Zeit ist die Diversität noch relativ hoch, die Verteilung der Taxa zueinander relativ ausgeglichen. Die Profile Hengstebecktal und Bonzel liefern Kalkknollen oder sandige Kalksteinbänke mit einer reichhaltigen Dacryoconariden-Fauna aus der *kockelianus*-Zone mit *Nowakia* (*Cepanowakia*) aff. *N. (Cep.) pumilio*, *Nowakia* (*Cep.*) aff. *N. (Cep.) pumilio* → *N. (Cep. ?) chlupaciana*, *Richteria fragilis* (ROEMER 1850) usw. Abbildung 24b und 28e verdeutlichen die Situation kurz nach dem Event: Die Styliolinen dominieren weit über stärker skulptierte Dacryoconariden. Zur Senkel-Zeit ist die Diversität enorm angestiegen (Abb. 24a). Viele neue Taxa sind entstanden, oft von nur kurzer phylogenetischer Dauer (SCHÖNE 1996b, SCHÖNE & SCHUBERT 1996). Unter den nowakiiden Tentaculiten z. B. tritt Krümmung auf (SCHÖNE & SCHUBERT 1996). Beachtlich sind allochrone Merkmalsverschiebungen bei *Nowakia* (*N.*) ex gr. *otomari* BOUČEK & PRANTL 1959 (z. B. SCHÖNE 1996a, Literaturverweise darin und s. o.): Durchschnittlich mehr weitständig längsornamentierte *otomari*-Formen mit hauptsächlich symmetrischen, relativ scharfkantigen Transversalringen prägen die O'Waldbach- und Bonzelerhammer-Zeit. Später stehen die Längsleisten enger zusammen und werden die Transversalringe asymmetrischer. Zur Oberen Waldbach-Zeit gibt es bereits *otomari*-Vertreter, wenn auch nur selten (Obere *kockelianus*-Zone, Bonzel, Horizont 318-4814-III-γ4 bzw. 318-9-III-γ4). Auch LÜTKE (1985: 213) meldet erste *Nowakia otomari*-Formen aus der *kockelianus*-Zone (Lone-Mountains, Nevada). Die ersten schwarzen Tonschiefer über dem Oberen Waldbach-Fm_{aqu} weisen immer einen deutlich höheren Anteil an *Nowakia* ex gr. *N. (N.) otomari*-Exemplaren auf. Meistens sind es die einzigen stärker skulptierten Dacryoconariden überhaupt. Gegenüber den Styliolinen ist ihr Anteil aber trotzdem gering. Unzutreffend ist dagegen die Ansicht SAUERLANDS (1983), neben *Nowakia otomari* träten nie andere nowakiide Tentaculiten auf. Die Vergesellschaftung von *Cepanowakien* mit *N. otomari* in der oberen *kockelianus*-Zone und die hochdiversen Dacryoconariden-Vergesellschaftungen des Senkel-Mb_{aqu.s} sind klare Gegenargumente (vgl. auch LÜTKE 1985, RUAN & MU 1989).

Parallelen zur Entwicklung der Tentaculiten machen sich bei den Cephalopoden und Conodonten bemerkbar. Unter den Goniatiten (CHLUPÁČ & TUREK 1983, CHLUPÁČ & KUKAL 1986, 1988, HOUSE 1983, 1985, 1989, BECKER & HOUSE 1994, BULTYNCK & WALLISER 1991, WALLISER 1991b, 1995c: 231-232, BARNES et al. 1995: 327) sterben bereits vor dem *otomari*-Event verschiedene Formen aus (*Foordites*, *Chlupacites*, *Pinacites*), andere mit dem Event (*Exopinacites*). Einige überleben den Event, verschwinden aber im Laufe des *otomari*-Intervalls (*Fidelites*, *Subanarcestes*). Neue Taxa entstehen während des *otomari*-Intervalls (*Maenioceras*). Der Spät-Eifel 2-Event (Ende des *otomari*-Intervalls, nicht aber das der *otomari*-Entwicklungsreihe!) markiert ein weiteres bedeutendes Ereignis, dem Goniatiten zum Opfer fallen (*Mitraxites*, *Parodiceras*).

Weiterhin sind die Auswirkungen auf die Conodonten (BULTYNCK & WALLISER 1991, BULTYNCK et al. 1991, WEDDIGE 1977, WALLISER 1985, 1991c, 1995c: 231-232) bemerkenswert: Der *otomari*-Event terminiert offensichtlich *Tortodus k. kockelianus*. Während des *otomari*-Intervalls ist eine rasante graduelle Evolution, besonders der *Polygnathus ensensis*-ZIEGLER & KLAPPER 1976 und *Po. pseudofolius*-Formen feststellbar (WALLISER 1991c: 29, 1995c: 231).

Äußerst drastisch sind die Trilobiten in der pelagischen Fazies betroffen (CHLUPÁČ & KUKAL 1986, CHLUPÁČ 1994): Der *otomari*-Event beschleunigt deren Diversitätseinbruch seit Beginn der Eifel-Stufe erheblich. Mehr als 70 % der Taxa, die vor dem Event existieren, sterben aus. Anders als bei den Goniatiten werden die Extinktionen hier nicht durch Innovationen kompensiert. CHLUPÁČ (1994: 495) betont aber, daß die küstenwärtige Fazies keineswegs durch entsprechende Veränderungen heimgesucht wird. BASSE (frdl. mdl. Mitt. 1995) weist auf die Vorherrschaft von Trilobiten mit geringem Relief und kleinen Augen während des *otomari*-Intervalls auf dem Rhenohertzynischen Schelf hin (Asteropyginae, Dechenellinae, Proetinae). Bedeutende Veränderungen des Trilobiten-Artenspektrums gibt es auf dem Rhenohertzynischen Schelf nicht.

Benthische Fauna

Noch erstaunlicher sind aber die Parallelen zwischen der Entwicklung pelagischer und benthischer Lebewesen. Die Aussterberate fällt bei den benthisch lebenden Organismen zwar erheblich unspektakulärer aus. Aber dennoch bricht die Diversität der Brachiopoden auf weiten Teilen des Schelfs ebenfalls zusammen (Abb. 25a).

Tentaculita: Diversität und Verteilung

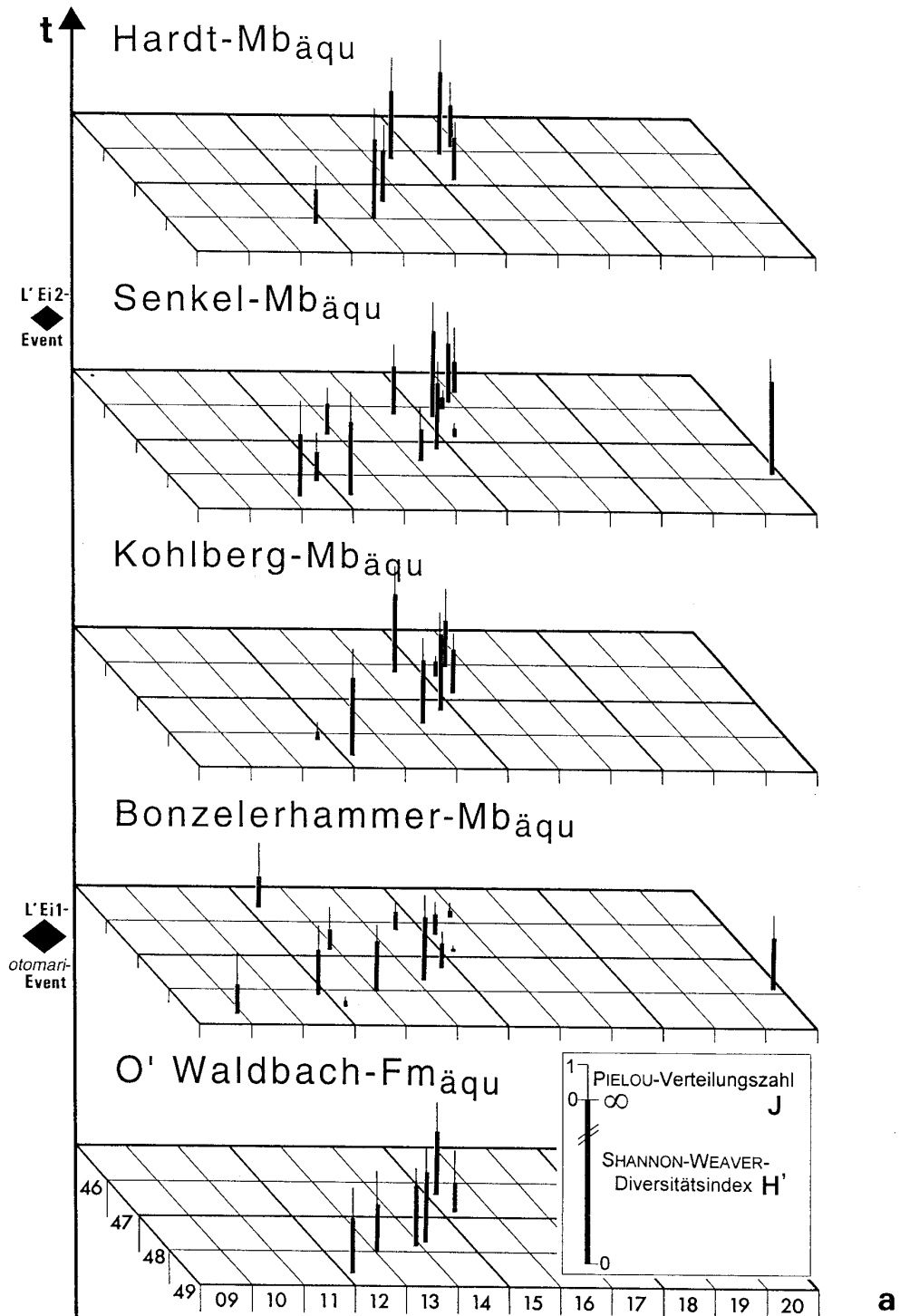
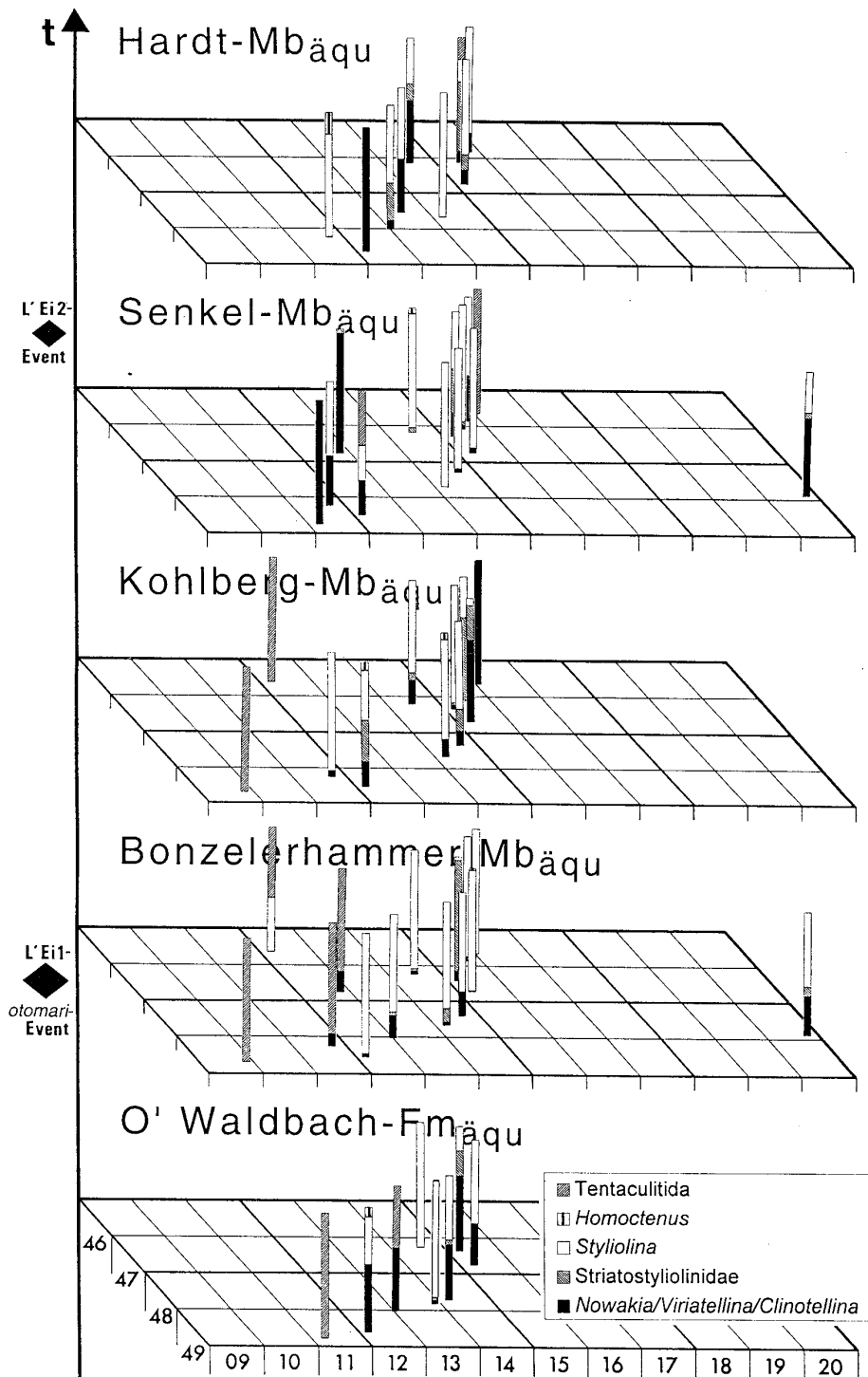


Abb. 24: Raum-Zeit-Diagramme für Tentaculiten: Diversität und Verteilung (a; S. 58) sowie Häufigkeiten bestimmter Gruppen (b; S. 59).

Tentaculiten, normiert auf 100%



b

Küstenwärtige Gebiete bilden (Bsp. Linde) Überlebensorte für migrierte Taxa. Dort ist die Diversität zu Beginn des *otomari*-Intervalls recht hoch. Zur Senkel-Zeit breiten sich, ausgehend von solchen Überlebensorten, wieder überaus reichhaltige Benthos-Communities auf dem gesamten Schelf aus. Überaus hohe Diversitäten werden erreicht. Über mikroevolutive Entwicklungen gezielt für das *otomari*-Intervall ist bei Brachiopoden nach Wissen des Verfassers nichts bekannt (s. Kap. IV.1.2) und wurde mangels ausreichenden, gut erhaltenen Materials auch in dieser Arbeit nicht intensiver verfolgt.

Bleiben wir zunächst bei der Besprechung der gemittelten Trends und stellen Vergleiche an.

Der SHANNON-WEAVER-Index für die Gesamtfauuna des gesamten Arbeitsgebiets (vom mittleren und äußeren Schelf, Hemipelagikum und Blauer Bruch) erlebt mit dem *otomari*-Event wie oben erwähnt einen Einbruch, obgleich bereits im Vorfeld des Events eine Diversitätsminderung eingetreten ist. In ähnlicher Weise verhält sich der PIELOU-Index: Die Gleichmäßigkeit der Verteilung der Communities sinkt (Abb. 28j). Auf der taxonomischen Ebene der Klassen hingegen verhalten sich die Indizes unterschiedlich: Die Diversität der Brachiopoden vermindert sich wesentlich weniger deutlich als die der Tentaculiten (Abb. 28i), erhöht sich anscheinend sogar sehr leicht von der O'Waldbach- zu Bonzelerhammer-Zeit. Die hohe Diversität zur mittleren Waldbach-Zeit (vgl. oben) ist derjenigen zur Senkel-Zeit ähnlich. Innerhalb der Oberen Waldbach-Zeit nimmt die Diversität kontinuierlich ab. Der 'Event' selbst hat somit keine sehr einschneidenden Auswirkungen auf die gemittelte Brachiopodendiversität, wobei erneut auf die Schwierigkeit hingewiesen werden muß, den Event in küstenwärtigen Faziesräumen zeitlich zu fassen. Die gleichförmige Verteilung unter den Brachiopoden insgesamt bleibt im wesentlichen bestehen (Abb. 28h).

Das alles erfordert eine genauere Untersuchung der Diversität der einzelnen Brachiopoden-Ordnungen (Abb. 28f): Die Diversitätsänderungen von der O'Waldbach- zur Bonzelerhammer-Zeit sind auch hier nicht markant entwickelt. Dennoch zeigt sich gegenüber der Senkel-Zeit (und damit wohl auch gegenüber der mittleren Waldbach-Zeit) jeweils eine Diversitätsabnahme. Während des *otomari*-Intervalls sind die Arten der Strophomeniden in annähernd gleichen Verhältnissen zueinander verteilt (Abb. 28g); außerdem erreichen die Strophomeniden generell ein höheres Artenspektrum als die Spiriferiden. Aus Abbildung 28g geht außerdem hervor, daß sich die Verteilungszahlen der vier betrachteten Ordnungen zur Senkel-Zeit einander ähnlicher sind als während des Intervalls. Das erklärt unter anderem die gestiegenen SHANNON-WEAVER-Werte.

Der Vergleich gemittelter Brachiopoden-Diversitätstrends und die Entwicklung der Diversitäten der Brachiopoden an einzelnen Lokalitäten zeigt unglaublicherweise eine sehr große Übereinstimmung (Abb. 25a). Obwohl küstenwärtige Faziesräume durch insgesamt höhere Diversitäten gekennzeichnet sind, steigen die Werte auch hier zur Senkel-Zeit noch an. In gleicher Weise weichen die Diversitätstrends der Spiriferiden (Abb. 26a) und Strophomeniden (Abb. 26b) nicht vom gemittelten Trend der beiden Ordnungen ab. Die niedrigsten Diversitäten bestimmen die Kohlberg-Zeit, die höchsten die Senkel-Zeit. Nur die absolute Höhe der Diversität ist bei den Spiriferiden in küstenwärtigen Regionen zumindest während des *otomari*-Intervalls höher als in beckenwärtigeren. Umgekehrt verhält es sich bei den Strophomeniden.

Wie sind die Brachiopoden-Ordnungen nun auf dem Schelf verteilt? Darüber gibt Abbildung 25b Auskunft: In beckenwärtigen Regionen dominieren Strophomeniden nach Häufigkeit zur Bonzelerhammer-, aber auch schon zur O'Waldbach-Zeit. In Richtung Küste übernehmen die Spiriferiden die zahlenmäßige Vorherrschaft. Der gleiche Trend, der sich schon bei den Diversitäten gezeigt hat. Orthiden sind nur entlang eines schmalen küstenparallelen Streifens auf dem äußeren Schelf etwas häufiger vertreten. Zur Kohlberg-Zeit besteht die Dominanz der Strophomeniden in küstenferner Fazies weiterhin. Die Rhynchonelliden treten verstärkt hervor, und das zum Teil auch in küstenwärtigen Lokalitäten (Ausnahme: Heggen-Schederberge, die Lokalität ist stratigraphisch aber überhaupt nicht gesichert!). Bunte Vielfalt prägt das gesamte Neritikum zur Senkel-Zeit. Bislang unterrepräsentierte Ordnungen der artikulaten Brachiopoden bereichern die Vergesellschaftungen wieder. Die Spiriferiden machen den Strophomeniden die Vormachtstellung beinahe streitig. Die pelagische Fazies (Blauer Bruch) weist sich, soweit aus den allodapischen Kalken ableitbar ist, während restriktiver Bedingungen durch die unangefochtene Dominanz inartikulater Brachiopoden aus. Auf den Karbonatschwellen sind offenbar hauptsächlich Spiriferiden und Strophomeniden die konstituierenden Ordnungen der Communities.

Die häufigsten Ökotypen der Orthiden, Spiriferiden und Strophomeniden im Mittel sämtlicher Fundpunkte sollen wiederum gesondert betrachtet werden. Hier zeigen sich nämlich ebenfalls individuelle Trends. Abbildung 28b präsentiert einige ausgewählte Taxa der Strophomeniden auf 100 % normiert. Den Hauptanteil der Strophomeniden stellen zur Bonzelerhammer-Zeit die Holynetinae, zur Kohlberg-Zeit *Leptaena*, *Xystostrophia*, *Productella*,

Douvilliniidae und *Parastrophonella* büßen ihren relativen Anteil ein und können sich erst zur Senkel-Zeit wieder behaupten. Bei den Spiriferiden (Abb. 28d) dominieren Atrypiden, *Bifida* und *Mucrospirifer/Quiringites?* zur Bonzelerhammer-Zeit. Während der Kohlberg-Zeit konstituieren sich die Spiriferiden im wesentlichen aus Atrypiden, Reticulariiden und Ambocoeliiden. Auch zur Senkel-Zeit überwiegen die Atrypiden wieder. Die Cyrtiniden können sich erst zur Senkel-Zeit wieder etablieren. Zuletzt sollen die Orthiden vorgestellt werden (Abb. 28c): *Schizophoria* erleidet einen deutlichen Einbruch ungefähr mit dem *otomari*-Event. *Aulacella*, *Kayserella* und *Phragmophora* ziehen ihren Nutzen aus den veränderten Umweltbedingungen. *Skenidioides* ist relativ zahlreich vertreten, kann seine Stellung aber zur Senkel- und Hardt-Zeit noch ausbauen.

Wenigstens für die Spiriferiden (Abb. 27a) und Strophomeniden (Abb. 27b) soll dieser allgemeine Trend nun an einzelnen Lokalitäten überprüft werden. Die Cyrtiniden sind während des *otomari*-Intervalls nur in Meinkenbracht relativ häufig. Zur Senkel-Zeit bewohnen sie wieder häufiger küstennähere Lebensräume. Dieser Ökotyp konnte möglicherweise nicht in den besonderen Lebensgemeinschaften der Refugien während der Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit leben. *Mucrospirifer/Quiringites?* und Reticulariiden sind relativ sauerstoffbedürftig. Sie meiden deshalb beckenwärts gelegene Lokalitäten während des *otomari*-Intervalls, besiedeln aber den Schelf zur Senkel-Zeit ausgiebig. *Bifida* zeigt keine wesentlichen Reaktionen auf die verminderten Lebensbedingungen. Atrypiden besitzen das breiteste ökologische Toleranzspektrum der Spiriferiden.

Leptaena besiedelt küstennähere Regionen im Raum Bahnhof Linde zunächst zahlreich und breitet sich zur Senkel-Zeit über den Schelf aus. Sauerstoffbedürftigkeit war für den Siedlungsort dieser Art also wesentliches, bestimmendes Element. *Xystostrophia* und *Productella* wandern unterdessen ebenfalls in Richtung Becken. Die Holyneten vertragen Sauerstoffarmut am besten unter den Strophomeniden. Zur Senkel-Zeit bleiben sie aber küstennäheren Regionen fern.

III.3.3 Minimum fenestellider Bryozoen und biostromaler/biohermaler Bildungen

Charakteristisch für die Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit ist das drastisch reduzierte Vorkommen oder je nach Fazies auch das Fehlen von Fenestelliden-Dickichten oder biostromaler bzw. biohermaler Bildungen, ein Trend der sich schon in der O'Waldbach-Zeit ankündigt. Wie bei der Besprechung der lithofaziellen Entwicklungen schon angedeutet wurde, überwiegt zu diesen Zeiten die Akkumulation pelitischer, karbonatarmer Sedimente. Erst mit dem Senkel-Mb_{aqu} beginnt eine extensive Karbonatbildung, und das offensichtlich weltweit gleichzeitig: In der Kielce-Region in Polen (Heiligkreuz-Gebirge) terminiert der *otomari*-Event die Sabkha-Phase (Beginn der Skaty-Beds) und gibt den Weg frei für eine mehrstufige, extraregionale Bildung von Karbonatplattformen (RACKI 1988: Abb. 7, 1993: 158 ff.). Die Korallen/Stromatoporiden-Vergesellschaftungen des Koněprusy-Komplexes in Böhmen und Moravien überlagern dunkle Schiefer des Kačák-Mb.s mit Beginn der *hemiansatus*-Zone (HLADIL 1986, 1989, 1993). Die alveolithiden Korallen und Actinostromatiden sind verglichen mit prä-Event-Vergesellschaftungen sehr viel stärker diversifiziert.

III.3.4 Zusammenfassung und Interpretation der Trends

Bereits vor dem *otomari*-Event verändern sich die Lebensbedingungen auf einigen Teilen des Schelfs. Insbesondere benthische Lebewesen sind betroffen. Der Raum Bonzel-Hengstebecktal eignet sich für entsprechende Studien besonders: Der Meeresspiegel scheint langsam anzusteigen. Brachiopoden-dominierte Communities mit fenestelliden Bryozoen und Crinoiden weichen einer Trilobiten-Cephalopoden-dominierten Community. Obwohl das hier nicht quantitativ belegt worden ist, kann von einer allmählichen küstenwärtigen Verlagerung und sehr wahrscheinlich eines Teleskopings der Communities schon im Laufe der O'Waldbach-Zeit ausgegangen werden (zur Diskussion von Verschiebung der Communities und Teleskopung siehe weiter unten). Erst in der sehr späten *kockelianus*-Zone, nahe der Grenze *kockelianus/ensensis*-Zone, wenige Meter unterhalb des Event-Horizonts verfärbt sich das Sediment deutlich: Die olivfarbenen Ton- bis Siltschiefer werden zusehens dunkelgrau bis grauschwarz. Der *otomari*-Event ist zwar nicht durch Conodonten abgesichert, aber durch das relativ unvermittelt reiche Auftreten von *N. otomari* und die jetzt fast schwarzen Tonschiefer repräsentiert. Die zunehmende Dunklerfärbung des Sediments indiziert das Ansteigen der sauerstoffdefizitären Zone (sie ist sicherer Grund für das küstenwärtige Zurückweichen der benthischen Communities).

Einige pelagisch lebende Organismen (der Conodonten, Tentaculiten, Goniatiten z. B.) sterben aus (Bio-Event). Aber auch schon vorher werden einzelne Formenkreise dezimiert.

Brachiopoda: Diversität und Verteilung

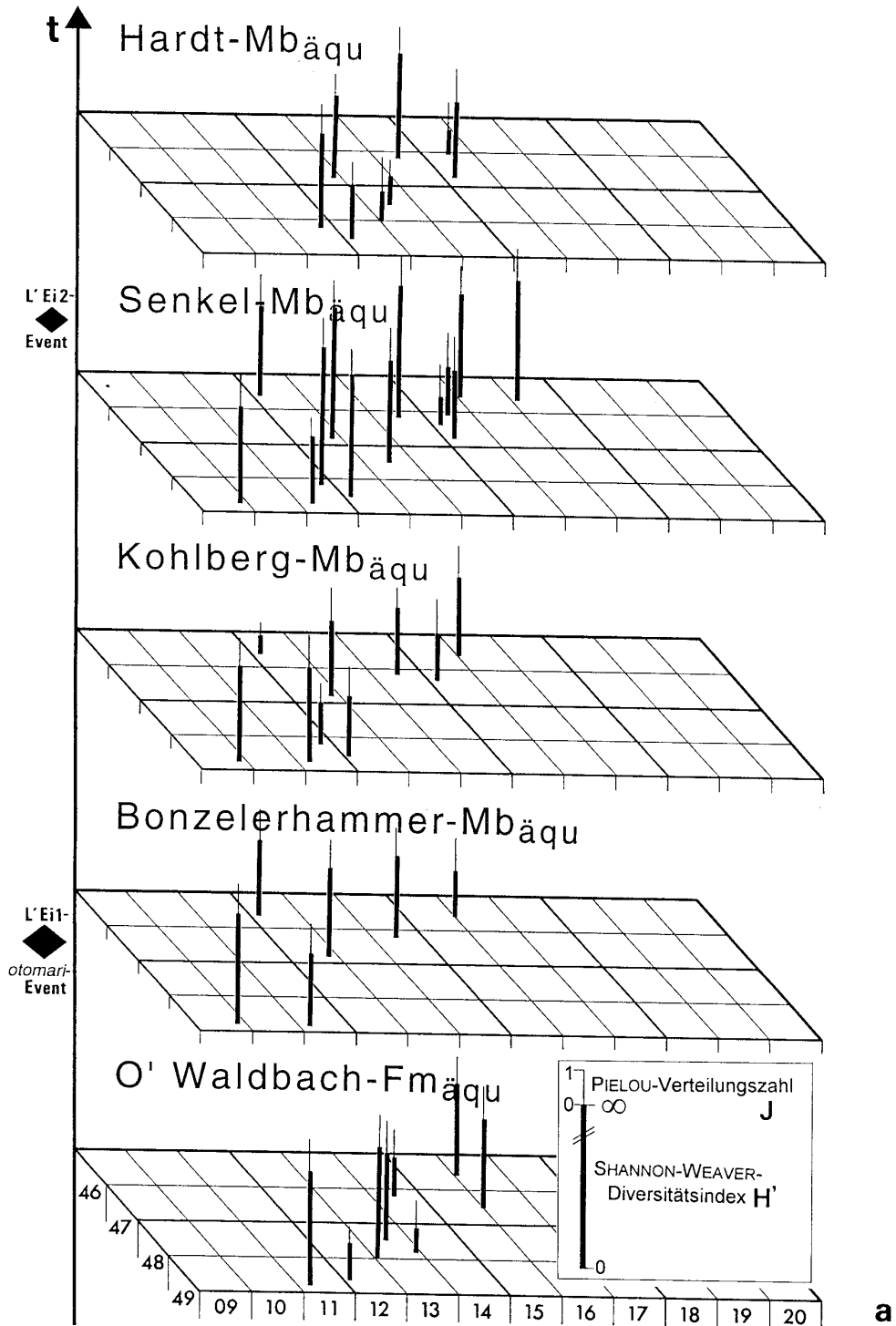
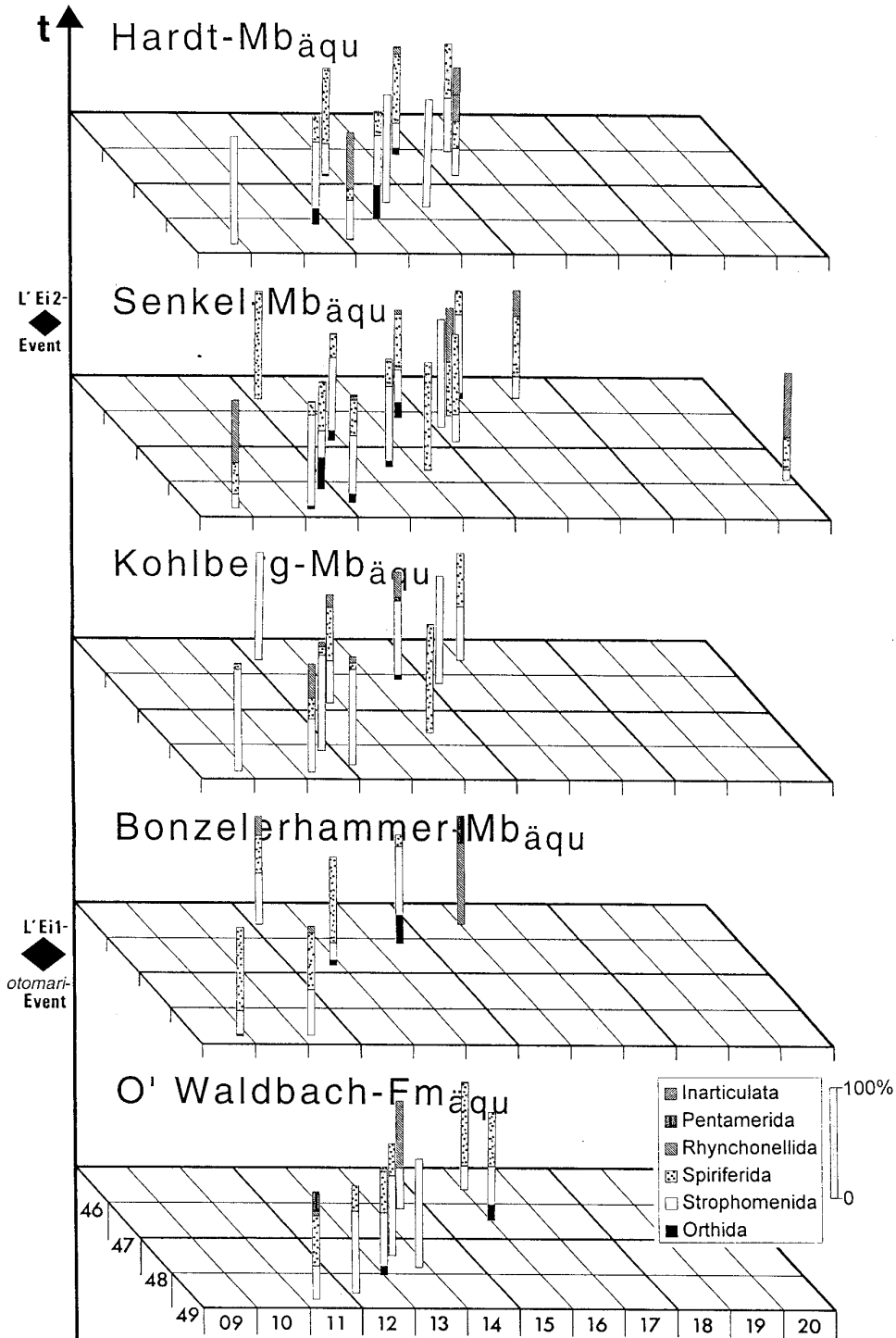


Abb. 25: Raum-Zeit-Diagramme für Brachiopoda: Diversität und Verteilung (a; S. 62) sowie Häufigkeiten der Ordnungen (b; S. 63).

Brachiopoda: Verteilung der Ordnungen, normiert



b

Spiriferida: Diversität und Verteilung

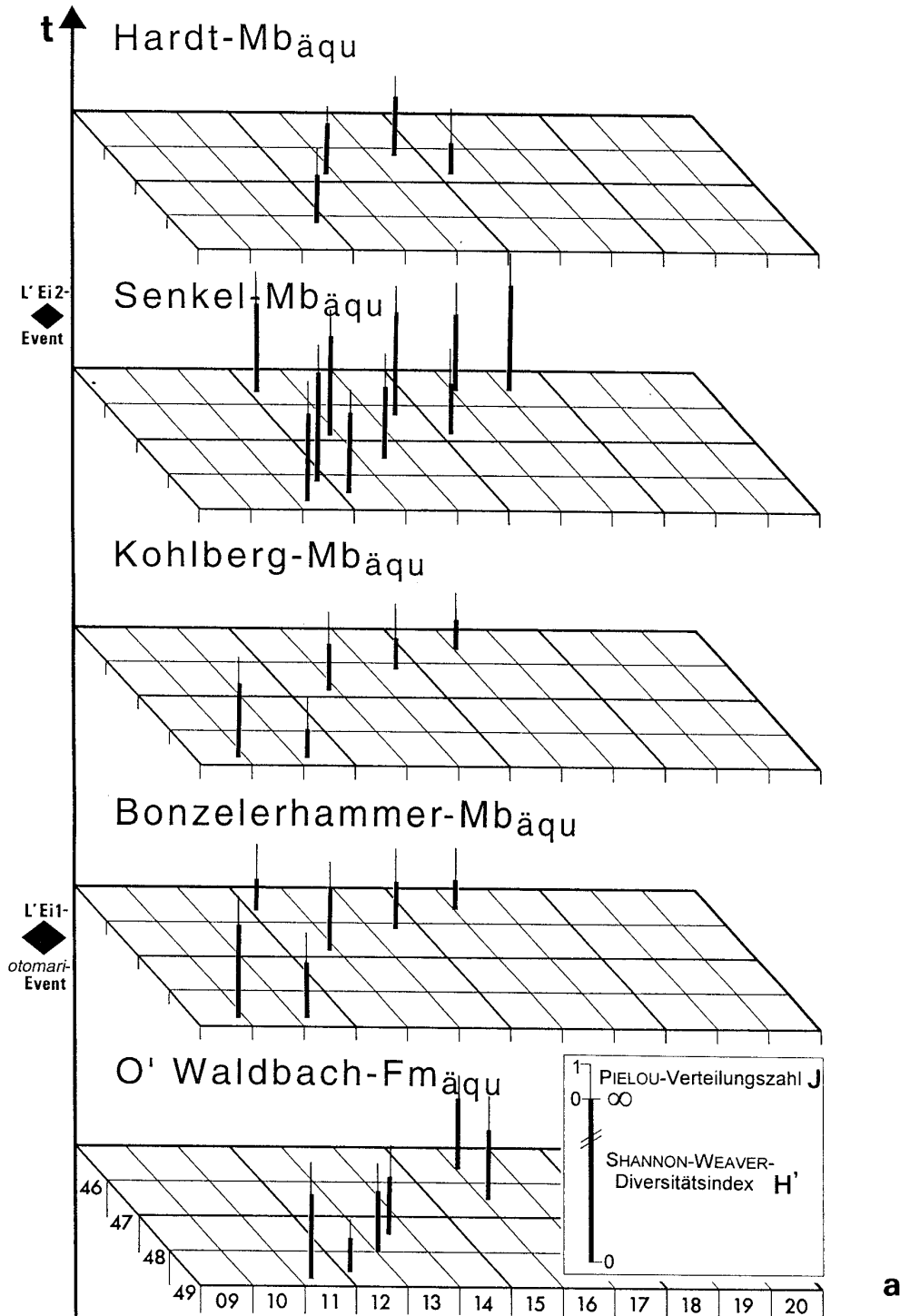
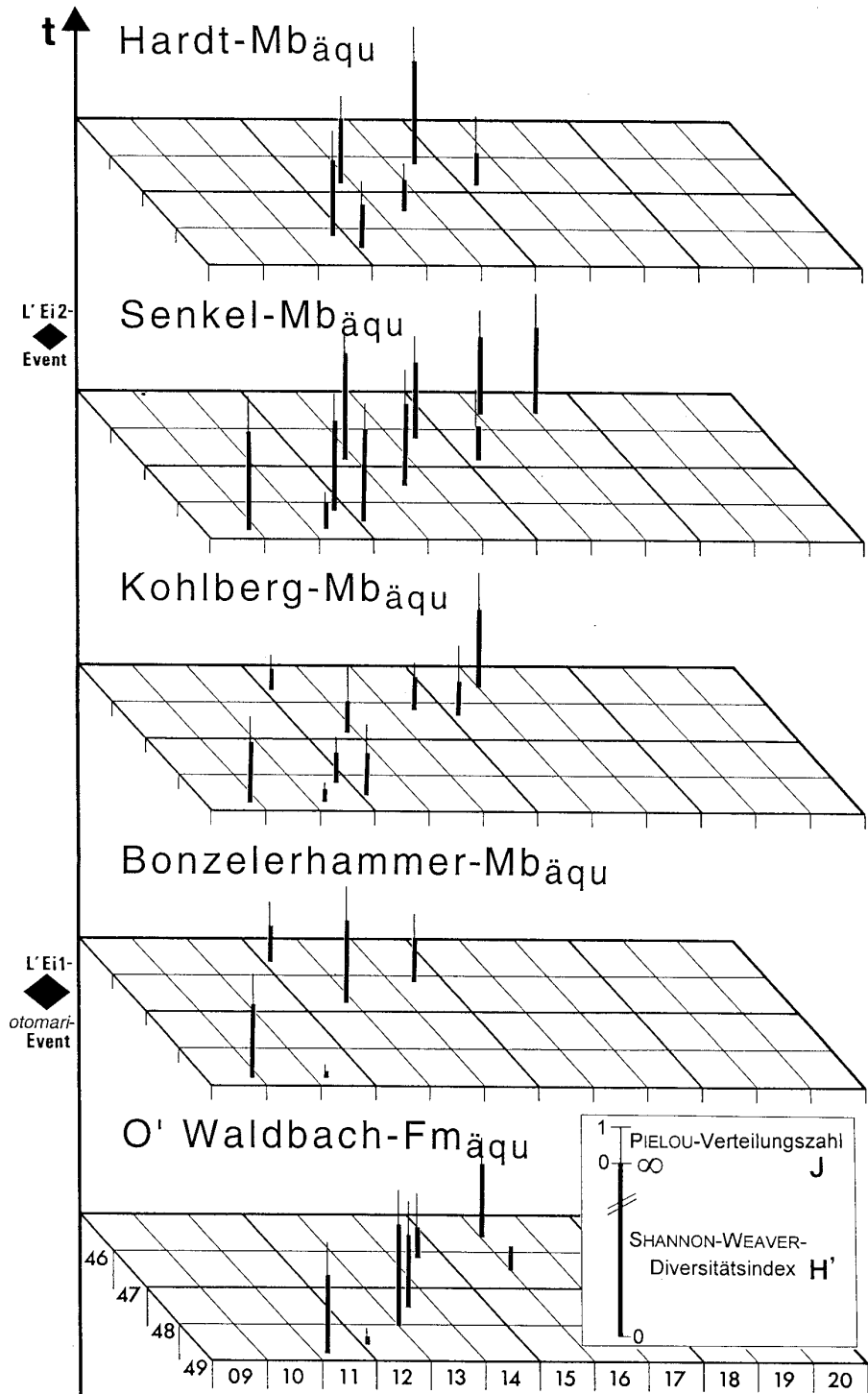


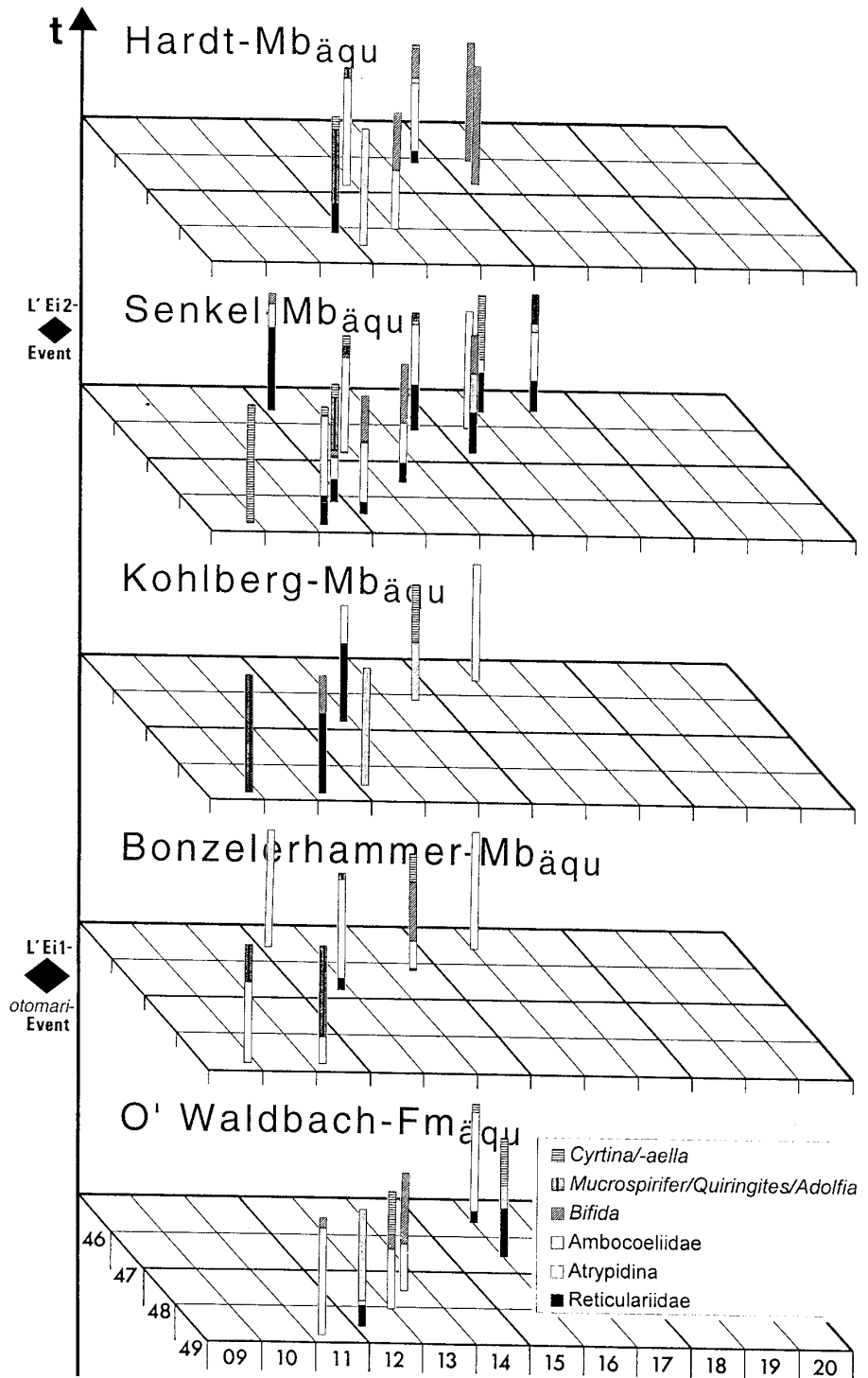
Abb. 26: Laterale und vertikale Entwicklungen von Diversität und Verteilung für Spiriferida (a; S 64) und Strophomenida (b; S. 65).

Strophomenida: Diversität und Verteilung



b

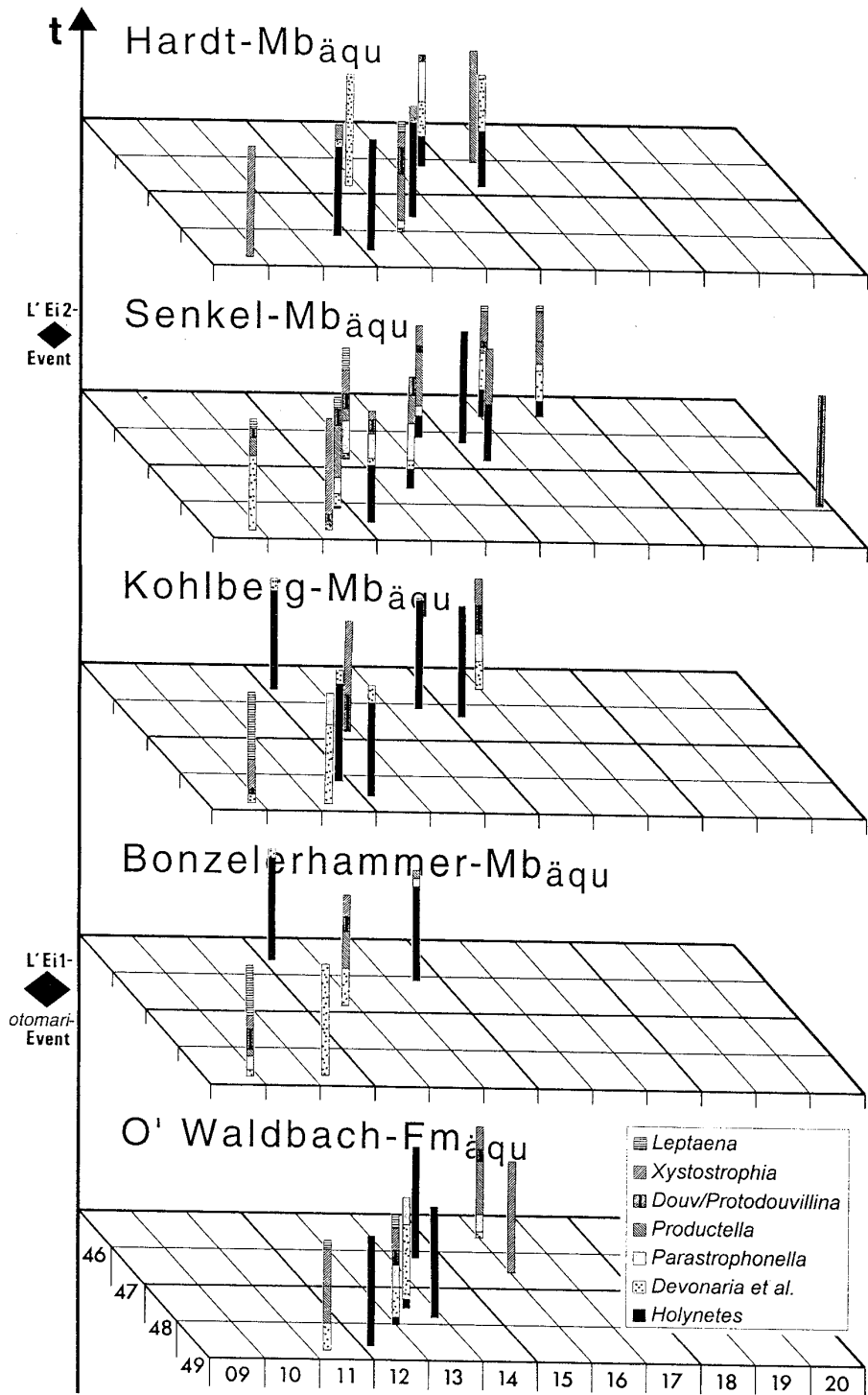
Spiriferiden-Auswahl, normiert auf 100%



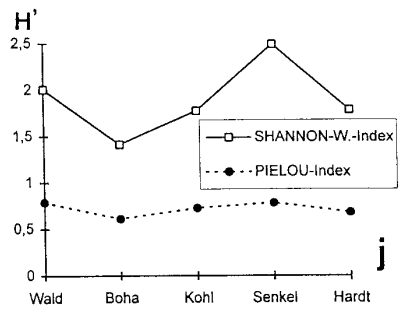
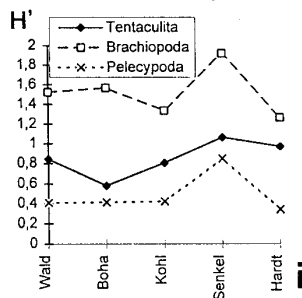
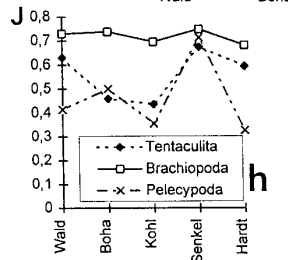
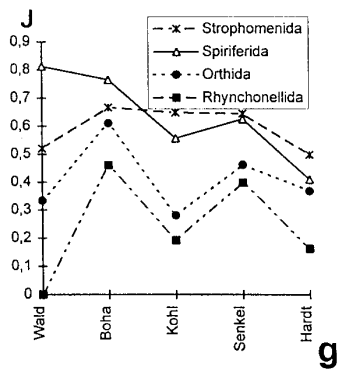
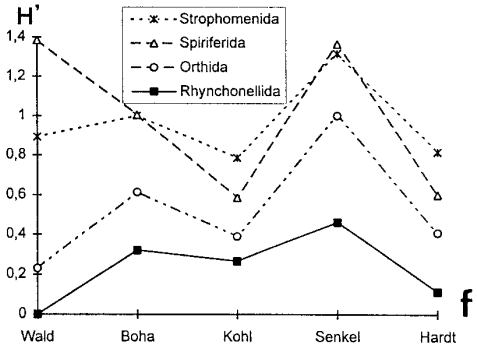
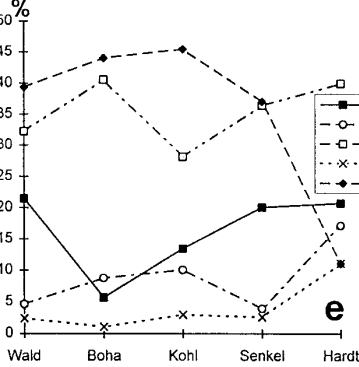
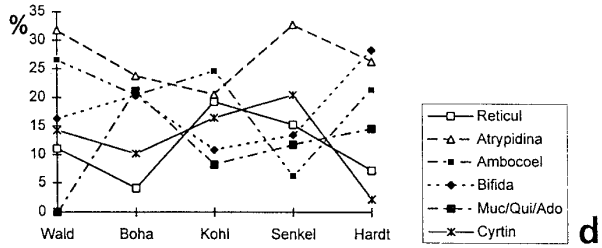
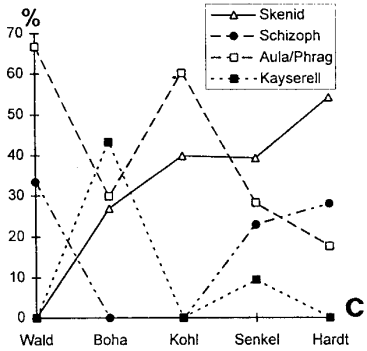
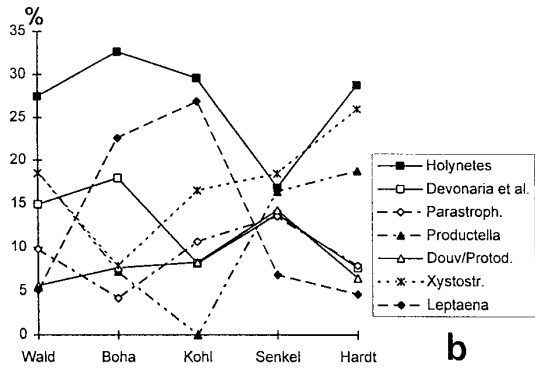
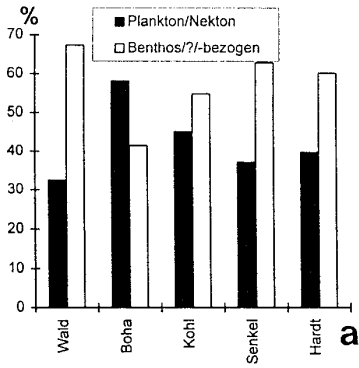
a

Abb. 27: Entwicklungen der Häufigkeitsverteilungen einiger Ökotypen der Spiriferiden (a; S. 66) und Strophomeniden (b; S. 67).

Strophomeniden-Auswahl, normiert auf 100%



b



← **Abb. 28:** Über den bearbeiteten Zeitraum gemittelte Trends jeder Zeitscheibe für Lebensweise (a), verschiedene Ökotypen der Strophomeniden (b), Orthiden (c), Spiriferiden (d), Tentaculiten (e), für ausgewählte Brachiopoden-Ordnungen (f, g), für die Klassen Tentaculita, Brachiopoda und Pelecypoda im Vergleich (h, i) und Trends für das Verhalten der Gesamtdiversitäts- und Verteilungsindizes (j). (H' = SHANNON-WEAVER-Index; J = PIELOU-Verteilungszahl.)

Während des *otomari*-Intervalls finden weitere Extinktionen statt. Auf die noch ungünstigeren Bedingungen zur Kohlberg-Zeit ist hingewiesen worden: Die sauerstoffdefizitäre Zone erreicht dann offensichtlich ihre größte Ausdehnung, was u. a. auch in der starken Vertiefung des Ablagerungsraumes begründet liegen mag, die auf anhaltende Subsidenz bei stark reduzierter Sedimentzufuhr zurückgeht. Die Reaktion der Benthonten 'auf' den eigentlichen Bio-Event ist äußerst schwer zu fassen. Die Chance den zeitäquivalenten Event-Horizont nachzuweisen, sinkt von Hemipelagikum zum Schelf und wird mit zunehmender Nähe zur Küste nahezu unmöglich. Vermutlich beginnt das Benthos bereits im Vorfeld des Events, bedingt durch kontinuierlich sinkende Sauerstoffgehalte in Bodennähe und die Vertiefung des Ablagerungsraumes infolge steigenden Meeresspiegels und anhaltender Subsidenz (s. Kap. II.2.20), in Richtung Küste zu wandern. Das bedeutet: Die Taxa sterben nicht wegen der neuen ökologischen Gegebenheiten aus, sondern werden in Richtung Küste verschoben. Daran ist sehr wahrscheinlich auch ein biofazielles Teleskopieren (Verminderung der Breiten der biogeographischen Zonen) geknüpft: Die Meerestopographie der neuen Lebensräume beispielsweise wird von der alten abweichen, die Breiten der biogeographischen Zonen der Lebensgemeinschaften (gemessen senkrecht zum Küstenverlauf) werden sich in der Folge wahrscheinlich verändern. Der sehr wahrscheinlich unabhängig vom Meeresspiegel fortdauernde Anstieg der sauerstoffarmen Zone kann das biofazielle Teleskopieren zusätzlich verstärken. Durch die küstenwärtige Verlagerung der Lebensgemeinschaften können sich die Communities eventuell überlagern. Einige Arten können zahlenmäßig reduziert werden oder auch ganz verschwinden (s.u.). Denkbar wären auch durch die neue Situation begünstigte oder angetriebene, evolutive Veränderungen, die den ausgewanderten Formen eine Anpassung erleichtern. Vielleicht bestehen sie nicht im „Kampf ums Dasein“ mit den neuen 'Nachbarn'. Es hat sich ja gezeigt, daß neue Communities entstehen, nicht zuletzt bedingt durch das unvermittelte und häufige Hinzutreten von *Mucrospirifer* (vgl. Kap. IV.1.2) als auch durch die Schelf-weit gleiche Biofazies (vgl. dazu Kap. IV.1.1).

Folgende Taxa können nach dem *otomari*-Event nur noch selten oder gar nicht mehr nachgewiesen werden: *Acrospirifer* (*Arduspirifer*)-Gruppe (letzter Nachweis: Selscheid: ?, Hardt-Mb_{aqu}), *Frankiella* (...Listertalsperre: O'Waldbach-Fm_{aqu}), *Paraplicanoplia* (...Meinkenbracht: Hardt-Mb.), *Prokopia* (...Hengstebecktal: O'Waldbach-Fm_{aqu}), *Leptaenisca* (vgl. z. B. SCHÖNE 1994: „mittlere Unnenberg-Fm.“ = mittlere Waldbach-Fm.), *Struveina* (etwa Waldbach-Zeit, THIENHAUS 1940: 21), *Vandercammenina* und *Rhenothyris* (dito, vgl. MAY 1986, 1989, MAY & AVLAR 1995), *Chimaerothyris* (dito, vgl. BOUCOT 1975), *Subcuspidella geesensis* (dito, THIENHAUS 1940: 21).

In den tieferen Bereichen des ehemaligen Schelfs überwiegen jetzt benthische Lebewesen mit geringem Relief. Auch unter den Trilobiten herrschen flache, wenig skulptierte Formen vor. Schließlich dominieren auch unter den Tentaculiten die glattschaligen Styliolinen über die stärker ornamentierten Dacryoconariden nach Anzahl (s. Abb. 24b, 28e). Deutlich in der Überzahl sind kleine oder wenigstens dünnchalige und somit auch leichte Taxa in der Sauerstoff-restriktiven Fazies des äußeren Schelfs. Das gilt gleichermaßen für Brachiopoden und Muscheln, ja selbst Gastropoden. Als relevant und häufig stellen sich heraus: *Holynetes* cf. *H. holynensis*, *Philipottia* sp., *Pseudocamarophoria* cf. *Ps. undulataeformis* BIERNAT 1966, *Skenidioides* cf. *Sk. polonicus* GÜRICH 1896, Athyriden, inarticulate Brachiopoden, *Buchiola*, *Ptychopteria*, nuculide Muscheln, winzige Pelecypoden, Brachiopoden und Gastropoden, *Conocardium*. Auch die Goniatiten bleiben übrigens sehr klein.

Prinzipiell entstehen offenbar nur auf niedrigen taxonomischen Rängen neue Taxa. Das entspricht einer normalen Speziationsrate. Es handelt sich nicht um einen Brachiopoden-Innovationsevent.

Aus dem Community-Umbruch können aber manche Taxa Nutzen ziehen: Häufigkeit und Diversität von *Atryparia*, *Atrypa* (*Planatrypa*) und *Spinatrypa* nehmen zu. *Mucrospirifer/Quiringites*? sind relativ unvermittelt häufig in unserem Faziesraum aufgetaucht. *Leptaena* gehört in küstenwärtigen Gebieten während des *otomari*-Intervalls zur häufigsten Art (vgl. Kap. II.2.19), während sie später anderen Faunenelementen anteilmäßig nachsteht. Im Zuge globaler Faunenwanderungen siedeln sich lokal ungewöhnliche tabulate Korallen an (Raum Bonzel, vielleicht Meggener Riff). Erst zur Senkel-Zeit können dickschalige Taxa (z. B. *Leptaena*, Atrypiden, *Mucrospirifer/Quiringites*?) wieder bis weit auf den äußeren Schelf vordringen.

Der *otomari*-Event und die Entwicklungen in dessen Vorfeld haben also eine Verminderung der Diversitätsindizes und Verteilungszahlen sowohl der Tentaculiten (hier als Beispiel für das Pelagos ausgewertet) als auch der Brachiopoden (hier als Beispiel für das Benthos) bewirkt, wobei sowohl bei den Tentaculiten wie bei den Brachiopoden auf niedrigeren taxonomischen Niveaus individuelle Trends eruiert wurden, die sich in einigen Merkmalen stark ähneln. Bei Brachiopoden findet eine Umgestaltung der Häufigkeitsverhältnisse, eine Änderung der Gleichförmigkeit der Verteilung statt, während es bei den Tentaculiten zusätzlich zur Umverteilung tatsächlich 'Event-bedingte' Verluste von Arten (Bio-Event) und spätere, extensive Speziationen gibt. Generell sinkt der Anteil benthischer Fauna. Noch in Sauerstoff-restriktiven Milieus verbleibendes Benthos bleibt klein, ausgestattet mit dünnen Schalen und geringem Gewicht. Der Individuenreichtum kann hoch sein. Unter den limitierenden ökologischen Faktoren nimmt der Sauerstoffgehalt wahrscheinlich die wichtigste Position ein. Andere Faktoren wie Substratbeschaffenheit und Nahrung etc. spielen aber genauso eine Rolle. Die Karbonatproduktion ist während des *otomari*-Intervalls stark vermindert. Diese Phänomene sind weltweit entwickelt.

IV INTERPRETATION UND DISKUSSION DER TRENDS

Sie [Naturforscher] begriffen, daß die Vernunft nur das einsieht, was sie selbst nach ihrem Entwurfe hervorbringt, daß sie mit Prinzipien ihrer Urteile nach beständigen Gesetzen vorangehen und die Natur nötigen müsse auf ihre Fragen zu antworten, nicht aber sich von ihr allein gleichsam am Leitbände gängeln lassen müsse; denn sonst hängen zufällige, nach keinem vorher entworfenen Plane gemachte Beobachtungen gar nicht in einem notwendigen Gesetze zusammen, welches doch die Vernunft sucht und bedarf ... Das Fürwahrhalten ist eine Begebenheit in unserem Verstande, die auf objektiven Gründen beruhen mag, aber auch subjektive Ursachen im Gemüte dessen, der da urteilt, erfordert.

IMMANUEL KANT (1781): Kritik der reinen Vernunft.– S. XIII (Vorrede zur 2. Auflage, 1787) und S. 820; Riga.

IV.1 Auswirkungen der Umweltveränderungen

IV.1.1 Faunenvergesellschaftungen: Strukturelle Veränderungen, Verschiebung und Teleskopung?

Aufgrund der bisher dargestellten Daten zur Litho- und Biofazies kann der Anstieg des Meeresspiegels in der hohen Eifel-Stufe grundsätzlich als bestätigt gelten. Der allgemeine lithofazielle Trend, die veränderten Strukturen der Faunenvergesellschaftungen und die kontinuierlichen Diversitätsverschiebungen gehören zu den wichtigsten Indizien dafür. Gleichzeitig mit der Transgression und der Vertiefung des Ablagerungsraumes findet eine küstenwärtige Verschiebung der Communities statt. Die Faungemeinschaften folgen ihrer angestammten Meerestiefe gewissermaßen nach, migrieren küstenwärts, d. h. natürlich nur, daß sich die Larven in küstenferneren Regionen nicht mehr ansiedeln oder daß adulte Exemplare sich dort nicht mehr fortpflanzen können. Nur adäquate küstenwärtige Lebensräume, auch solche, die durch den Meeresspiegel-Anstieg und die fortdauernde Subsidenz neu entstanden sind, werden besiedelt. Jedoch bestimmen Modifikationen weiterer Umweltparameter die biofazielle Entwicklung entscheidend mit: Die Communities reagieren äußerst sensitiv auf den Anstieg der sauerstoffdefizitären Zone und deren Progression auf den Schelf. Möglicherweise überleben manche Taxa die rasanten Umweltumwälzungen nicht. Globale Faunenwanderungen finden statt: Immigrierende Taxa (d. h. die Larven können sich jetzt endlich aufgrund günstiger Lebensbedingungen etablieren) besetzen freigewordene Nischen oder verdrängen Formen aus ihrer Nische und verändern die Strukturen der Communities auf diese Weise dauerhaft. Verschiedene Ökotypen (also ökologisch-funktionelle Einheiten wie z. B. Atrypiden) sind weniger euryoxybiont als andere. Das dürfte Auswirkungen auf die Breiten der biogeographischen Zonen einiger Communities – senkrecht zur Küste gemessen – erwarten lassen. Die Communities werden sich auf deutlich weniger breiten Zonen drängen müssen, wenn der Anstieg der sauerstoffdefizitären Zone sehr groß ist. Die einfache Verlagerung der Communities in Richtung der bisherigen Küste bringt zwar bereits aller Wahrscheinlichkeit nach ein Teleskopung mit sich: Die Meerestopographie z. B. ist ja nicht überall gleich. Aber die vertikale und laterale Ausbreitung der sauerstoffarmen Zone verstärkt dieses Teleskopung. Mit dem Meeresspiegel-Anstieg ist eine rasante Vertiefung des Ablagerungsraumes verbunden. Außerdem verändert sich u. a. die Substratbeschaffenheit. Dennoch

kann aufgrund der in Kapitel IV.2.4 aufgeführten Indizien wahrscheinlich gemacht werden, daß dem Sauerstoffgehalt eine noch größere Rolle bei der Gestaltung und der Verbreitung der Communities sowie beim biofaziellen Teleskopung zukommt.

Es liegt also möglicherweise eine komplexe Überlagerung von Verschiebung, Teleskopung und struktureller Veränderung der Communities vor. Einerseits führen der Wegfall oder das Neuhinzutreten von Taxa zum irreversiblen Strukturwandel der Faunenvergesellschaftungen. Andererseits bewirken die sehr differenzierten Reaktionen der einzelnen Ökotypen auf Sauerstoffdefizite zeitweilige Sonderbedingungen (teils reversibler): So können manche Ökotypen gegenüber Normalbedingungen bei Sauerstoffmangel unterrepräsentiert sein.

Ob außer einer küstenwärtigen Verschiebung der Faunenvergesellschaftungen auch ein Teleskopung und Strukturveränderungen der Communities eingetreten sind, und wenn, in welchem Umfang, das soll anhand der paläökologischen Gradienten entlang einer repräsentativen Geotraverse versuchsweise geklärt werden. In diesem senkrecht zur Rhenoharzynischen Küste verlaufenden Querprofil gehen Daten vom Bahnhof Linde (Linde), Raum Selscheid (Sels.), Hohlweg Bredenbruch (Bred.), Meinkenbracht (Mnkbr.), Raum Pernze/Wiedenest (Pernze), Bonzel (Bonzel) und Listertalsperre (List.) ein. Vermutlich zeitgleiche Ablagerungen dieser Profile aus den zuvor bereits mehrfach verwendeten Zeitscheiben werden genauer betrachtet. Die absolute Zeitgleichheit ist nicht überall belegbar, die Auswahl der Horizonte vielmehr eine subjektive Einschätzung. Erfahrungen aus der Geländearbeit und der Bearbeitung der Proben bilden die Grundlage für die Zusammenstellung der Datenmatrix. Außerdem wurden die ausgewählten Horizonte mit den übrigen des jeweiligen Mb.s sorgfältig verglichen, um möglichst eine hohe Repräsentanz der betrachteten Zeitscheibe zu erreichen.

Verteilung und Abundanz der Taxa verschiedener Horizonte werden in der lateralen Erstreckung und vertikalen Abfolge, also in Raum und Zeit mit statistischen Methoden analysiert, nämlich mit dem Community-Koeffizienten und dem SHANNON-WEAVER-Diversitätsindex. Am Beginn steht der traditionelle, qualitative Vergleich der Faunenvergesellschaftungen (also der Zusammensetzung und Struktur).

Ziel der Untersuchungen ist die Objektivierung der subjektiven Community-Klassifikation und Community-Korrelation entlang von Umweltgradienten durch mehrere **Gradienten-Analysen der Community-Strukturen, der Community-Koeffizienten und der Diversitätsindizes**. Es sollen den sich wandelnden Umweltfaktoren entsprechende 'ordination curves' bzw. 'lines' erstellt werden. Die graduelle Verschiebung (z. B. in einem Onshore-offshore-Profil) von Faungemeinschaften, die einem oder mehreren Umweltgradienten entspricht, ist als stratigraphisches Mittel einsetzbar (Coenocorrelation, vgl. CISNE & RABE 1978). Wie aus den hier vorgeführten Berechnungen hervorgehen wird, ist die Korrelation der Communities mittels einer 'axial ordination' (s. u.) nicht uneingeschränkt gültig, wenn die auf Sauerstoffdefizite zurückführbaren faziellen Sonderbedingungen miteinbezogen werden.

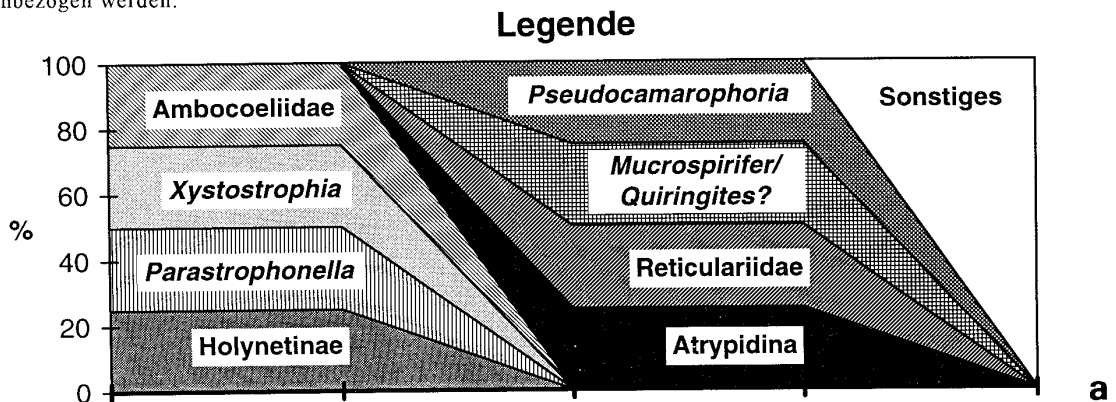
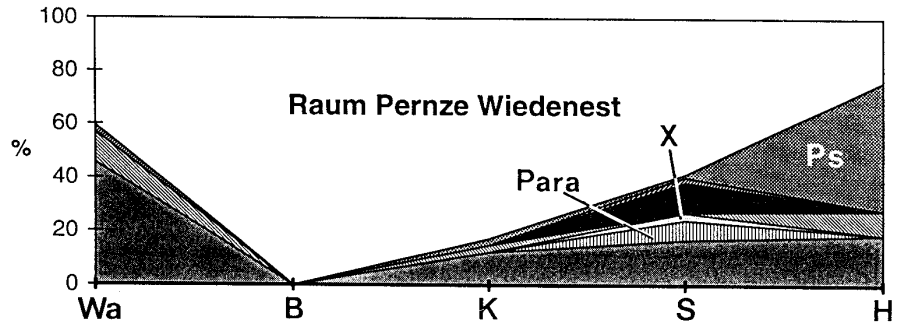
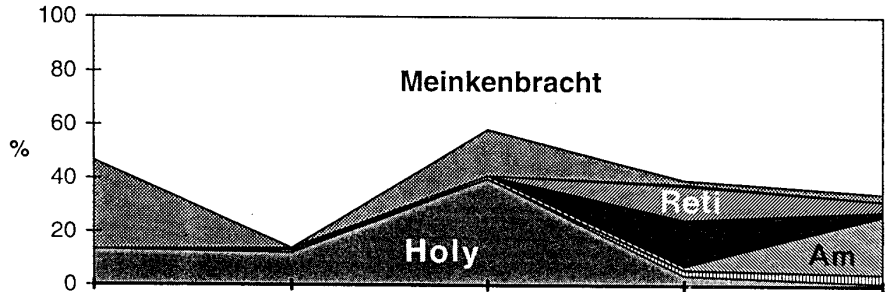
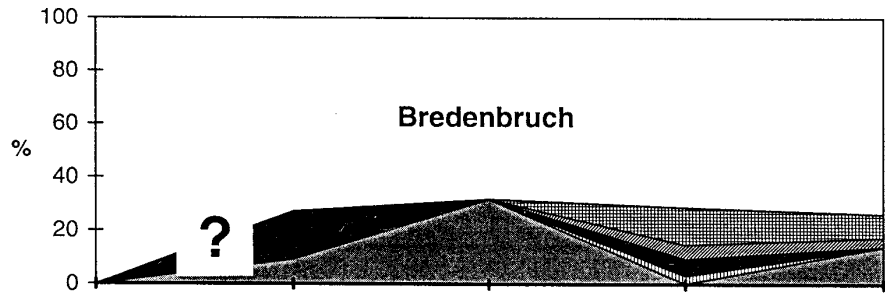
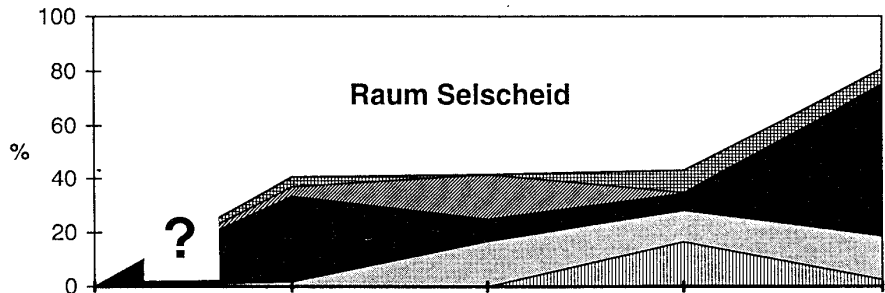
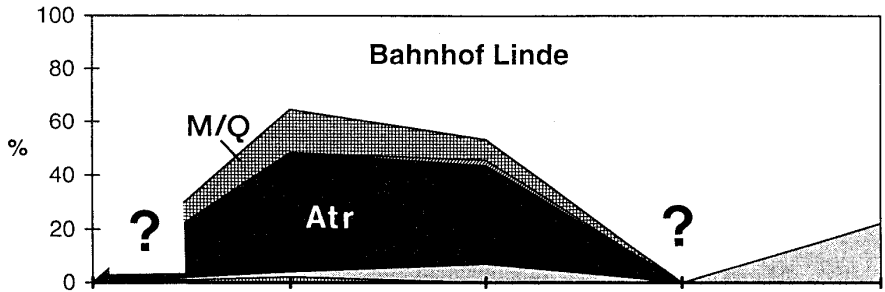
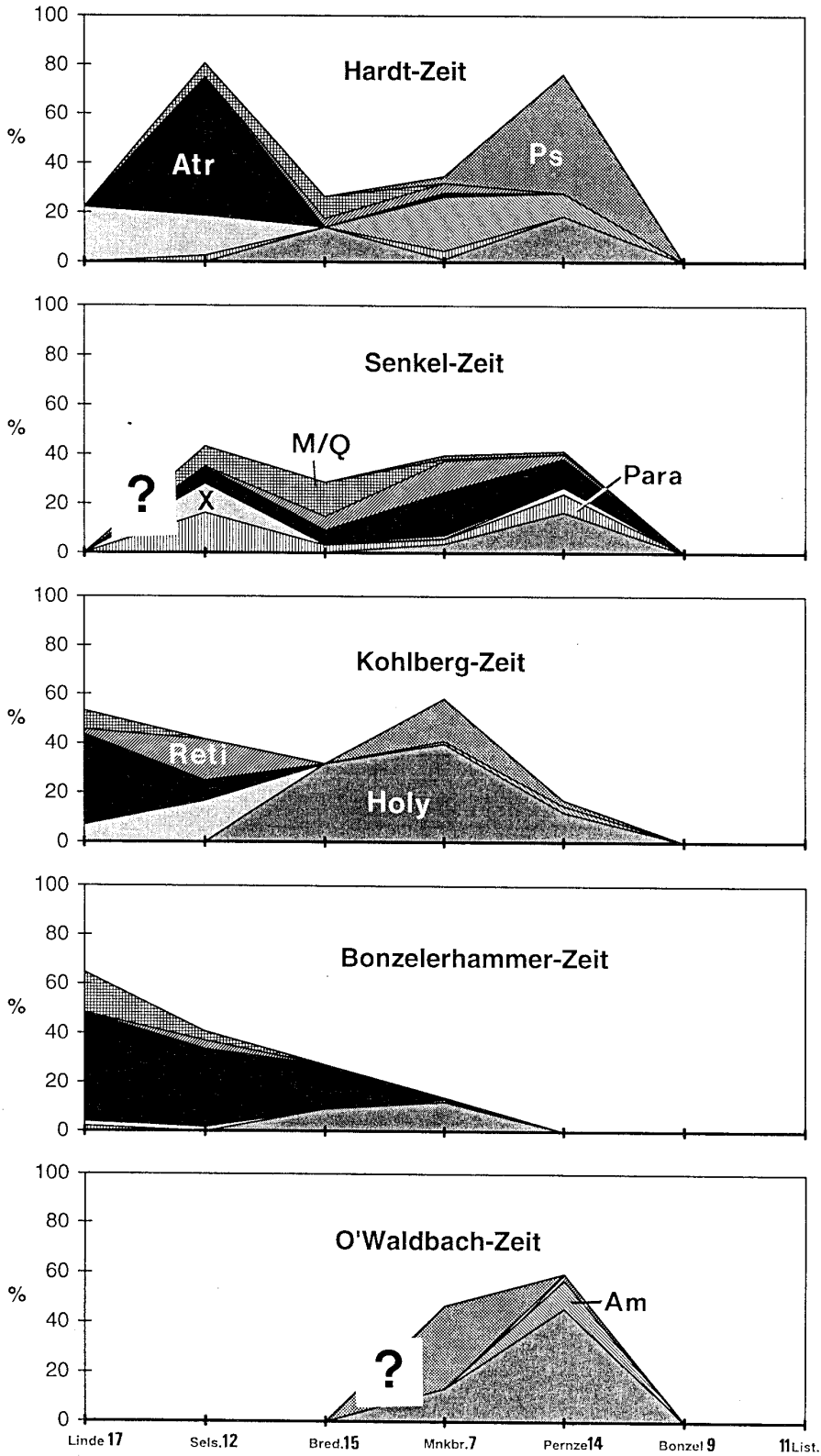


Abb. 29: Dargestellt sind die prozentualen Anteile der häufigsten Ökotypen in Raum und Zeit ('direct ordination'). Auf Abb. 29b (S. 72) ist das Verhalten ökologisch-funktioneller Gruppen für jede der fünf Zeitscheiben entlang einer idealisierten Geotraverse zu entnehmen. Abb. 29c (S. 73) betont hingegen die vertikalen Trends markanter Faunenelemente: Für jede Lokalität ist die zeitliche Faunenstruktur-Entwicklung verzeichnet. (Legende s. Abb. 29a; oben) Deutlich geht aus diesen Diagrammen hervor, daß zur Senkel-Zeit auf dem gesamten Schelf hochdiverse Communities entwickelt sind, ein wichtiger Hinweis auf biofazielles Teleskopung (Begründung s. Text).



b



C

Der binäre CZEKANOWSKI-Community-Koeffizient (CZEKANOWSKI 1913; vgl. SEPKOSKI 1974, CISNE & RABE 1978)

$$CC = 2S_{AB} / (PS_A + PS_B)$$

quantifiziert den Verwandtschaftsgrad (Ähnlichkeitsgrad) der Communities zueinander, wobei S_{AB} die Anzahl der gemeinsamen Arten S in den Proben A und B angibt und PS_A bzw. PS_B die Summe der prozentualen Häufigkeiten der gemeinsamen Arten in Probe A bzw. B . Mit steigendem CC -Wert wächst die Verschiedenheit zwischen zwei miteinander verglichenen Communities. Der CC berücksichtigt Struktur und Artenspektrum der fossilen Biozönose, ist relativ unanfällig gegenüber Meß- und Sammlungsfehlern und integriert insbesondere seltene Arten. Entlang eines Community-Gradienten (z. B. beckenwärts) verändert sich der CC exponentiell. Die Darstellung erfolgt deswegen auf einer logarithmischen Skala. Durch die Meßwerte kann – im Idealfall – eine Gerade, die sogenannte ‘ordination curve’ gelegt werden. Diese Methode wird ‘axial ordination’ genannt.

Weil die CC s verschiedener Horizontvergleiche ja nicht immer zwangsläufig mit der gleichen Anzahl gemeinsamer Arten berechnet wurden, müssen sie mit einem Standard korrigiert werden, bevor ein direkter Vergleich der CC s unterschiedlicher Horizonte möglich ist. Als (beliebiger) Korrekturfaktor wurde 16 gewählt. Somit gilt für den korrigierten Community-Koeffizienten

$$CC^k = CC \cdot 16 / 2S_{AB},$$

wobei CC^k jetzt minimal einen Wert von 0,16 annehmen kann und damit die höchste Ähnlichkeit ausdrückt.

In die folgenden Abbildungen und Berechnungen gehen grundsätzlich nur Benthonten ein.

Zunächst werden die prozentualen Anteile der häufigsten Ökotypen in Raum und Zeit untersucht und deren Entwicklungstrends interpretiert. Diese Methode ist als ‘direct ordination’ bekannt. Die Betrachtung der Abbildungen 29b und 29c macht sofort deutlich, daß zur Senkel-Zeit allorts unvermittelt eine hochdiverse Vergesellschaftung (viele verschiedene Ökotypen) entwickelt ist, die sich nur andeutungsweise während der vorangegangenen Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit in küstenwärtigen Regionen bemerkbar macht. Jetzt zur Senkel-Zeit sind weite Teile des Schelfs durch ähnliche Ökotypen besiedelt. Dabei könnte natürlich berechtigterweise eingewendet werden, daß ja NW’ Linde, also von weiter küstenwärtigen Regionen keine Community-Daten mitgeteilt werden. Das von Linde (im Querprofil) küstenwärts ungefähr 9 km entfernt gelegene Profil Grüner Bach S’ Iserlohn zeigt bereits eine völlig andere Fazies und auch andere Faunengemeinschaften (Carpinarien) sowohl zur Bonzelerhammer-, als auch zur Kohlberg-, Senkel- oder Hardt-Zeit. Von weiter SE’ Grüner Bach befindlichen Lokalitäten melden z. B. KLÖCKNER (1988) oder ERDMANN (1982) Anzeichen eines Übergangs in die *Mucrospirifer/Quiringites*-Atrypiden-Vergesellschaftung. Es gibt im Bahnhof Linde-Profil ebenfalls wenige Anzeichen für einen solchen Übergang: wenige Exemplare von Carpinarien neben *Mucrospirifer/Quiringites?* und Atrypiden. Diese Vergesellschaftung scheint flachere Meeresgebiete zu charakterisieren (vgl. SCHMIDT 1962). Insofern ist hier ein Übergang zwischen zwei Communities ausgebildet. Der Übergangsbereich bleibt relativ ortskonstant zur Senkel-Zeit. Trotzdem dehnen sich die *Mucrospirifer/Quiringites?*-Atrypiden-beinhaltenen Faunenvergesellschaftungen beckenwärts aus. *Spinocyrtia (Carpinaria)* fehlt dort in der Regel, was wohl auf tieferes Milieu hindeutet. Dieses läßt sich aus lithofaziellen und anderen biofaziellen Kriterien bestätigen (vgl. GOLDRING & LANGENSTRASSEN 1979). Zwischen Lindlar und Selscheid und vielleicht noch etwas weiter SE’ drängen sich während des *otomari*-Intervalls diejenigen Faunenvergesellschaftungen auf vergleichsweise engem Raum, die sich während der Senkel-Zeit auf einem mehr als 16 km breiten Streifen (s. o.) befinden (bzgl. Distanzen vgl. Abb. 30c). *Spinocyrtia (Carpinaria)*-Vergesellschaftungen verzahnen sich lateral und isochron offenbar mit *Mucrospirifer*-dominierten Communities. Beide Spezies-Gruppen treten zur Bonzelerhammer-Zeit sehr zahlreich im Rheinisch-Ardennischen Schiefergebirge auf (vgl. Kap. IV.1.2). Möglicherweise weist die hohe Ortskonstanz der Übergangszonen beider Communities darauf hin, daß erstens die Schwankung des Meeresspiegels nicht so erheblich gewesen ist wie der Anstieg der sauerstoffarmen Zone und daß zweitens der höhere Sedimenteintrag in küstenwärtigen Regionen die weitere NW-Verlagerung der *Mucrospirifer*-Communities vereitelt hat. Carpinarien waren da schon toleranter (vgl. GOLDRING & LANGENSTRASSEN 1979).

Auf der Grundlage der gemittelten Regionalstreichwerte der Schichtflächen-Einmessungen (letztere im Anhang) erfolgte die palinspastische Rekonstruktion des Arbeitsgebiets unter Verwendung der durchschnittlichen minimalen

Einengungswerte (30 %), die z. B. LANGHEINRICH (1967: 170) auf 25-35 % beziffert. Dabei sei angemerkt, daß diese Beträge stark schwanken und sehr viel höher sein können, und zwar z. B. in Abhängigkeit von der Lithologie (rheologisches Verhalten) und dem Faltenkomplex (vgl. PLESSMANN 1966, LANGHEINRICH 1967). Nicht zuletzt wird die Deformation im allgemeinen nach NW hin kontinuierlich abnehmen (s. z. B. FRANKE 1989).

Hochdiverse Communities hat es zur Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit in küstenwärtiger Richtung ab dem Selscheider Raum gegeben. Die Tiefe des Ablagerungsraumes ändert sich zwischen Kohlberg- und Senkel-Zeit nicht wesentlich, und trotzdem erreichen die Lebensgemeinschaften zur Senkel-Zeit in mindestens 16 km entfernt gelegenen Regionen (Pernze/Wiedenest, Bonzel) plötzlich vergleichsweise hohe Diversitäten. Sehr wahrscheinlich hängt dieses Phänomen mit dem Sauerstoffangebot zusammen. Wenn der Aufstieg der sauerstoffarmen Zone nur vom Meeresspiegel abhinge, wäre – bei einem angenommenen durchschnittlichen Abfall des Schelfs in beckenwärtiger Richtung um $0,5^\circ$ – ein Anstieg von mehr als 140 m [$\sin(0,5) \cdot 16\ 000$ m] notwendig. Der Meeresspiegel-Anstieg war aber geringer, und die sauerstoffarme Zone hat sich wahrscheinlich unabhängig vom Meeresspiegel weiter nach oben hin ausgedehnt. Die Folge war ein biofazielles Teleskopieren.

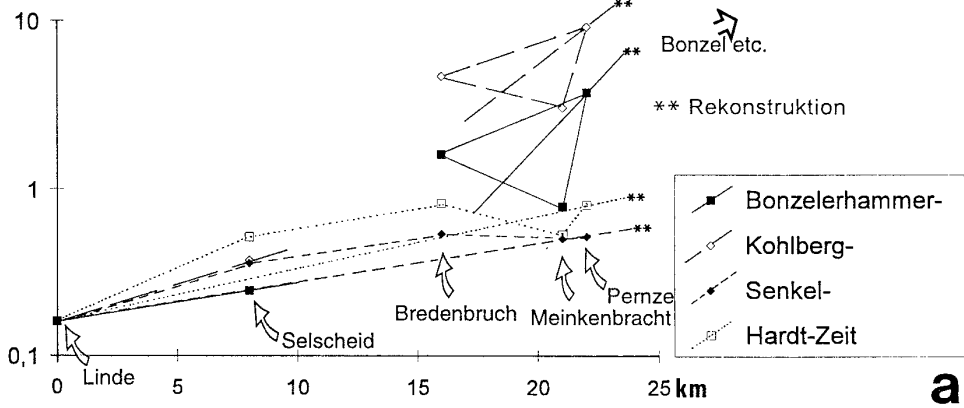
Außerdem fällt an der Verteilung der Ökotypen auf, daß in den sauerstoffdefizitären Lebensräumen während der Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit *Holynetes* und *Pseudocamarophoria* die dominanten Taxa sind (z. B. Meinkenbracht, vgl. Fossilliste im Anhang). Küstenwärts liegen die Sauerstoffwerte wieder höher. Dort verändern sich die Community-Strukturen innerhalb eines schmalen, küstenparallelen Streifens. *Holynetes* und *Pseudocamarophoria* gehören zu den gegenüber Sauerstoffarmut toleranteren Formen (s. Kap. IV.2.4, 2.5). Und eben dieser schmale Übergangsbereich ist verantwortlich für die inkonsistenten Steigungen der 'axial ordination curve' (Knicks in den Geraden um „Selscheid“ herum; s. u.).

Die bislang ermittelten Trends können durch statistische Methoden wie folgt untermauert werden:

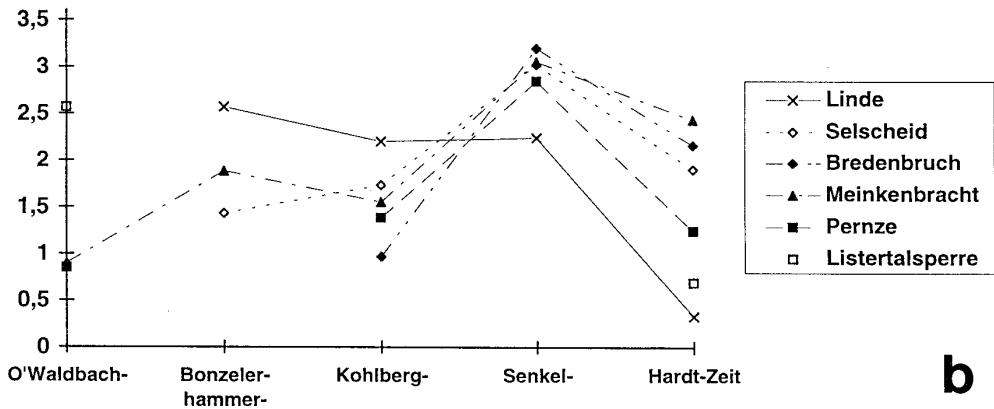
In Abbildung 30a bildet das Bahnhof Linde-Profil die Grundlage für den Vergleich. Wie zu erwarten nimmt die Ähnlichkeit der Communities in beckenwärtiger Richtung tendenziös ab. Jedoch bestehen erstaunliche Unterschiede zwischen den einzelnen Zeitscheiben. Während zur Senkel- und Hardt-Zeit hohe Ähnlichkeiten feststellbar sind, ergeben sich generell steilere Gradienten für die Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit. Die Verteilung der Geraden ab „Linde-Mnkbr.“ in beckenwärtiger Richtung illustriert eklatant den pelagischen Einfluß zur Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit. Der Vergleich „Linde-Bred.“ wird hier nicht berücksichtigt: Die überproportionale Verschiedenheit der Communities zwischen den Profilen Linde-Bredenbruch zur Bonzelerhammer-Zeit (Abb. 30a) ist auf die ungünstige Auswahl der Datenmatrix an dieser Lokalität (Bredenbruch) zur Bonzelerhammer-Zeit zurückzuführen. [In Abbildung 29b ist aus diesem Grunde bei Bredenbruch ausnahmsweise ein anderer Horizont der Bonzelerhammer-Zeit zu Grunde gelegt worden (vgl. Anhang).] Insgesamt fallen die Werte für Bredenbruch etwas aus dem Rahmen: Die Lebensgemeinschaften scheinen einem stärkeren pelagischen Einfluß zu unterliegen als das die Position auf dem Schelf (Geotraverse) erwarten läßt. Prinzipiell sind die Trends trotzdem erkennbar. In Abb. 30a wurden Mittelwerte aus den Punkten Bredenbruch, Meinkenbracht und Pernze (jeweils Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit) zur Ermittlung der Steigungen gebildet. Diese Steigungen weichen von den Steigungen „Linde-Selscheid“ deutlich ab (Knicks in den Steigungen).

Es fällt hier besonders auf, daß im Meinkenbracht-Profil keine derlei massiven CC^k -Diskrepanzen zwischen den Zeitscheiben ausgebildet sind. Das liegt im wesentlichen am hohen Anteil der Holynetinae in beinahe allen Zeitscheiben. Der CC berücksichtigt zwar Struktur und Artenspektrum einer Community, aber nicht die Diversität. Die CC^k s liegen eng zusammen, sobald eine Art sehr häufig vertreten ist. Wird mehr Wert auf die strukturelle Zusammensetzung einer Faunenvergesellschaftung gelegt, also weniger mit abstrakten Zahlen (wie dem CC) gearbeitet, dann ist der Vergleich der SHANNON-WEAVER-Diversitätsindizes eine prädestinierte Methode. Die Daten in Abbildung 30b zeichnen die festgestellten Tendenzen exzellent nach, obwohl der Diversitätsindex in keine der übrigen vorgestellten Methoden direkt eingegangen ist und somit eine unabhängige Bestätigung darstellt. Konstante Diversitäten zeigen sich im Profil Linde. Niedrigdivers sind die Communities zur Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit in beinahe allen Profilen, und das selbst in Linde! Die Auswirkungen des 'Events' machen sich offensichtlich selbst dort bemerkbar. Vielleicht hängt das mit Umgestaltungen der Community-Strukturen zusammen, die wegen immigrierender Taxa (*Mucrospirifer*) oder/und aussterbender Arten unausweichlich wurden. Dem Diversitätseinbruch folgen hochdiverse Lebensgemeinschaften zur Senkel-Zeit, und das auf dem gesamten Schelf: Das ist die Zeit der Wiederbesiedlung (Recovering).

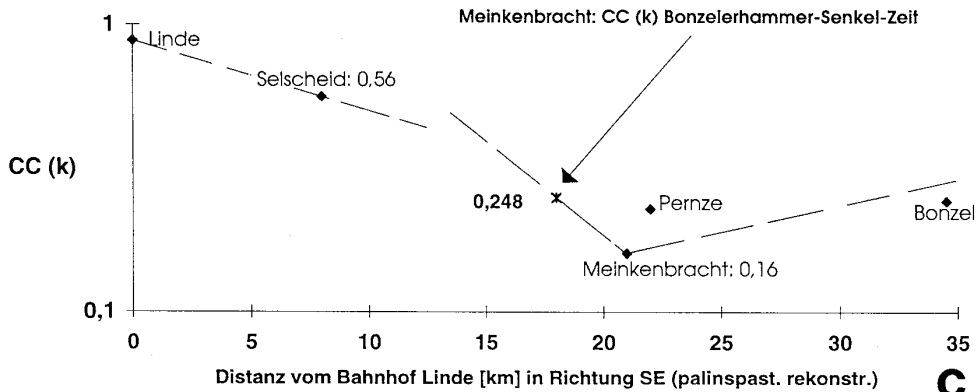
CCs (korr.: 16), Benthos



SHANNON-WEAVER-Diversitätsindex, Brachiopoden



CCs (k), Gesamtfauna; Bonzelerhammer-Zeit; Vergleich der Lokalitäten mit Meinkenbracht



← **Abb. 30:** 'Axial ordination' zur Bestätigung des biofaziellen Teleskopings. In Abb. 30a wird die Beweisführung auf der Grundlage der Berechnung von Ähnlichkeiten zwischen den Communities [CCs (korr.: 16)] geführt, und zwar berechnet für das Benthos auf Grundlage der Daten vom Bahnhof Linde. Die Distanzen zwischen den Lokalitäten entlang der idealisierten Geotraverse wurden palinspastisch rekonstruiert. In der logarithmischen Darstellung verändern sich die Werte von Lokalität zu Lokalität i. allg. mehr oder weniger linear. Aber: Zwischen Selscheid (Sels.) und beckenwärts gelegenen Lokalitäten (Bredenbruch etc.) sind für die Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit 'Knicks' in den Steigungen zu erkennen, die zur Senkel-Zeit fehlen! In Abb. 30b sind die zeitlichen Diversitätstrends der einzelnen Lokalitäten dargestellt. Abb. 30c (ebenfalls palinspastisch rekonstruiert!) legitimiert die oben mitgeteilten Ergebnisse und läßt abermals den bekannten 'Knick' in Erscheinung treten. Teleskopung hat stattgefunden, weil nicht zeitlich übereinander folgt, was isochron nebeneinander liegt (WALTHER'SCHE Regel): Die Senkel-Zeit ist durch eine über den gesamten Schelf verfolgbare hohe Benthos-Produktion charakterisiert.

Es wurde schon auf die Knicks in den 'ordination curves' aufmerksam gemacht. Die höheren Steigungswerte ab etwa Selscheid in Richtung Becken beim Vergleich mit Linde oder Meinkenbracht drücken eine stärkere Verschiedenheit der miteinander verglichenen Faunengemeinschaften aus. Selbst die Diversitätssprünge vergrößern sich beckenwärts von der Kohlberg- zur Senkel-Zeit (Abb. 30b).

Es wird angenommen, daß die rasante Veränderung der Communities u. a. sauerstoffgesteuert ist, daß jeder Ökotyp unterschiedlich tolerant gegenüber Sauerstoffdefiziten ist. Es ergibt sich eine Besiedlungssukzession in der Reihenfolge *Holynetes* (vermutlich sehr O₂-tolerant), *Ambocoeliiden*, *Pseudocamarophoria*, Atrypiden, *Parastrophonella*, *Mucrospirifer/Quiringites*?, Reticulariiden, *Xystostrophia* (vermutlich weniger O₂-tolerant). Über die theoretischen Grundlagen der dafür ursächlichen Adaptationen informiert Kapitel IV.2.5. Es muß betont werden, daß nicht der Sauerstoff allein die Ursache für solche Veränderungen ist. Die Verbreitung der *Ambocoeliiden* z. B. spiegelt eine zusätzlich zum Sauerstoffgehalt stärkere Substratabhängigkeit wider: Sie bevorzugen etwas siltigere oder sandigere Milieus.

Zum Schluß kann noch entsprechend der WALTHER'schen Regel (WALTHER 1890-93) überprüft werden, ob das, was im Profil zeitlich übereinander auch lateral nebeneinander liegt (Abb. 30c). Wenn Teleskopung der Communities stattgefunden hat, muß das keineswegs der Fall sein! Im Profil Meinkenbracht beträgt der CC^k zwischen Bonzelerhammer- und Senkel-Zeit 0,248. Eingetragen auf die laterale 'ordination curve' zur Bonzelerhammer-Zeit in küstenwärtiger Richtung, müßte danach unter Berücksichtigung der palinspastischen Rekonstruktion in ungefähr 3 km NW Meinkenbracht die Senkel-Community anzutreffen sein. Das ist keineswegs der Fall! Erst im etwa 21 km entfernten Linde liegt eine ähnliche Faunenvergesellschaftung vor.

Aus den höheren Diversitätsindizes zur Waldbach- und Senkel-Zeit gegenüber denen des *otomari*-Intervalls geht hervor, daß zur Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit eine besondere Biofazies entwickelt gewesen ist. Natürlich könnten die hohen Diversitäten zur Senkel-Zeit auch Folge eines Diversifizierungsereignisses nach dem *otomari*-Intervall gewesen sein (Recovering). Allerdings sind keine wesentlichen Innovationen bekannt. Das macht die erste Variante wahrscheinlicher.

Weiterhin ist in Linde (aber auch teilweise in Selscheid) bereits eine der Eifel nicht unverwandte Biofazies entwickelt. Deshalb ist die Lokalität Meinkenbracht vergleichsweise als Berechnungsgrundlage gewählt worden (Abb. 30c). Zudem ist die Lithofazies zur Bonzelerhammer-Zeit in Linde gegenüber dem Senkel-Mb. in Meinkenbracht verschieden. Das macht eine gleiche Besiedlung ebenso unwahrscheinlich.

Der Sauerstoff ist im betrachteten Fall sehr wahrscheinlich der limitierende Faktor, obgleich natürlich Meerestiefe, Topographie, Sedimenteintrag, Sedimentationsrate, Substratbeschaffenheit, Subsidenz u. v. a. m. berücksichtigt werden müssen. Taphonomische Effekte können die Aussagekraft der Beobachtungen in jedem Falle relativieren. Alles weist aber auf eine küstenwärtiges Teleskopung hin. Die Strukturen der Faunengemeinschaften ändern sich durch aussterbende oder neuhinzutretende Taxa leicht. Danach steigt die sauerstoffarme Zone bereits in der Oberen Waldbach-Zeit langsam, aber kontinuierlich an (vgl. auch Hengstebecktal). Mit dem *otomari*-Event progrediert diese Zone aber äußerst rasant auf den Schelf und verdrängt viele weniger O₂-tolerante Faunenelemente küstenwärts. Bis in die Kohlberg-Zeit hinein dringt die sauerstoffdefizitäre Zone noch weiter in Richtung Küste vor: Die Faunen weichen entsprechend ihrer Toleranz gegenüber Sauerstoffabreicherung weiter zurück. Dann stellen sich schnell wieder normale Sauerstoffverhältnisse ein und ermöglichen die Wiederbesiedlung der Schelfregionen. Zur Hardt-Zeit schafft es die sauerstoffarme Zone dann möglicherweise abermals, in Richtung Küste vorzudringen, bei

weitem aber nicht so extensiv (Sauerstoffarmut und Expansion betreffend) wie zuvor. Die reichhaltigen grobklastischen Schüttungen mit Beginn der Wiedenest-Zeit drängen sie dann vorerst beckenwärts in tiefere Zonen zurück.

IV.1.2 *Mucrospirifer* und *Spinocyrtia* und das Pelagos: Fallbeispiele & Evolution

Under stress conditions, generally caused by episodic climatic change, fossil communities broke down during enforced mass migration which allowed the development of new communities from a mixture of immigrants, persistent species, and new species that developed as isolated subpopulations. (WATERHOUSE 1979: 249)

Das *Mucrospirifer*-Intermezzo in der Rhenohertzynischen Fazies

Sie treten in Massen auf, beherrschen die Lebensgemeinschaften nach Anzahl; und doch verschwinden sie ebenso schnell wie sie gekommen waren: *Mucrospiriferen* sind zumindest im Rhenohertzynikum nur von der Bonzelerhammer- bis zur Hardt-Zeit außerordentlich dominant. Einzelexemplare aus dem Crinoiden-Bryozoenschiefer des Drolshagener Raums (O'Waldbach-Zeit) hat MARTIN BASSE freundlicherweise zur Verfügung gestellt. Auch wenn Einzelexemplare (mitunter wohl andere Arten!) aus älteren Abfolgen mitgeteilt werden (DREWITZ 1985: 100; PIJLS 1987: 22, 35; ERDMANN 1982: 17; BEHRENS 1980: 33) und auch im höheren Givetium oder Frasnium hin und wieder vorhanden gewesen sind [SCUPIN 1900, O'Devon, *Mucrospirifer posterus* (HALL 1894); THIENHAUS 1940: 30, Wiedenest-Zeit]: Faktum ist, daß *Mucrospirifer* hier massenhaft nur während der Bonzel-Zeit gelebt hat (vgl. SCHMIDT & TRUNKO 1965, THIENHAUS 1940, MÜLLER 1965, STRUVE 1982a). Der rätselhafte Erfolg dieser Gattung muß in irgendeiner Weise mit den veränderten Umweltbedingungen im Zusammenhang stehen, die in der pelagischen Fazies im Bio-Event kumulieren und zu Extinktionen führen. Mögliche Ursachen werden weiter unten diskutiert.

Zunächst ist aber die Phylogenie zu ergründen. SCHMIDT & TRUNKO (1965: 867) machen auf die starke Ähnlichkeit des rheinischen *Mucrospirifer diluvianus* (STEININGER 1853) mit dem amerikanischen Verwandten *M. mucronatus* (CONRAD 1841) aufmerksam (s. auch STRUVE 1982a: 439). Nach MAY (1995: 40) und MAY & AVLAR (1995: 51) erscheint die **amerikanische** *M. diluvianus*-Gruppe erstmals kurz vor dem „Kačák Event“. Es bedarf allerdings weiterer Klärung, ob ein im östlichen Nordamerika bereits fertig entwickelter *M. diluvianus* nach Europa emigriert ist oder ob ein Vorläufer von *M. mucronatus*, *M. diluvianus* oder *M. thedfordensis* (SHIMER & GRABAU 1902) in Europa eingewandert ist und erst hier zum *M. diluvianus* evoluierte. Genauso wäre denkbar, daß in extrem kleinen Populationen – deshalb so gut wie nicht nachgewiesen – schon sehr lange *Mucrospirifer*-Formen in Europa existierten und in genetischem Austausch mit ihren amerikanischen Brüdern und Schwestern gestanden haben. Fest steht: 1) Erst in der hohen Eifel-Stufe kann sich *Mucrospirifer* in der rheinischen Region etablieren; 2) Es bestehen sehr enge morphologische Beziehungen zwischen *M. diluvianus* und *M. mucronatus* oder *M. thedfordensis*. Nach eigener Auffassung (sensu SCHMIDT & TRUNKO 1965) bestehen aus phylogenetischen Erwägungen keine Unterschiede auf dem Spezies-Niveau, sondern allenfalls auf dem Subspezies-Rang: somit *Mucrospirifer m. mucronatus* und *M. mucronatus diluvianus* bzw. *M. t. thedfordensis* und *M. thedfordensis diluvianus*, je nachdem welche Art die Stammform bildet.

Zweifelloos verlief die Entwicklung der *mucronatus*-, *thedfordensis*- usf. Vorläufer-Formen in Nordost-Amerika. Die Phylogenese der *Mucrospiriferinae* ist nirgendwoanders so exzellent belegt, keineswegs jedenfalls im Rheinisch-Ardennischen Schiefergebirge. BOUCOT (1975: 369-371) weist besonders auf die Beziehungen zwischen den Gattungen *Cumberlandina* (Siegen-Stufe) – *Mucrospirifer* (ab höherer Ems-Stufe, *ibid.*: 161 ff.) und *Duryeella* (Ems-Eifel-Stufe, vgl. BOUCOT 1959) – *Mediospirifer* – *Mucrospirifer* hin. HALL (1894: 36) unterscheidet zwischen submucronaten [ab Siegen-Stufe; dazu beispielsweise *Cumberlandina cumberlandiae* (HALL 1857), *Duryeella macra* (pars HALL 1857) BOUCOT 1959, „*Spirifer*“ *submucronatus* HALL] und mucronaten Morphotypen [ab Hamilton-Group, s. u.; dazu beispielsweise *Mucrospirifer mucronatus* (CONRAD 1841)]. Auch OLIVER (1954) und FELDMAN (1980) melden *Mucrospirifer* aus tieferen Abschnitten der Eifel-Stufe. Zum Teil tritt diese Gattung auch schon weit vor dem *otomari*-Event sehr zahlreich auf (KOCH 1981: Onondaga-Limestone, Moorehouse-Member, i. e. *costatus*-Zone z. B. sensu OLIVER 1993).

Der echte mucronate (= <lat.> mit einer abgesetzten Spitze versehene) Typ allerdings „does not appear earlier than the Hamilton fauna, where it is represented by *Spirifer mucronatus*, *S. segmentus*, Hall, *S. bimesialis*, Hall, *S. subattenuatus*, Hall, *S. varicosus*, Conrad.“ (HALL 1894: 17). Die 'Hamilton-Fauna' (*Mucrospirifer mucronatus*-

Assemblage) setzt nach DUTRO (1986) im Solsville-Member ein (untere *ensensis* ?-Zone, vgl. z. B. OLIVER 1993). Bereits um den *otomari*-Event herum scheinen sich außerhalb des östlichen Nordamerika weltweit (vgl. STRUVE 1982b: 439, 1982a: 416) *Mucrospirifer*-Formen, und zwar die vom 'Hamilton-Aspekt' (STRUVE 1982a: 438), in großen Mengen weltweit auszubreiten (z. B.: YANG et al. 1981, China, *Mucrospirifer mucronatus*; ЮРИНА 1965: Kasachstan, *Mucrospirifer* cf. *M. mesacostalis* HALL; ГУРЬЕВ et al. 1984: Sette-Danban-Gebirgskette, NE-Asien, *Mucrospirifer* cf. *M. posterus*; BIERNAT 1966: *Mucrospirifer* (*Spinospirifer*) *diluvianoides* BIERNAT 1966, Skaty-Schichten, Heilig-Kreuz-Gebirge, Polen). STRUVE (1982a) bezeichnet die Fauna mit „Hamilton-Aspekt“ mit *M. diluvianus*, *M. diluvianoides* und *M. thedfordensis* (ibid.: 438) auch als 'Giesdorf-Ludlowville-Typ-Megafauna' (ibid.: 439), was den Zeitraum *ensensis*- (vgl. WEDDIGE 1988a) bis untere *varcus*-Zone (vgl. z. B. OLIVER 1993) umfaßt und somit mit den Beobachtungen der vorliegenden Arbeit im Einklang steht.

Im Gegensatz zum kurzen *Mucrospirifer*-Intermezzo in der Rhenoherynischen Fazies, spielt diese Gattung in Asien (KRYLOVA 1967, ЮРИНА 1965, ГУРЬЕВ et al. 1984) und Nordamerika (HALL 1894, CRICKMAY 1950, RICKARD 1964, TILLMAN 1964, GAINES 1995, WIEDMAN 1982) zum Teil bis in die Frasn-Stufe hinein eine große Rolle. Die Formenvielfalt deutet dabei auf entsprechende Fortentwicklungen hin. Im Rhenoherynikum nutzen offenbar andere Ökotypen (Spiriferiden) die freigewordene Nische von *Mucrospirifer*. Die Spiriferiden bauen ihre Vormachtstellung weiter aus und diversifizieren sich [z. B. *Quiringites* ? sp.: SCHMIDT & TRUNKO 1965; *Spinocyrtia* (*Carpinaria*) div. sp.: s. DIETZ et al. 1935: 12, DIETZ & FUCHS 1935: 13 („*Spirifer mediotextus*“; vgl. Diskussion bei STRUVE 1982c), SCHMIDT 1962: Abb. 1, SPIESTERSBACH 1942, SCHMIDT & TRUNKO 1965, MAY 1986, STRUVE 1982c, 1992; *Undispirifer* div. sp.: s. SCHMIDT & TRUNKO 1965, MÜLLER 1990a, MAY 1986, 1993, STRUVE 1981, 1982b; diverse Atrypiden: s. HAFFER 1962, SCHMIDT & TRUNKO 1965, MÜLLER 1965, 1990a, MAY 1986, 1993, BIERNAT 1964, COPPER 1967, COPPER & RACHEBOEUF 1985, GODEFROID 1995, STRUVE 1956, 1966, 1992; *Adolfia*: s. VANDERCAMMEN 1965]. Die Wiederbesetzung einer Nische durch ökologisch Äquivalente, durch homöomorphe Arten mit identen trophischen Adaptationen im gleichen Habitat beschreibt z. B. auch MCGHEE (1981) für die Frasn-Stufe (*Mucrospirifer* durch *Tylothyris* ersetzt, aber nicht durch „competition“, sondern „replacement by its ecological equivalent“).

***Spinocyrtia ostiolata* und das Parallelisierungs-Dilemma: Der Event-Horizont im Rechts- und Linksrheinischen**

Das Giesdorfium (*ensensis*-Zone, vgl. WEDDIGE 1988b: 132, 1988a) der Eifel zeichnet sich durch die beiden charakteristischen Spinocyrtiiden *Spinocyrtia* (*Sp.*) *ostiolata* (VON SCHLOTHEIM 1820) im Hermes-Set und *Sp.* (*Sp.*) *apollinis* im Apollo-Set (STRUVE 1988: 136) aus. THIENHAUS (1940) erkennt im massenhaften (s. SCUPIN 1900: 30 ff., MÜLLER 1965: 768, 1990) Auftreten von *Sp.* (*Sp.*) *ostiolata* einen wichtigen Leithorizont der unteren Crinoiden-Bryozoen-Schiefer und sandigen Brachiopoden-Schiefer (direkt darüber: Tentaculitenschiefer!; vgl. auch LOTZE 1928), einen Horizont, den er mit dem Giesdorf-Mb. der Eifel parallelisiert (s. auch MÜLLER 1965: 769). Mit dem Eifeler Freilingium begänne dann die Odershäuser Fazies (-Zeit). WEDDIGE (1988a: 107) hält es für sehr wahrscheinlich, daß der *otomari*-Event an der Basis des Giesdorfiums liegt, i. e. an der Basis der *ensensis*-Zone (= *otomari*-Event sensu WALLISER 1985). Zusammengefaßt ergibt sich folgende Diskrepanz: Der rechtsrheinische *ostiolata*-Horizont soll zeitlich zum O'Waldbach-Fm_{aqu} gehören, der linksrheinische aber bereits zum Odershausen-Fm_{aqu}. Der beobachtete *ostiolata*-Horizont könnte also tatsächlich ein diachroner sein: Vielleicht ist *Spinocyrtia* (*Sp.*) *ostiolata* im Rechtsrheinischen schon früher als zur Giesdorf-Zeit vertreten gewesen und mit dem *otomari*-Event in die Eifeler Fazies immigriert. Erst ein genauerer taxonomischer Vergleich der *Spinocyrtia* (*Sp.*) *ostiolata*-Morphotypen aus der links- und rechtsrheinischen Fazies kann dieses Dilemma endgültig klären.

Die zweite Variante: Gesetzt den Fall (WEDDIGE 1988a: 107-108) die Diskontinuität am Top des Giesdorfiums (= 'Kulmination des Great gap', STRUVE 1982a, WEDDIGE & STRUVE 1988) entspräche dem *otomari*-Event, dann wären fast alle Probleme gelöst: Der Leitwert des *ostiolata*-Horizonts müßte nicht angezweifelt werden, die Basis der „Freilinger Schichten“ SCHMIDT & TRUNKOS (1965) (= Basis des Eilenberg-Mb.s der Eifel sensu STRUVE 1992: 517) würde zeitlich den *otomari*-Event repräsentieren und zudem stimmten die lithologischen Trends des Eifeler Gebiets mit denen des rechtsrheinischen überein. Allerdings sind damit nur 'fast alle Probleme' beseitigt: Der Nachweis des gemeinsamen Auftretens von *Tort. k. kockelianus*, *Icr. ark. arkonensis* und *Po. ensensis* in der Hillesheimer Mulde der Eifel (WEDDIGE 1988a: 107) gibt einige Rätsel auf. Die Vergesellschaftung von *Icr. ark. arkonensis* und *Po.*

ensensis markiert besonders den unteren Abschnitt der Odershausen-Fm. WEDDIGE (1988a: 107) empfiehlt eine genauere Überprüfung der Polygnathiden (s. Diskussion in Kap. IV.3). Es ist in Betracht zu ziehen, daß in der letzten Kalkbank unterhalb des *otomari*-Event-Horizontes sowohl in Marokko (WALLISER 1991c: 28) als auch im Blauen Bruch *Tort. k. kockelianus* mit ersten Vertretern der *Po. ensensis*-Gruppe vergesellschaftet ist. [In Kalken des Unnenberg-Sandstein_{aqu.s} oder des Waldbach-Fm_{aqu.s} aus dem Gebiet um Selscheid (Horizont 318-12-V bzw. 318-4712-V, -V-l) ist *Icriodus* n. sp. aff. *Icr. corniger retrodepressus* enthalten, der wegen seiner ungewöhnlich breiten Spindel und der leistenförmigen Lateralknoten an *Icr. arkonensis* erinnert (vgl. Kap. II.2.14), vielleicht sogar mit diesem verwandt ist und eine Vorläuferform bildet. Die stratigraphischen Verhältnisse bedürfen hier sicherlich einer Neubearbeitung.] Der *otomari*-Event fällt deshalb höchstwahrscheinlich mit dem Top des Giesdorfiums der Eifel zusammen.

Nun zurück zu *Spinocyrtia*: Während STRUVE (1988: 136) bei *Sp. (Sp.) ostiolata* von einer weltweit bekannten **deutschen** Form spricht (vgl. auch STRUVE 1992: 567), halten MAY (1995: 40) und MAY & AVLAR (1995: 51) sie für eine nordamerikanische Spezies-Gruppe. [Was die Frage angeht, ob nun fertig entwickelte *Sp. (Sp.) ostiolata*-Individuen ein- oder ausgewandert sind oder andere Möglichkeiten in Betracht kommen, dazu sei auf die bereits weiter oben gegebene Diskussion bezüglich der *Mucrospirifer*-Herkunft verwiesen.] Die Entwicklung spinocyrtiider Spiriferiden z. B. des Unterdevons im Rhenohertzynikum ist gut bekannt (PRIESTERSBACH 1935, SIMON 1953). Ob die Entwicklung des *ostiolata*-Typs tatsächlich ausschließlich in Nordamerika vonstatten gegangen ist, bedarf weiterer Analysen. Sicher ist, daß enge Verwandtschaften zwischen *Sp. (Sp.) ostiolata* und *Sp. oweni* (HALL) aus der O'Helderberg-Fm. bestehen (SCUPIN 1900: 30 ff.). HALL (1894: 30 ff.) führt eine Reihe 'ostiolater' Spiriferen aus älteren Abfolgen Nordamerikas auf und verweist auch dort auf Verwandtschaftsverhältnisse mit europäischen Formen (ROEMER 1844). Offenbar bestand ein reger Faunenaustausch.

Von *Spinocyrtia (Sp.)* geht eine beachtliche Evolutionsreihe aus: Im Rheinisch-Ardennischen Schiefergebirge ist *Sp. (Carpinaria)* ab dem „hohen Unter-Givetium“ (STRUVE 1982c: 213) eine äußerst relevante Speziesgruppe (MAY 1986: 49 ff., SCHMIDT 1962: Abb. 1, STRUVE 1992: 566 ff.). Zu den Carpinarien gehören Arten wie *Spinocyrtia (Carpinaria) ascendens ascendens*, *Sp. (C.) andreasmayi andreasmayi*, *Sp. (C.) andreasmayi phylax* STRUVE 1992, *Sp. (C.) beckmanni* STRUVE 1992, *Sp. (C.) retichon* STRUVE 1992, *Sp. (C.) luettei* STRUVE 1992 u. a. m.

Auch im außereuropäischen frühen Givetium spielen diverse *Spinocyrtia*-Arten eine mehr oder weniger große Rolle (z. B. ЮРИНА 1965, Kasachstan; AGER & RIGGS 1964, Iowa, USA; MENDBAYAR 1976, Mongolei; WANG et al. 1987, China: Tab.18).

Die Erfolgskonzepte von *Mucrospirifer* und *Spinocyrtia*

Mit dem allmählichen Verschwinden besonders der *Arduspirifer*-Gruppe aber auch anderen Spiriferiden eng verbunden ist der praktisch gleichzeitige Erfolg von *Mucrospirifer* und Spinocyrtiiden. Es kann sich durchaus um völlig voneinander unabhängige Prozesse handeln; dennoch drängt sich die Vermutung auf, daß sich die Spinocyrtiiden und *Mucrospirifer* im Rhenohertzynikum nur auf Kosten von in dieser Region verschwindender oder bezüglich Individuenzahl dezimierter Taxa etablieren konnten. Im Gegensatz zu *Mucrospirifer* steht der *Spinocyrtia (Carpinaria)*-Gruppe allerdings eine lange Evolutionsphase bevor, die zeitlich weit über das *otomari*-Intervall hinausreicht. Vielleicht fehlen im Rhenohertzynikum Community-Strukturen, die *Mucrospirifer* zum Überleben braucht. *Mucrospirifer* ist lediglich Nutznießer globaler Umweltveränderungen, ohne „Durchsetzungsvermögen“. Die große Evolutionsdynamik vor allem in Nordamerika könnte ebenso nur aufgrund spezieller Umweltbedingungen möglich sein, die erfolgreichere Spiriferiden-Taxa dort ausschließen. Die ökologische Potenz der Spinocyrtiiden ist offensichtlich höher.

Morphotypen bei *Mucrospirifer diluvianus*: Evolution oder Ökotypie?

Obwohl nicht häufig diskutiert, haben die verschiedenen Morphotypen von *Mucrospirifer* zu sehr gegensätzlichen Überlegungen geführt, welche Ursachen für die hohe Variationsbreite infrage kommen. TILLMAN (1964) zieht zahlreiche Arten und Unterarten wieder ein, die in der Variationsbreite der beiden wichtigsten Formen standen: *Mucrospirifer mucronatus* und *M. thedfordensis*. FAULKNER (1983) faßt die hohe ontogenetische Variabilität unter den *Mucrospirifer*-Individuen einer Art als Indiz für hohe Flexibilität des Genoms auf. Grundsätzlich gibt es vier Parameter der äußeren Gestalt: elongat (gestreckt), mucronat (mit abgesetzten Spitzen versehen), alat

(flügel förmig), kompakt (rundlich) und deren Gegenteil. PETERS (1966) vermutet evolutive Trends. WELCH (1990) führt die intra- und interpopulativen Variationen auf verschiedene Umweltbedingungen zurück. Die Entwicklung von *Mucrospirifer* sei von Stasis geprägt, mikroevolutive Trends seien nicht erkennbar. Beobachtungen am eigenen Material untermauern diese Auffassung: Die frühen *Mucrospirifer*-Formen von Selscheid sind elongat-mucronat, zeitgleiche Morphotypen von Linde aber kompakt-alat. Späte Morphotypen von Selscheid ähneln den Exemplaren von Linde. Die späten Individuen von Breitenbruch bleiben auffälligerweise oft kleiner und sind vom kompakten Typ. Die Variation geht offensichtlich auf unterschiedliche Umweltfaktoren zurück. Allerdings steht der Beweis noch aus, daß die morphologische Variation innerhalb eines begrenzten Spektrums tatsächlich immer in Abhängigkeit von Umweltfaktoren hin- und herpendelt und somit auch bei *M. diluvianus* Stasis vorliegt.

Welche Funktion erfüllen nun die unterschiedlichen morphologischen Ausbildungen und Skulpturmerkmale? SCHUMANN (1967) leitet die Lebendstellung von *Mucrospirifer* aus kommensaler Epökie ab. Das Frischwasser sei seitlich ein-, das Brauchwasser aus der Mitte ausgeströmt (auch VOGEL 1975; aber AGER 1961). Aus den Anwachslamellen erschließt COWEN (1968) einerseits den jeweiligen Umriß früherer Lebensstadien und vergleicht die Morphologie mit den von ihm entdeckten Stegial-Platten, die dem Schutz des Delthyriums dienen, zu jedem Lebensstadium: Die sekundäre Stabilisierung durch Alae-Entwicklung bei Adulten geht mit der fortwährenden Reduktion des Stiels (letzterer: primäre Stabilisation) einher. Die Alae (Flügel) entstehen durch verstärkte Akkretion im Kardinalwinkel-Bereich: Die Auflagefläche wird erhöht. Das Muster der mikrocostulaten Mikroskulptur bei Spiriferiden gibt ferner Auskunft über die Hydrodynamik, den Trübegrad im Wasser und die Umlagerungsrate (CARLS et al. 1993). Ursprünglich befanden sich an dieser Stelle nämlich die Setae, welche möglicherweise die Funktion eines Vorfilters übernahmen (z. B. GOURVENNEC 1989). Allerdings sieht das THAYER (1981) anders: Durch die *Punctae* sollte Respiration bei geschlossener Schale möglich sein.

Die Morphologie und Skulptur lassen mithin Rückschlüsse auf die Substratbeschaffenheit und das Energieniveau zu, aber auch auf Umweltfaktoren wie Sauerstoff und Nahrung (s. a. Kap. IV.2.5). Die juvenile Gehäuseform ist in der Regel mucronat. Progenetische Entwicklung (Heterochronie) kann ein juveniles Lebensstadium vortäuschen: Tatsächlich ist dann bereits das Maturitätsstadium trotz eines äußerlich juvenilen Erscheinungsbildes erreicht. Dafür kann z. B. Sauerstoffmangel oder Nährstoffmangel verantwortlich sein. Auch geringe Größe oder gedrungene Gestalt trotz eines adulten Lebensstadiums kann als Zwergwuchs gedeutet werden, der als Reaktion auf nicht-optimale Lebensbedingungen entwickelt sein mag. Eine genauere Bearbeitung der morphologischen Variation von *M. diluvianus* ist vonnöten. Es wird erwartet, daß die Dichte der Anwachslamellen und deren Anzahl im Vergleich von größeren und kleineren Individuen den Verdacht auf progenetische Entwicklungen erhärtet.

Ob es sich bei den verschiedenen Morphotypen nicht doch um Zugehörige zweier oder mehrerer Arten handelt, kann natürlich nicht bewiesen werden. Die Vermutung, es handle sich nur um intra- oder interpopulativen Fluktuationen innerhalb einer Art, bleibt im Fossilen immer axiomatisch, genauso unwiderlegbar wie beweisbar: Gesteuert durch Umweltfaktoren könnte genauso mal die eine, mal die andere Art bevorteilt sein und sich zahlreicher entfalten (vgl. auch Kap. I.4 zur Artdefinition).

IV.1.3 Der *otomari*-Event auf dem Schelf?

Gegen Ende der Oberen Waldbach-Zeit grenzen global sich verändernde Umweltparameter die Habitate vieler Lebewesen fortschreitend ein: Die Ursachen dieser Krise liegen eventuell im steigenden Meeresspiegel, in der expandierenden sauerstoffarmen Zone und im Temperaturanstieg.

Der Temperaturanstieg mag ein Hauptgrund für die Termination der Malvinokaffrischen Faunenprovinz und der Kaltwasser-Faunenelemente z. B. der ostamerikanischen Faunenprovinz sein. Das Aussterben der Ardispiriferiden und anderer Taxa kann direkt mit den ökologischen Wandlungen einhergehen oder mittelbare Folge umstrukturierter Communities sein. Diese Taxa sind nicht imstande, in küstennähere Habitate umzusiedeln und sich unter den neuen Lebensbedingungen zu behaupten. Es scheint offensichtlich, daß die Veränderungen im zeitlichen Vorfeld des Events [erhöhter pelagischer Einfluß auch z. B. in der Eifel durch WEDDIGE (1988a) nachgewiesen, s. o. bei Conodonten: *Polygnathus*-Formen nehmen gegenüber *Icriodus* zu] zumindest zu einer deutlichen Dezimierung des Individuenbestandes einiger Arten geführt haben, wahrscheinlich aber sogar zum Aussterben. Wann diese Taxa nun endgültig ausgestorben sind, ob zeitlich vor, mit oder kurz nach den sich rapide verändernden ökologischen Verhältnissen, die im Becken als *otomari*-Ereignis (Bio-Event!) deklariert werden, das ist derzeit kaum zu belegen. Fehlerhafte Korrelationen und Fehlbestimmungen täuschen ein längeres Überleben vielleicht nur vor. Dennoch:

Einige Formen, die dem Aussterben preisgegeben sind, mögen in winzigen Populationen überlebt haben. Taxa, die sich bald darauf etablieren sollen, treten bereits vor dem Event auf.

Bei vielen pelagischen Tiergruppen entstehen vor dem *otomari*-Event neue Entwicklungslinien, die mit bald aussterbenden Arten vergesellschaftet sind: bei den Conodonten *Polygnathus ensensis*-Gruppe mit *Tortodus k. kockelianus* [vgl. WEDDIGE 1988a; frdl. mdl. WALLISER 1996: im Blauen Bruch; in Marokko (WALLISER 1991c)], bei den Dacryoconariden *N. (N.) otomari*-Gruppe (s. SCHÖNE 1996a) mit *N. (Cep.) pumilio* und *N. (Cep. ?) chlupaciana* (Bonzel, Hengstebecktal; vgl. z. B. auch LÜTKE 1985, BUDIL 1995). Die Ausbreitungsfähigkeit von *Polygnathus ensensis* kann zufällig mit dem Aussterben von *Tortodus k. kockelianus* zusammengefallen sein. Eine zweite Variante wäre, daß ein direkter, kausaler Zusammenhang zwischen Aussterben der einen und Ausbreitung der anderen Form besteht. Schließlich könnte die Ausbreitung der *ensensis*-Formen auch indirekt mit dem Verschwinden von *Tortodus k. kockelianus* im Zusammenhang stehen, nämlich auf veränderte Community-Strukturen zurückzuführen sein, die sich mit dem Verschwinden von *Tortodus k. kockelianus* ergeben. Auch Verschwinden von *Tort. k. kockelianus* auf der anderen Seite kann mittelbare oder unmittelbare Folge veränderter ökologischer Bedingungen sein. Das Überlappen von bald verschwindenden und bald dominierenden Taxa trifft offensichtlich auch für *Mucrospirifer* und *Arduspirifer* zu, wobei *Mucrospirifer* wohl eingewandert und nicht völlig neu entstanden ist. Die Expansion der sauerstoffarmen Zone auf Schelfareale führt zum biofaziellen Teleskopieren der Schelf-Communities, hier nachgewiesen für das Rhenohertzynikum (Kap. IV.1.1). Vielleicht sind dadurch auch einzelne Taxa ausgestorben, vielleicht erst im Laufe des *otomari*-Intervalls.

Der *otomari*-Event ist lediglich durch einen Faunenschnitt bei pelagisch lebenden Organismen angezeigt (und einigen Trilobiten in tieferen Wasserzonen) und durch einen prompten lithofaziellen Wechsel. Beim Benthos ist kein abrupter Faunenschnitt nachweisbar: Auf dem Rhenohertzynischen Schelf gibt es somit keinen Bio-Event!

Dem Event geht eine Krise zeitlich voraus, der die Kaltwasser-Fauna zum Opfer fällt. Die Benthosbewohner (im Rhenohertzynikum) hatten die Möglichkeit in küstenwärtige Bereiche zu migrieren oder in Refugien zu überleben und der aufsteigenden sauerstoffdefizitären Zone (Kap. IV.2.3) zu entkommen. Einige Taxa des Pelagos' waren den sich verändernden Umweltbedingungen demhingegen schutzlos ausgesetzt (vgl. Kap. IV.2.5). Der *otomari*-Event zeichnet sich durch ein hohes Maß an Selektivität aus.

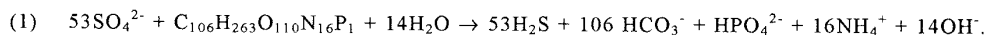
IV.1.4 Das Rätsel der verminderten biogenen Karbonatproduktion

Für eine verminderte Karbonatproduktion müssen verschiedene Ursachen in Betracht gezogen werden. In tieferen Meeresräumen ist die Ausbildung einer robusten Schale mit starker Skulptur z. B. nicht zwingend notwendig. Die damit verbundene Gewichtserhöhung kann bei Weichsubstraten außerdem von Nachteil sein. Bei i. allg. geringerer Nährstoffversorgung in größeren Tiefen ist die Ausbildung voluminöser Körper mit dicker Schale wahrscheinlich auch nicht ohne Weiteres möglich.

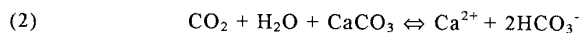
Hier werden chemische Zusammenhänge als wichtigste Ursache für eine herabgesetzte Karbonatproduktion während des *otomari*-Intervalls angenommen. Es ist nämlich nicht nur das Benthos durch vorwiegend dünne, leichte Schalen und geringe Ornamentik gekennzeichnet, sondern auch unter den bodenbezogen lebenden Trilobiten herrschen flache Formen vor. Das kann natürlich auch Hinweis auf endobenthische Lebensweise sein. Aber auch in der freien Wassersäule sind Veränderungen der biologischen Kalkausscheidung feststellbar: Unter den Tentaculiten dominieren Styliolinen über stärker skulptierte Dacryoconariden. Bei den Goniatiten fallen winzige Formen auf. Das zum Teil massenhafte Auftreten von Dacryoconariden spricht gegen die Vermutung, es habe Engpässe in der Nahrungsversorgung gegeben.

In den pelitischen Sedimenten, die zur Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit akkumuliert werden, fällt der geringe Karbonatanteil auf. Die biogene Karbonatproduktion ist abhängig von zwei Faktoren: Verfügbarkeit (anorganischer Parameter) und Verwertbarkeit (biotischer Parameter) der Ausgangsstoffe für Karbonatbildung. Da Calcium in der Regel ausreichend zur Verfügung gestanden hat, ist das Hydrogenkarbonat der wesentliche limitierende Faktor.

Es ist eine bemerkenswerte Tatsache, daß nahezu anoxische Becken und extensive biologische Kalkausscheidung auf dem Schelf oder auf Karbonatplattformen in Kombination miteinander auftreten (KEMPE & KAŻMIERCZAK 1994). Der Abbau organischer Substanz erfolgt ab nahezu anoxischen Bedingungen mittels der sulphatreduzierenden Bakterien. Aus thermodynamischen Gründen wird auf SO₄ als Reduktionsmittel zurückgegriffen. Dieser Vorgang ist folgendermaßen zusammenzufassen (vgl. KEMPE 1990):



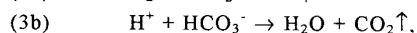
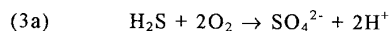
Das Verhältnis von Schwefelwasserstoff zu Hydrogenkarbonat beträgt 1:2. Hydrogenkarbonat gehört zu den schwachen Säuren. Schwache Säuren haben eine konjugierte starke Base; das hängt zusammen mit den unterschiedlichen Ionenaktivitäten. Bei der Sulphatreduktion entsteht also im Verhältnis zum sauer reagierenden Schwefelwasserstoff doppelt so viel Hydrogenkarbonat: Änderungen im Karbonatsystem (Summenformel):



bedeuten Änderungen der Karbonat-Alkalinität (i. e. die Summe der Ladungen aller Anionen von den schwachen Säuren $[\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}]$; allg.: Alkalinität = Summe **aller** schwachen Säuren) und der molaren Summe aller gelösten Kohlenwasserstoff-beinhaltenden Moleküle (, also $[\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}] + [\text{CO}_2] + [\text{H}_2\text{CO}_3]$). Kurz: Bei der Sulphatreduktion steigt der pH-Wert, das Meerwasser wird basischer. Im Porenwasser wird die Acidität allerdings nur erniedrigt, wenn ausreichend Eisen vorhanden ist, um das Sulfid abzupuffern (WIGNALL 1994: 40) und somit die Gleichgewichtsreaktion „ $18\text{CH}_2\text{O} + 9\text{SO}_4^{2-} + 6\text{FeOOH} \rightarrow 18\text{HCO}_3^- + 3\text{FeS} + 3\text{FeS}_2 + 12\text{H}_2\text{O}$ “ (CANFIELD & RAISWELL 1991) auf die rechte Seite der Reaktion zu verschieben! Im Falle von ausreichendem Eisen steigt also auch dort die Alkalinität. (Bioturbation hätte dieses Gleichgewicht wieder zugunsten erhöhter Acidität verändert.) Das erklärt die exzellente Erhaltung z. B. der allopapirischen Kalke im Blauen Bruch: Die Ablagerung fand oberhalb der CCD statt. Chemische Lösung konnte mangels freien Sauerstoffs und infolge ausreichender Fe-Versorgung (und fehlender Bioturbation) nicht erfolgen, weder auf noch im Sediment. Auch unter der Annahme, daß nicht obligate sauerstoffdefizitäre Bedingungen geherrscht haben, ist die Karbonatlösung dann nur sehr bescheiden ausgefallen.

Wenn zusätzliches Hydrogenkarbonat gebildet wird, verschiebt sich das Gleichgewicht auf die linke Seite der Reaktionsgleichung (2): Eine Calciumkarbonat-Übersättigung ist die Folge.

Verstärkt wird die Alkalinität (also Karbonatübersättigung) in sauerstoffdefizitären Milieus obendrein durch Metall-Sulfid-Bildungen, die zum Meeresboden hin absinken und dem System verlorengehen: Der Gehalt an HCO_3^- im Meerwasser steigt gegenüber H_2S [vgl. Gleichung (1)] an. Die Lösung von Calciumkarbonat hat den gleichen Effekt: Herabsinkendes kalkiges Material wird mit zunehmender Wassertiefe, also steigendem hydrostatischen Druck und sinkender Temperatur gelöst. Schließlich reagieren saure Lösungen mit dem Calciumkarbonat: Von der oxischen zur anoxischen Zone nimmt dieser Effekt kontinuierlich ab. Aber selbst in beinahe sauerstofffreien Milieus lösen saure Stoffwechsel-Endprodukte chemoorganotropher Bakterien (z. B. Acetat-Bildung durch Karbonat-Reduktion oder Succinat-Bildung durch Fumarat-Reduktion) das Karbonat (vgl. Kap. IV.2.5). Karbonatlösung findet nach WIGNALL (1994: 40) außerdem in Milieus ohne ausreichendes Eisen statt (s. o.). Tiefenwasser ist in der Regel karbonatuntersättigt; Photosynthese und biogene Karbonatbildung im Oberflächenwasser (karbonatübersättigt) senken die Alkalinität. Obwohl aus dem Devon kein kalkiges Phytoplankton bekannt ist, muß der Kalkgehalt doch irgendwoher abzuleiten sein, wenn nicht von gelösten Schalen. Auch treten bei erhöhter terrestrischer Silikatverwitterung erhöhte Alkalinitäten auf: An den Silikatoberflächen erfolgen Austauschreaktionen. Andere schwache Säuren (z. B. Borsäure) führen ebenfalls zu höheren Alkalinitäten. Auch der umgekehrte Prozeß, nämlich Schwefelwasserstoff-Oxidation ist bekannt:



wenn nämlich Schwefelwasserstoff in sauerstoffreichere Milieus gelangt; dabei sinkt die Alkalinität.

Insgesamt (und i. allg.) nimmt aber im anoxischen Milieu die Karbonat-Alkalinität zu.

KEMPES (1990) „Alkalinitäts-Pumpe“ funktioniert nun folgendermaßen: Im stagnierenden Ozean oder einem Ozean mit stark verminderter Zirkulation wird organische Substanz durch Sulphatreduktion abgebaut. Die tote organische Substanz fällt schneller durch die Pycnocline (Oxyclyne) als ein Sauerstoff-Recycling tieferer Wasserschichten erfolgen kann (durch Downwelling). Plumes mit erhöhten Alkalinitäten steigen durch Upwelling oder Diffusion in höhere Wasserschichten auf und führen dort zur CaCO_3 -Supersaturierung. In Flachwassergebieten führen erhöhte Alkalinitäten aber nur dann zur spontanen, anorganischen Karbonatfällung, wenn ein bestimmter Sättigungsindex

(= Ionenaktivität $\{Ca^{2+} + CO_3^{2-}\}$ / Löslichkeitsprodukt $\{K_{CaCO_3}\}$; s. KEMPE & KAŻMIERCZAK 1994: 6) überschritten wird. Ab einer bestimmten Karbonat-Alkalinität allerdings können nur noch kalkige Mikrobialithe entstehen. Ein zu hoher Sättigungsindex wirkt letal auf höhere Organismen (cytotoxische Wirkung des Calciums).

Gewöhnlich aber erfolgt die biogene Karbonatbildung über enzymatische Biokalzifikation: Einerseits wird viel Karbonat gebildet, weil die Ausgangssubstanzen in überaus großen Mengen zur Verfügung stehen; andererseits soll das cytotoxische Calcium aus dem Meerwasser entfernt werden.

Vermittels der Wirkung der Alkalinitätspumpe wird die Karbonatalkalinität im Tiefenwasser also stark erhöht, und das insbesondere bei mangelndem Austausch zwischen Tiefen- und Oberflächenwasser. Upwelling oder Diffusion alkalinitätsreicherer Wasser ins Oberflächenwasser regt die biogene, enzymgesteuerte Kalkausbildung an. Extensives Riffwachstum oder der langfristig hohe Anteil karbonatproduzierenden Benthos' in Flachwassergebieten und optimale Bedingungen für Organismen mit kalkigem Skelett sind das Ergebnis.

Erwähnt werden sollen weitere Einflüsse: Erhöhte Salinitäten wirken sich negativ auf die Karbonatfällung aus. Erhöhte Temperaturen senken die Löslichkeit von Gasen, zum Beispiel von Sauerstoff, aber auch von Kohlendioxid. Letzteres erleichtert die Karbonatfällung.

Soweit zur Verfügbarkeit der Ausgangssubstanzen für die Karbonatproduktion. Im Prinzip wäre extensive Karbonatbildung durch das Benthos möglich gewesen. Aber das war nicht der Fall! Andere Parameter sind bestimmend: u. a. die Verfügbarkeit an Sauerstoff. Der Aufstieg der sauerstoffdefizitären Zone im Wasser hat verheerende Folgen auf die biogeographische Verbreitung der Lebewesen gehabt. Es ist dem Mangel an Sauerstoff zuzuschreiben, daß ein wesentlicher Teil der benthischen Karbonatproduktion in küstenwärtige Regionen verdrängt wurde. Einige Karbonatplattformen (Nachbarschaft des Blauen Bruchs z. B.) und Riffe im Schelf/Becken-Übergangsbereich (Meggener Riff) waren vom aufsteigenden sauerstoffdefizitären Wasserkörper verschont geblieben. Gelegentlichen Sturmereignissen verdanken wir das Wissen um deren Existenz.

Die Communities konnten nicht beliebig weit in Küstenregionen vordringen: Riffe können bei zu hohem Klastika-Eintrag und Trübe-Grad nicht entstehen. Sauerstoff, Licht, Tiefe u. a. limitieren deren Existenz in beckenwärtiger Richtung. Für sonstiges karbonatproduzierendes Benthos gelten ähnliche Faktoren. Außerdem steuern interspezifische Regelmechanismen und die (intraspezifische) ökologische Toleranz die Verbreitung der einzelnen Taxa (Teleskopung!). Global betrachtet hat die Karbonatproduktion in weiten Teilen des Schelfs abgenommen, während das kalkige Phyto- (– sofern es das gegeben hat –) und Zooplankton optimale Bedingungen vorgefunden haben muß. Limitierend könnte dann nur der Gehalt an Nährstoffen, an Sulphat oder Hydrogenkarbonat gewesen sein.

Der verminderten Bildung biohermaler Communities könnten aber auch Eutrophierungseffekte (Eutrophierung: höhere Verfügbarkeit von Nährstoffen) zugrunde liegen. Riffgemeinschaften sind hochspezialisiert. Erhöhter Nährstoffeintrag, z. B. terrigener (s. Kap. IV.2.3), kann einigen wenigen Taxa (r-Strategen) auf Kosten der übrigen Riffbewohner (K-Strategen) zu ungehinderter Vermehrung verholfen haben (vgl. z. B. BRASIER 1995a). Das anfällige Mikroökosystem ist zusammengebrochen. In größerer Landferne hingegen (Blauer Bruch & Meggen z. B.) war Riffwachstum wegen oligotropher Nährstoffverhältnisse weiterhin präsent.

Vielleicht geht die hohe Evolutionsdynamik z. B. der Dacryoconariden, der Stromatoporiden und alveolithiden Korallen unter anderem auf diese gemeinsame Ursache zurück, während die ökologische Toleranz z. B. der pelagischen Trilobiten und einiger Brachiopoden derart überlastet wurde, daß sie ausstarben.

IV.2 Sauerstoffdefizitäre Milieus

„Die Odershäuser Schichten ... zeigen ... einen weiten Vorstoß der Südost-Fazies nach NW an“ (THIENHAUS 1940: 57, s. a. GOLDRING & LANGENSTRASSEN 1979; Charakteristika der herzynischen/SE- Fazies bei HERMANN SCHMIDT 1926: 227). „Dünnschalige Muscheln“ und „kleine Brachiopoden“ kennzeichnen die „stark verarmte Fauna“ des „Odershäuser Niveaus“ (MÜLLER 1965: 774-775; vgl. a. KREBS 1979). Die Sauerstoffversorgung ist herabgesetzt (SCHMIDT 1931).

Was als Merkmalskomplex der 'Odershäuser' Fauna (vgl. auch HENKE 1924: 15, HENKE & SCHMIDT 1922b: 25, CLAUSEN 1978: 116, FUCHS & SCHMIDT 1928: 26), besser: der Fauna des *otomari*-Intervalls wiederholt als charakteristisch hervorgehoben wird, trifft auch für die Fauna anderer, dunkler, feinkörniger Sedimente der Erdgeschichte zu: geringe Körpergröße, Dünnschaligkeit, geringe Skulptur und geringes Artenspektrum. Nach

RICHTER (1931) werden „schwarze Schlammsteine“, in denen vor allem Sauerstoffmangel-tolerierende Organismen (*Chondrites*) und kleine Muscheln dominieren, als „Schwarzschiefer“ (ibid.: 338) bezeichnet. Sauerstoffmangel ist offenbar der wesentliche limitierende Faktor bezüglich Körpergröße (RICHTER 1931, SCHMIDT 1931: 912), Skulptur (ibid.: 912), Verbreitung (SCHMIDT 1935: 3) und Schalendicke (ibid.: 30). Schalentrages Benthos ist von Sauerstoffdefiziten stärker betroffen als z. B. die „euroxybionten“ Ophiuren (SCHMIDT 1935). Vielleicht sind auch die Goniodonten, die mancherorts relativ zahlreich sind (Raum Meinkenbracht, Hohlweg Holzweg), recht tolerant gegenüber Sauerstoffdefiziten gewesen. Mit abnehmendem Sauerstoffgehalt beobachtet SCHMIDT (1944) besondere Anpassungen der Bodentiere. Trotz erreichter Maturität sind die Organismen verhältnismäßig klein. Die geringe Größe maturer Organismen kann auf eine Form von Pädomorphose zurückzuführen sein (s. Kap. IV.2.5) und/oder genetische Ursachen haben. HALLAM (1965) nennt das „stunting“ (gemeint: nicht genetisch bedingter, nicht vererbter Zwergwuchs) und gibt nicht-optimale Lebensbedingungen als Ursache dafür an, wobei der Sauerstoff an erster Stelle steht (s. auch SCHMIDT 1935: 25, 28, 32). Solche Anpassungen an sauerstoffarme Milieus sind Thema des Kapitels IV.2.5.

KREBS (1969) bringt die „Odershäuser Schichten“ erstmals mit dem Begriff „Schwarzschiefer“ (und „Schwarzmergel“) in Verbindung, nachdem HALLAM (1967) die Schwarzschiefer-Genese nicht länger auf die „barred basins“ beschränkt sehen will: Auch in flachen, offenen Meeresräumen ist sie möglich.

Die Sauerstoffarmut hat keineswegs kontinuierlich bestanden. Zeitweilig herrschten günstigere Lebensbedingungen (Besiedlungseignisse mit winzigen Muscheln: Bonzel, Menkhausen etc.). Mit der Zufuhr frischen Wassers entfaltete sich ein reiches Benthos.

Zwischen sauerstoffarmen (i. e. hic dysaerob, s. Kap. IV.2.4) und ausreichend mit Sauerstoff versorgten Milieus gibt es kontinuierliche Übergänge (z. B. RHOADS et al. 1991). Das hat SCHMIDT (1956) erstmals zum Anlaß genommen [und nicht etwa RHOADS & MORSE (1971) oder BYERS (1977) wie in fast allen paläökologischen Abhandlungen über Schwarzschiefer zu lesen ist!], eine „Faziesreihe“ nach Sauerstoffversorgung und Wasserbewegung aufzustellen: „Apneuston“, „Oligopneuston“, „Miopneuston“ usw. Im „Sulphuretum“ (sehr geringe Sauerstoffwerte) herrschen ‘Schwefelbakterien’ vor (SCHMIDT 1964). Scharfe biologische Grenzen sind allerdings zwischen den stark Sauerstoff-verarmten Zonen ‘anoxisch’/‘suboxisch’ (s. Kap. IV.2.4) ausgebildet. SCHMIDTS ‘Faziesreihe’ ist nicht wieder aufgegriffen worden. Stattdessen waren nachfolgende Wissenschaftler bestrebt, eine Vielzahl neuer Begriffe zu creieren.

Seit dem Ausgang der 1960er Jahre stieg das Interesse an der Schwarzschiefer-Fazies aus ökonomischen und wissenschaftlichen Gründen in zuvor nicht gekanntem Maße an. Die globale und isochrone Genese von Schwarzschiefern – prägend für so manche Epoche der Erdgeschichte –, an der sich ULRICH (1911) und RUEDEMANN (1934) erstmals versucht haben, ist dennoch heute noch immer nicht mit Sicherheit verstanden.

IV.2.1 Schwarzschiefer: Definition und Vorkommen im Arbeitsgebiet

Die Sedimente des *otomari*-Intervalls S' Meinkenbracht lassen sich als Schwarzschiefer klassifizieren, weil sie die wesentlichen Kriterien erfüllen, die z. B. RICHTER (1931), KREBS (1969) oder PASAVA & SOBOTKA (1991) nennen: dunkel, feinkörnig (tonig) und einen gewissen Gehalt an organischer Substanz (TOURTELOT 1979: 1 Gew%, PASAVA & SOBOTKA 1991: 0,5 Gew%; vgl. auch DEMAISON & MOORE 1980). Nach RAISWELL & BERNER (1987) führt metamorphe Überprägung zu einer Verminderung des Gehalts an organischer Substanz. In der vorliegenden Arbeit wurde auf entsprechende Messungen verzichtet. Das Farbspektrum der Schwarzschiefer reicht von Mittelgrau über Olivbraun bis Schwarz (besonders Burbecke bietet ein breites Spektrum) und entspricht damit den Angaben von z. B. ARTHUR & SAGEMAN (1994). Die Farbe wird bestimmt durch Menge, Typ und Maturität des organischen Kohlenstoffs, durch den Gehalt an CaCO₃, an feinstverteilten Eisen-Monosulfiden sowie den sekundären Verwitterungsgrad. Die weißlichen oder grauen Flecken auf Gesteinen in Meinkenbracht oder Bonzel gehen auf Oxidation unter subaerischer Exposition zurück. Unter dem Begriff ‘Black shales’ oder ‘Schwarzschiefer’ sind somit sowohl die echten Black shales mit allen Übergängen zu helleren Varianten (Dark gray shales: Meinkenbracht) als auch dunkle, karbonatische und mergelige Tone (Pernze) enthalten (vgl. KREBS 1969; non sensu ULRICH 1911).

Echte Lamination ist selten (vgl. auch WIGNALL & HALLAM 1991). Im Dünnschliff sind die sehr feinen ‘Schichten’ oft zerflasert und lateral unbeständig (z. B. Sedimente aus Bonzel, Burbecke). Das laminierte Gefüge wird nur vorgetäuscht. Es handelt sich tatsächlich nur um eine kompaktierte Textur: Kontinuierlich abgelagerte, plattige,

tonige Partikel sind parallelorientiert (WIGNALL 1994). Im Gegensatz dazu resultiert echte Lamination (z. B. in Form mm-mächtiger, feinsiltiger Lagen in den Bonzeler Tonschiefern) aus episodischen Sedimentationsereignissen oder veränderlichen Sedimentationsraten (z. B. durch Konturite gesteuert, s. Remblinghausen). Auch episodische Besiedlung der Meeresboden-Oberfläche durch Sulfid-oxidierende Bakterien (WILLIAMS & REIMERS 1983, s. auch Kap. IV.2.4) hinterlassen ein echtes Laminationsgefüge.

Von wesentlichem paläökologischen Interesse ist die Sauerstoffarmut. Sie übt direkten Einfluß auf die Verteilung, Körpergröße u. v. a. m. der Lebewesen und die Evolution aus (s. u.). Das Konzept der Eventstratigraphie, viele globale Bio-Events und besonders Schwarzschiefer-Events beruhen auf Sauerstoffdefiziten. Bezüglich stark verarmter (Boden-)Fauna erfüllen die Tonschiefer von Bonzel, Burbecke, Remblinghausen, Listertalsperre, Pernze/Wiedenest und vom Blauen Bruch dieses Schwarzschiefer-Kriterium par excellence. Die im 100µm-Bereich nicht feinlamierten Meinkenbrachter Sedimente stellen einen Grenzfall der Schwarzschiefer dar. Sie sind siltreich und recht dunkel. Feine Siltbänderungen und Convolute bedding-Strukturen werden als das Ergebnis distaler Sturm-induzierter Ablagerungen gedeutet. Die Fauna ist stark verarmt.

Die Schwarzschiefer-Milieus etablieren sich in einigen Teilen des Schelfs bereits unmittelbar vor dem *otomari*-Event: Bis in den Meinkenbrachter Raum hinein besteht der Einfluß der sauerstoffarmen Zone schon zur späten Waldbach-Zeit. Die kontinuierliche Abnahme des Sauerstoffgradienten ist im Hengstebecktal eindrucksvoll entwickelt. Generell sind die Prä-Event-Tonschiefer aber heller. Der Unterschied ist manchmal nur subtil ausgebildet (s. Bonzel: Tonschiefer-Zwischenlagen; Meinkenbracht). Vielleicht geht er auch auf veränderten Sedimenteintrag zurück.

Besonders in küstenferneren Milieus auf dem äußeren Schelf und im Hemipelagikum besteht die Schwarzschiefer-Fazies etwas abgeschwächt noch über das *otomari*-Intervall hinaus. 'In der Marpe' und in Bonzel steigt zwar der grobklastische Anteil, dennoch ist die Sedimentfarbe zur Hardt-Zeit noch unverändert dunkel, die Fauna großen Teils zum Pelagos gehörig.

IV.2.2 Gängige Modelle zur Schwarzschiefer-Genese: Erklären sie den *otomari*-Event?

In der oberen Eifel-Stufe bildet sich parallel zum global ansteigenden Meeresspiegel anscheinend weltweit und isochron eine Schwarzschiefer-Fazies aus (*otomari*-Event), die mindestens 1 Million Jahre Bestand hat. Entsprechend gängiger Modelle für die Schwarzschiefer-Genese nimmt der Verfasser einen sauerstoffdefizitären Wasserkörper (sauerstoffdefizitäre Zone: ODZ) in der freien Wassersäule an, der sich vertikal ausdehnt und auf den Schelf progrediert. Die ODZ wird nach oben hin durch die Oxycline von sauerstoffreicherem Oberflächenwasser abgegrenzt, einer Übergangszone, in der Sauerstoff und Temperaturen nach unten hin schnell abnehmen.

Mit abnehmendem Sauerstoffgehalt erfolgt der Abbau organischer Substanz unterhalb der Redoxgrenze hauptsächlich über Denitrifikation (anaerobe Oxidation organischer Substanz durch Reduktion von NO_3^- zu NO_2^- , daraus N_2O und N_2 , s. DUGDALE et al. 1977), Sulphatreduktion (anaerobe Oxidation organischer Substanz durch Reduktion von SO_4^{2-} zu H_2S), Methanogenese (anaerobe Oxidation organischer Substanz durch Karbonat-Reduktion) und schließlich Fermentation (Carboxylgruppen und organische Säuren finden Verwendung als Oxidationsmittel, als Elektronendonatoren). Unterhalb einer Sauerstoffkonzentration von 0,2 ml/l (DEVOL 1978) werden aus thermodynamischen Gründen Stickstoffverbindungen (Nitrit, Nitrat) als Oxidationsmittel verwendet, in der mittleren (anaeroben) Fazies (unterhalb 0,1 ml/l O_2 , BERRY et al. 1989) vorwiegend Sulphat (RICHARDS 1965). Diese Betrachtungen werden in Kapitel IV.2.4 erneut aufgegriffen.

In tropischen Gewässern beginnt die Oxycline heute in ca. 50 m Wassertiefe (ANDERSON 1982: Abb. 1); bis in eine Tiefe von ungefähr 100 m (unterer Abschnitt der Thermocline) sorgt der Wind für Oxygenierung („downward-mixing“ des Sauerstoffs, WILDE & BERRY 1986).

Prinzipiell dürften vergleichbare Verhältnisse auch für die Oxycline im Mitteldevon zutreffen. Weite Teile des Schelfs waren somit von Sauerstoffdefiziten und unterschiedlichen Oxidationszuständen gekennzeichnet (vgl. Abb. 33).

Für die Bildung sauerstoffdefizitärer Wasserkörper gibt es eine große Anzahl von Hypothesen. Sie stützen sich im wesentlichen auf zwei grundverschiedene, rezent belegte Modelle: Die Anoxia wird von dem einen Lager als Ursache, vom anderen als Folge erhöhten Erhaltungspotentials für organische Substanz erklärt.

Im **Produktivitätsmodell** (z. B. STEIN 1990, s. a. PARRISH 1982) leitet erhöhte Produktion organischen Materials in Oberflächenwässern Sauerstoffarmut in tieferen Wasserschichten ein. Normalerweise sinkt kaltes Wasser höherer

Dichte nahe den Polen abwärts und wird durch wärmeres, polwärts fließendes Oberflächenwasser von niedrigeren geographischen Breiten ersetzt (s. z. B. SCHMIDT 1956; „ocean overturning“, etwa 'Ozean-Umwälzungs-Zirkulation', TOGGWEILER 1994). Als Motoren der globalen Zirkulation fungieren Dichte-Unterschiede und Wind. Die Meerestopographie bestimmt wesentlich die globalen Strömungsmuster und überdies hinaus, ob Ozean-interne Wässer in den Bereich der Pycnocline, die nur in niedrigen und mittleren geographischen Breiten wärmere Oberflächen- und kältere Tiefenwässer trennt, aufsteigen können (Upwelling), um von dort in höhere Wasserschichten zu diffundieren oder vermittels windbetriebenen Austauschs (ablandige Winde) nach oben zu gelangen. Solche nährstoffreichen, sauerstoffbeladenen Tiefenwässer regen die Primärproduktion in Schelfgebieten an (Coastal upwelling). Mehr tote organische Substanz muß später oxidiert werden. Das geschieht zunächst unter Verwendung des Sauerstoffs. Eine ODZ entwickelt sich auf diese Weise in Schelfgebieten. Das Becken ist hingegen ausreichend oxygeniert. Coastal upwelling kann auf der Nordhalbkugel nur an Ostküsten, auf der Südhalbkugel nur an Westküsten entstehen (PARRISH 1982: 755, EKMAN-Transport). Das Rhenoherynikum lag nach paläogeographischen Rekonstruktionen (SCOTSE & MCKERROW 1990) im äquatorialen Gürtel der Nordhemisphäre. Der nach SE ausgerichtete Küstenverlauf läßt Upwelling prinzipiell möglich erscheinen. Mit Upwelling verbundene Schwarzschiefer-Fazies erreicht aber heute allenfalls lokale/regionale Bedeutung. Für ein außergewöhnlich starkes Upwelling mit globalen Auswirkungen wäre eine exzeptionell hohe Ozean-Zirkulation nötig, die wiederum steile Temperaturgradienten voraussetzt. Die hat es aber im Mitteldevon wegen fehlender Polkappenvereisung nicht gegeben (WITZKE & HECKEL 1988). Durch starke globale Zirkulation würden große Teile des Beckens mit Sauerstoff versorgt werden; globale Schwarzschiefer-Fazies kann dann nicht entstehen. Upwelling im offenen, küstenfernen Ozean (DEMAISON & MOORE 1980) ist heute eher für höhere Breiten charakteristisch. Es führt nicht zur extensiven Schwarzschiefer-Fazies und fällt als Erklärung für globale ODZs aus.

Besonders zur Bonzelerhammer-Zeit weist der große Dacryoconariden-Reichtum in den Sedimenten des äußeren Schelfs möglicherweise auf eine langfristig erhöhte Plankton-Produktionsrate hin. Der gestiegene Nährstoffbedarf muß nicht durch Upwelling nährstoffreicher Wässer gedeckt werden. Falls es sich bei den erhöhten Plankton-Produktionsraten um ein lokales Phänomen handelt, könnte terrigener Nährstoffeintrag zur Fertilisierung küstennaher Schelfgebiete beigetragen haben (vgl. CALEF & BAMBACH 1973). Unwahrscheinlich ist das nicht, weil auf dem Land etwa im Obereifelium die Entwicklung des sekundären Dickenwachstums beginnt. Damit hängen Bodenbildung, Durchwurzelung des Bodens und verstärkte chemische Verwitterung (vgl. ALGEO et al. 1995) zusammen. Allerdings wird heutzutage terrigenes organisches Material (Kerogen-Typ III) z. B. von marinen Bakterien nicht bevorzugt (s. GAUTIER et al. 1985: 2). Außerdem werden durch Leaching (chemische Verwitterung) Metalle mobilisiert, die sich negativ auf die marine Fauna auswirken können: Bestimmte Opportunisten ziehen daraus eventuell ihren Nutzen, während sensible Organismen deutlich dezimiert werden. Weitere Untersuchungen müssen klären, ob die Plankton-Produktionsraten weltweit langfristig erhöht waren und ob bestimmte Planktonten vorherrschten. Der terrigene Nährstoffeintrag ist vielleicht ein zusätzlicher, aber wahrscheinlich nicht der entscheidende Faktor für die langfristige Fertilisierung gewesen. Weitere Nährstoffquellen werden in Kap. IV.2.3 besprochen.

Bei dem globalen ozeanischen Overturning werden gewaltige Wärmemengen in höheren Breiten in die Atmosphäre entlassen. Verlangsamt sich dieser Prozeß z. B. durch veränderte Meerestopographie, dann kommt es möglicherweise zu globalen Temperaturerniedrigungen und Eiszeiten; umgekehrt kollabiert diese globale Zirkulation bei weltweit stark gestiegenen Temperaturen. Das jedenfalls haben entsprechende Berechnungen gezeigt (MANABE & STOFFER 1993). Ein Kollaps des Overturnings wiederum würde demzufolge eine CO₂-Entgasung des Ozeans und einen globalen Temperaturanstieg nach sich ziehen. Unmengen von Karbonat würden ausfallen. Es gibt aber weder Anzeichen für eine globale Temperaturerniedrigung, noch für eine exzeptionelle Karbonatfällung während des *otomari*-Intervalls.

Das **Stagnationsmodell** (z. B. POMPECKJ 1901, ULRICH 1911; s. a. SCHLANGER & JENKYNs 1976, STEIN 1990) setzt jedoch eine deutliche Restriktion vertikaler Zirkulation durch physikalische Barrieren (DEMAISON & MOORE 1980, KREBS 1969; Temperatur, Salinität, Meerestopographie etc.) voraus. Die vertikale Advektion von Nährstoffen und Sauerstoff ist in stratifizierten Milieus herabgesetzt oder zum Stillstand gekommen. Trotz verminderter organischer Produktivität (vgl. WIGNALL 1994) bildet sich eine ODZ aus, deren O₂-freie Teilzone (OMZ, s. u.) u. U. bis an den Grund des Meeres reicht, weil der Abbau organischer Substanz Sauerstoff erfordert, der mangels Austauschs zwischen Oberflächen- und Tiefenwässern nicht erneuert werden kann. Das Stagnationsmodell orientiert sich an

modernen anoxischen „barred“ oder „silled basins“ (DEMAISON & MOORE 1980), abgeschlossenen Meeren von regional beschränktem Ausmaß.

Der flache Temperaturgradient im Obereifelium läßt ein stark vermindertes globales Overturning, das mit dem *otomari*-Event einen Höhepunkt erreicht, durchaus möglich erscheinen. Die Zirkulation in epikontinentalen Meeresgebieten ist nicht völlig zum Stillstand gekommen; denn immer wieder zeugen Konturite (Remblinghausen) und Besiedlungsevents (Meinkenbracht, Menkhausen, Bonzel) während des *otomari*-Intervalls von gewissen Wasserbewegungen.

Während in bestimmten Schelfarealen zumindest zur Bonzelerhammer-Zeit ein relativ hochdiverses und reiches Benthos nachgewiesen ist (Linde, Selscheid), nimmt der Benthosreichtum zur Kohlberg-Zeit auf dem gesamten Schelf ab, aber auch die Zahl der Planktonen geht deutlich zurück. Alaunschieferartige Gesteine werden abgelagert. Vielleicht ist dafür Nahrungsknappheit verantwortlich: Infolge mangelnder Advektion gelangen kaum noch Nährstoffe in den Bereich der Produktion.

Obwohl mehr Indizien für das Stagnationsmodell sprechen, erklären weder das Produktivitäts- noch das Stagnationsmodell allein und befriedigend die weltweite und isochrone Schwarzschiefer-Bildung, die für viele 'nicht-aktualistische Ozeane' (WALLISER 1995d: 15) kennzeichnend ist. Es fehlen rezente Analoga, die fossile, langandauernde, sich selbsterhaltende Sauerstoffdefizite überregionalen Ausmaßes erklären könnten. Das biofazielle Teleskopung indiziert eine nach dem *otomari*-Event sehr wahrscheinlich unabhängig vom Meeresspiegel weiter aufsteigende ODZ; ein Aspekt, der bislang in den geläufigen Modellen kaum Eingang gefunden hat.

IV.2.3 Indiziensammlung: Mögliches Szenario für das hohe Eifelium und tiefe Givetium, Abb. 31

Innerhalb kürzester Zeit soll der Meeresspiegel in der oberen Eifel-Stufe enorm angestiegen sein (VAIL et al. 1977, KREBS 1979, JOHNSON & MURPHY 1984, JOHNSON et al. 1985), was eigene Beobachtungen aber relativieren: Die Karbonat-Build-ups an der Schelfkante (Meggen; vgl. CLAUSEN 1978) halten mit dem Anstieg des Meeresspiegels mit und fallen nicht dem Drowning zum Opfer. Bereits im unmittelbaren zeitlichen Vorfeld des *otomari*-Events steigt der Meeresspiegel an, mit ihm die ODZ. Noch sind der Anteil grobklastischer Schüttungen (vgl. bes. Hengstebecktal und Bonzel) und die Hydrodynamik im allgemeinen hoch; vielleicht handelt es sich dabei um überregionale (s. z. B. BUDIL 1995: Barrandium) oder gar weltweite Phänomene. Der Meeresspiegel-Anstieg beschleunigt sich und die eingeleiteten Prozesse kumulieren im *otomari*-Event: Mit dem rasant angestiegenen Meeresspiegel wird die Schüttung grober siliziklastischer Sedimente verhindert (Überflutung der Liefergebiete, s. WIGNALL 1991). Der Ablagerungsraum vertieft sich weiter, weil die Subsidenz anhält. Die ODZ dehnt sich wahrscheinlich unabhängig vom Meeresspiegel weiter aus (s. u.); das biofazielle Teleskopung wird intensiviert. Dunkle, sehr feinkörnige Sedimente akkumulieren. Die Porosität ist herabgesetzt, die Oxidation organischer Substanz behindert. Mit zunehmender Kornverkleinerung steigt die Oberfläche und damit auch der Gehalt an organischer Substanz in den Sedimenten an. Organische Bestandteile werden besonders an tonige Partikel gebunden (MORRIS & CALVERT 1977). Trotz geringer Sedimentationsrate kann die organische Substanz in der freien Wassersäule nicht vollständig aufoxidiert werden. Die organischen Partikel sinken nämlich durch eine stärker Sauerstoff-geminderte Wassersäule als gewöhnlich. Der Abbau organischer Substanz über 'anaeroben' Stoffwechsel (SCHLEGEL 1985; <0,2 ml O₂/l sensu DEVOL 1978, s. a. Kap. IV.2.4) verläuft theoretisch ebenso effektiv wie über 'aeroben' (FOREE & McCARTY 1970), aber langsamer; trotz geringer Sedimentationsrate erreicht vergleichsweise viel nicht-oxidierte organische Substanz den Seeboden, weil sich eine ausgeprägtere ODZ in der freien Wassersäule befindet. Während unter Normalbedingungen die Bioturbation den Abbau organischer Substanz am Boden fördert, ist die meiofaunale Durchwühlung des Meeresbodens unter den jetzt bestehenden sauerstoffdefizitären Bedingungen gemindert (vgl. z. B. DEMAISON & MOORE 1980, BROMLEY & EKDALE 1984, SAVRDA & BOTTJER 1986; BROMLEY & EKDALE 1986 zur Ichnotextur in sauerstoffarmen Zonen): ein weiterer Grund für die bessere Erhaltung von organischer Substanz in der Schwarzschiefer-Fazies.

Die Gründe für den globalen Meeresspiegel-Anstieg und die Expansion der ODZ sollen nun anhand von Indizien erörtert werden. Die Termination der Malvinokaffrischen Faunenprovinz in der hohen Eifel-Stufe (BOUCOT 1988, 1990b, BOUCOT et al. 1995, WALLISER 1995c), Veränderungen in der Ostamerikanischen Faunenprovinz (Verdrängung der Kaltwasser-Formen: BOUCOT 1975, 1990b), die jetzt stark beschleunigte Abnahme des Faunenprovinzialismus (-endemismus) durch Extinktionen und Faunenwanderungen (BOUCOT 1975, 1981, 1988, KOCH 1981, JOHNSON & KLAPPER 1990), die extensive Riffentwicklung nach dem *otomari*-Intervall (HLADIL 1986,

1989, 1993, HLADIL et al. 1992, JOHNSON & MURPHY 1984, JOHNSON 1979) und die damit in Zusammenhang gebrachte 'Benthosexplosion' (vgl. JOHNSON 1979), alles deutet auf **weltweite Temperaturerhöhung** (KOCH & BOUCOT 1982) und einen global erniedrigten Temperaturgradienten (BOUCOT 1990b, BOUCOT et al. 1995) hin. Das Recycling der Tiefenwässer, ohnehin schon geringer als heute, könnte dadurch stark verlangsamt worden sein. Der Sauerstoff-Anteil im Wasser sinkt bei steigenden Temperaturen außerdem, weil sich Temperatur und Löslichkeit von Gasen umgekehrt proportional zueinander verhalten. Die in Eismassen festgelegte Wassermenge dürfte nicht besonders groß gewesen sein; ein mit dem Schmelzen von Eismassen in Zusammenhang stehender Meeresspiegel-Anstieg erscheint deshalb eher unwahrscheinlich. Veränderungen des Fassungsvermögens des Ozeans durch **geotektonische Aktivitäten** (erhöhte Spreading-Raten) können dagegen nicht ausgeschlossen werden. Die globale Transgression geht vielleicht mit regionalen tektonischen Bewegungen einher („great gap“: STRUVE 1982a). Vielleicht täuscht der stark herabgesetzte Sedimenteintrag aber nur eine Regression vor, besonders in Gebieten, in denen die Sedimentationsrate ohnehin schon gering ausfiel (vgl. Kap. II.2.20). Der 'Kulminationspunkt' des Great gap, der Regression bzw. des drastisch reduzierten Sedimenteintrags, koinzidiert offenbar zeitlich mit dem *otomari*-Event (vgl. WEDDIGE & STRUVE 1988 und Kap. IV.1.2).

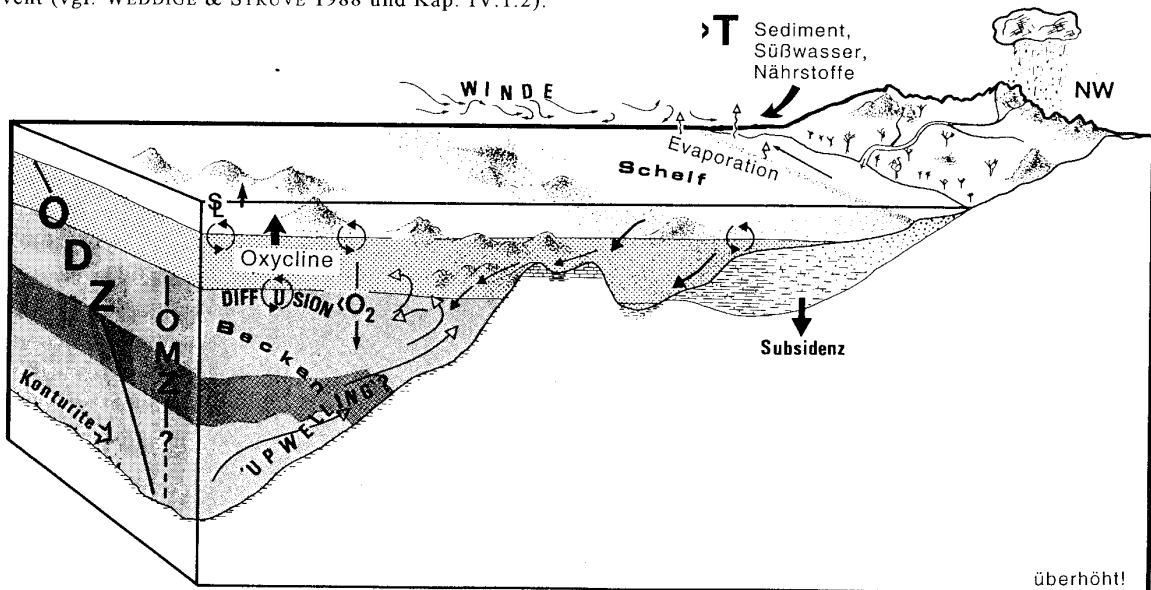


Abb. 31: Sauerstoffdefizitäre Milieus zur Zeit des *otomari*-Intervalls: komplexe, synergetische Prozesse sind die Ursache (s. Text). Die verschiedenen Graustufen symbolisieren unterschiedliche Sauerstoffgehalte. s_L = Meeresspiegel. Der Pfeil oberhalb „Oxycline“ bezieht sich auf den Anstieg der Oxy-(Pycno-)cline und die vom Meeresspiegel-Anstieg unabhängige Expansion der ODZ/OMZ.

Die globale Faunenwanderung bringt BOUCOT (1990b) mit **veränderten Strömungsmustern** und plattentektonischen Bewegungen in Verbindung. Geotektonische Aktivitäten können die **Meerestopographie** umgestalten; die globalen Strömungsmuster wandeln sich u. U. auch in diesem Falle (vgl. z. B. TOGGWEILER 1994). Mit dem Anstieg des Meeresspiegels können z. B. Hindernisse überwunden werden, die zuvor einer Faunenmigration im Wege standen. Globale Temperaturveränderungen müssen also nicht zwangsläufig Auslöser für das Verschwinden z. B. der Malvinokaffrischen Fauna sein, können aber zusätzlicher und wichtiger Faktor für die Entstehung exzeptioneller Bedingungen gewesen sein. Temperaturerhöhungen sind vielleicht unvermeidbare Folge extensiver geotektonischer Aktivitäten oder des kollabierenden Overturnings (s. Kap. IV.2.2). Global ansteigende Temperaturen gehen, wenn nicht auf extraterrestrische Perturbationen (veränderte Insolation), z. B. auf die CO₂-Entgasung zurück. Der vermehrte Kohlendioxidgehalt in der Atmosphäre kann vulkanische Exhalationen, aeroben Abbau organischer Substanz, Diagenese- oder Metamorphoseprozesse zur Ursache haben. Auch spontane CO₂-Entgasung bei stark verminderter Zirkulation wird in Betracht gezogen (s. KERR 1995). Neuerdings wird dem Methan als Treibhausgas größere Bedeutung beigemessen. Es ist zwanzigmal effektiver als CO₂. Besonders im frühen Paläozoikum – bei

insgesamt niedrigeren Sauerstoffwerten in Atmosphäre und Ozean (BERRY & WILDE 1978) – bestanden günstige Voraussetzungen für die bakterielle CH_4 -Bildung (QUINBY-HUNT & WILDE 1995; vgl. a. Kap. IV.2.2: ODZ und Methanogenese). In Form von Methan-Clathrat-Kristallen im Meeresboden gespeichert, können die Gas-Hydrate bei z. B. bei Temperaturanstieg destabilisiert werden und das CH_4 , aus seinem 'Käfig' entweichend, in die Atmosphäre gelangen (KVENVOLDEN 1988, 1993, DICKENS et al. 1995).

Meeresspiegel-Anstieg und Transgression in der oberen Eifel-Stufe ließen die Oberfläche des Meeres anwachsen: **Erhöhter Albedo** (vgl. BERGER et al. 1984) könnte eine globale Erwärmung begünstigt haben; vergrößertes Oberflächenwasser-Volumen führte möglicherweise zur Steigerung der Primärproduktion.

Mit höheren Temperaturen stieg eventuell die Evaporationsrate an, und zwar insbesondere in Flachmeerbereichen niedriger geographischer Breiten. Höherhaline Wassermassen sanken hinab und sorgten auf diese Weise für die Aufrechterhaltung eines gewissen Maßes an (thermohalinem) **Upwelling** (BRALOWER et al. 1994, ARTHUR et al. 1987, BRASS et al. 1982). Konturite und Besiedlungsevents sind bereits oben als Indizien gegen ein völlig stagnierendes Epikontinentalmeer angeführt worden. Trotz drastisch reduzierter Erneuerung der tieferen Wasserschichten, fand also wahrscheinlich noch eine Art Upwelling statt. Allerdings darf bezweifelt werden, daß einem thermohalinen Upwelling globale Bedeutung zukommt. Von entscheidender Bedeutung ist der Oxidationszustand der Tiefenwässer (vgl. Kap. IV.2.2), die nach oben gelangen. Euxinische Wässer führen ja den cytotoxischen Schwefelwasserstoff. Bereits in der anoxischen, vorwiegend aber in sub- und dysoxischen Environments kann er zu Metallsulfiden umgesetzt werden (CANFIELD & RAISWELL 1991). Es ist mit einiger Sicherheit davon auszugehen, daß der Sauerstoffgehalt der Bodenwässer im oberen Eifelium recht gering gewesen ist. Vielleicht lagen dysoxische Bedingungen vor, vielleicht suboxische oder gar anoxische. Aufsteigende Wassermassen aus der Denitrifikations-, Ammonifikations- oder Carboxylierungszone führen Nitrat und Spurenmetalle oder Nitrit, Ammoniak und Metallamine respektive Ammoniak und Metallamine (WILDE & BERRY 1986). Photosynthetisch aktive Organismen hätten von den erhöhten Stickstoffgehalten jedenfalls profitieren können, solange keine H_2S -führende Wässer in die Oberflächenwässer gelangt wären. Für höhere Organismen sind erhöhte Spurenmetall-Anteile aber mehr oder minder toxisch (WILDE et al. 1990). Nur bei langsamem Aufstieg der Wassermassen z. B. aus der Denitrifikationszone können die zunächst ungebundenen Spurenmetalle während des Aufstiegs größtenteils komplex gebunden werden. Diese Voraussetzung ist wegen mangelnder Ozean-Zirkulation in der oberen Eifel-Stufe wahrscheinlich gegeben. Geringe Mengen bestimmter Spurenmetalle können sich positiv (APTE & HOWARD 1986), zu hohe Spurenelement-Gehalte negativ auf die Primärproduktion auswirken (ERICKSON & DICKSON 1987).

Sehr viel wahrscheinlicher als eine erhöhte Evaporation und damit verbundenes Upwelling ist aber eine **Süßwasserüberschichtung** mit nachfolgender verminderter Ozeanzirkulation (vgl. KIEHL 1994). Für die dem Rhenohertzynischen Meer zugewandten Seite des Old-Red-Kontinents sind heftigere und häufigere Niederschläge durchaus denkbar. Aber auch die Verwitterungsrate kann durch vermehrten Niederschlag erhöht werden. Der Old Red-Kontinent mag stärkerer Abtragung ausgesetzt gewesen sein, sich isostatisch herausgehoben und ein subkrustales Nachfließen induziert haben; als Nebeneffekt setzt **Vulkanismus** ein (WALLISER 1981). Der marine Ablagerungsraum hat sich dadurch abgesenkt und vertieft. Somit überlagern sich regionale geotektonische und globale Prozesse und stehen möglicherweise in kausalem Zusammenhang miteinander (vgl. WALLISER 1995b; beachtet sei auch der Great gap, s. o.). Erhöhter Vulkanismus (Sea floor-spreading; s. o.) kann zum Eintrag von Spurenelementen in den Ozean geführt haben (LEARY & RAMPINO 1990; Auswirkungen s. o.). Es gibt aber keine (eindeutigen) Hinweise aus dem Arbeitsgebiet auf vulkanische Tätigkeit.

Mangelndes Overturning verhindert die ausreichende Durchlüftung tieferer Wasserzonen. Erhöhte biogene Produktionsraten im Oberflächenwasser können zur zusätzlichen Sauerstoffanreicherung und zur langzeitlichen Aufrechterhaltung der ODZ beitragen. Nährstoffe und HCO_3^- (dazu s. a. Kap. IV.1.4) sind im Oberflächenwasser im Überfluß vorhanden: Wegen des biofaziellen Teleskopings (Gesamt-Benthosproduktion hat gegenüber der Waldbach-Zeit abgenommen; ob das allerdings weltweit gültig ist, muß derzeit Spekulation bleiben) werden herabsinkende Nährstoffe nicht mehr von den Benthonten verbraucht. Ein Teil der Nährstoffe sedimentiert, ein anderer wird recycelt und steht den Planktonten im Oberflächenwasser zur Verfügung: Mit der Temperatur steigt auch die **Diffusionsrate** und -geschwindigkeit. Aus dem Bereich der tieferen Wasserschichten gelangen so Nährstoffe ins Oberflächenwasser. Dabei bevorzugen die Planktonten vor allem Nitrat (EPPLEY et al. 1969). Der (obere) Randbereich der Sauerstoff-Minimum-Zone (= OMZ, $<0,5 \text{ ml O}_2/\text{l}$ sensu MULLINS et al. 1985, THOMPSON et

al. 1985, also unterer Teilbereich der ODZ) ist „hot spot“ biogeochemischer Aktivität (MULLINS et al. 1985). Dort setzen nitrifizierende Bakterien Nitrit in Nitrat um („edge effects“ = Rand- oder Saumeffekte, *ibid.*). Nitrat entsteht zwar bereits beim aeroben Abbau organischer Substanz innerhalb der oxischen Zone. Hier an der Oxycline allerdings wird auch das Nitrit aus größeren Wassertiefen (aus der Denitrifikation, ANDERSON et al. 1982) unter Sauerstoffverbrauch zum Nährstoff umgesetzt. [Nitrat entsteht aber auch anorganisch aus Nitrit in der photischen Zone (ANDERSON 1982)]. Erhöhte Nitratgehalte können eine erhöhte Plankton-Produktionsrate einleiten. Der angesprochene Dacryoconariden-Reichtum kann eine Folge davon sein. Die Lage der Oxycline kann durch ständige Sauerstoffanforderungen stabilisiert werden oder sich weiter nach oben verlagern: Sauerstoff-zehrend ist die Oxidation des Nitrits und der später notwendige aerobe Abbau organischer Substanz. Die an den Reaktionen beteiligten Moleküle gelangen ebenfalls z. B. über Diffusion in die höheren Lagen der ODZ.

Fazit: Zu den wichtigsten sich gegenseitig beeinflussenden Steuerungsfaktoren für Meeresspiegel-Anstieg und Schwarzschiefer-Genese rechnet der Verfasser geotektonische Vorgänge und Temperaturänderungen sowie deren Folgen. Mit dem bereits vor dem *otomari*-Event allmählich – vielleicht durch geotektonische Aktivitäten verursachten – steigenden Meeresspiegel ist die Anhebung der Oxycline verbunden. Möglicherweise infolge erhöhten CO₂-Outputs (oder anderer Treibhausgase, s. o.) in die Atmosphäre steigt die Temperatur weltweit an und vernichtet Kaltwasser-Faunenelemente. Gleichzeitig wird viel CO₂ durch Pflanzen gebunden, die jetzt verstärkt das Land besiedeln. Vielleicht ist das Verschwinden der Kaltwasser-Fauna auch zurückzuführen auf veränderte globale Strömungsmuster wegen des Meeresspiegel-Anstiegs und des Wegfalls von Barrieren bzw. wegen geotektonisch bedingter veränderter Meerestopographie. Das Recycling von Nährstoffen und Sauerstoff wird offenbar limitiert. Sauerstoffdefizite kennzeichnen die Tiefenwässer zwar schon lange; jetzt aber verlangsamt sich die Zirkulation wahrscheinlich nochmals (vgl. FISCHER & ARTHUR 1977). Nährstoffe aus den Tiefen des Ozeans gelangen nunmehr wohl fast ausschließlich über diffusive Prozesse in Oberflächenwässer. Zudem mag der terrigene Nährstoffeintrag in die epikontinentalen Schelfgebiete erhöht gewesen sein (ERBACHER et al. 1996, JENKYN 1980, ALGEO et al. 1995). Er spielt für die globale Schwarzschiefer-Bildung aber ebenso wenig eine Rolle wie ein geringes thermohalines Upwelling.

Die globalen Umweltveränderungen haben großen Einfluß auf die Community-Strukturen gehabt: Die ODZ dehnt sich offensichtlich unabhängig vom Meeresspiegel nach dem *otomari*-Event weiter aus und leitet ein biofazielles Teleskopieren der neritischen Benthosgemeinschaften ein. Opportunistische Taxa, bereits in kleinen Populationen entwickelt, konnten sich schnell ausbreiten, waren die Nutznießer dieses Events. Die Community-Strukturen ändern sich weltweit. Die Benthos-Produktion ist infolge der angestiegenen ODZ küstenwärts 'migriert'. Insgesamt scheint die Nettoproduktion an benthischer Biomasse geschrumpft zu sein. Schon allein aus diesem Grund ist die Verfügbarkeit an Nährstoffen für Planktonen gestiegen (Nährstoffumverteilung). Eutrophierungseffekte (s. BRASIER 1995b) durch erhöhten Nährstoffeintrag oder mit hohen Diffusionsraten verbundene, aufsteigende Tiefenwasser-Plumes (vgl. Kap. IV.1.4) haben vielleicht das Riffwachstum limitiert. Opportunistische Plankton-Arten (auch verschiedene Dacryoconariden-Taxa ?) zogen aus dem erhöhten (, vielleicht z. T. terrigenen) Nährstoffangebot dagegen ihren Nutzen (vgl. PRAUSS & RIEGEL 1989, GIRAudeau & BAILEY 1995, KINZIG & SOCOLOW 1994: 27, ERBACHER et al. 1996; BRALOWER et al. 1994: heute Vorteil eutropher Bedingungen für Plankton ohne Karbonatschale). Auf dem offenen Ozean kann die Produktionsrate durch wenige Planktonen ebenfalls gestiegen sein: Die ODZ mit ihrem reichen Nährstoffreservoir ist vielleicht weit nach oben aufgestiegen und hat das Pelagos über diffusive Prozesse (gestiegene Temperaturen und Evaporation könnten Diffusion gefördert haben) mit Nährstoffen versorgt (vgl. z. B. WETZEL 1991: 511 zur eventuell erhöhten Produktivität bei Stratifikation; aber: geringe Produktivität bei Stratifikation s. BRALOWER & THIERSTEIN 1984). Es könnte eine Nährstoffumverteilung vom Benthos und von Riffen zu Planktonen stattgefunden haben (vgl. BRASIER 1995a). Die verminderte Diversität und das herabgesetzte Artenspektrum vor allem des Pelagos' (bes. Dacryoconariden) kann möglicherweise mit solchen Eutrophierungseffekten durch Nährstoffumverteilung oder -input in Zusammenhang gebracht werden (Zusammenhang Diversität und Eutrophierung s. MARGALEF 1968). Zur Kohlberg-Zeit hat die ODZ ihre größte Ausdehnung erreicht, die gesamte marine Bioproduktion hingegen offensichtlich ihren Tiefpunkt (evtl. wegen Nährstoffmangel ?). Mit schrumpfender ODZ nimmt auch das Nährstoffangebot wieder ab: Oligotrophe Bedingungen unterstützen die einsetzende Diversifizierung (VALENTINE 1968).

Anzuschließen ist, daß keineswegs permanent gleiche Sauerstoffdefizite in den Lebensräumen vorgeherrscht haben. Ganz im Gegenteil stellt die ODZ ein dynamisches System dar, welches episodischen oder saisonalen Fluktuationen unterworfen war (vgl. z. B. OSCHMANN 1991; s. u. bei Anpassungen Kap. IV.2.5).

Das Ende der Schwarzschiefer-Fazies scheint mit dem allmählich fallenden Meeresspiegel (= Sinken der Oxycline) in Zusammenhang zu stehen. Außerdem hat sich die ODZ in der nachfolgenden Zeit kontinuierlich zurückgebildet wie Beckensedimente zeigen (frdl. mdl. Mitt. WALLISER 1997): Viele Schelfareale können wiederbesiedelt werden. Unterstützt wird die Wiederbesiedlung durch die Ausbildung eines neues Schelfs (Einsetzen der gröberklastischen Schüttungen) in Richtung SE.

IV.2.4 Sauerstoff-restriktive Biofazies (ORBF)-Modelle

In ORBF-Modellen werden Verteilungsmuster benthisch lebender Organismen entlang eines Sauerstoffgradienten deskriptiv erfaßt und klassifiziert. Zwar haben schon verschiedene Forscher zu Anfang unseres Jahrhunderts auf die Auswirkungen von Sauerstoffdefiziten aufmerksam gemacht (s. weiter o.); aber erst mit der Pionierarbeit von RHOADS & MORSE (1971) und der Anwendung ihrer Ergebnisse auf fossile Lebensräume durch BYERS (1977) wurden Sauerstoffabhängigkeiten von Artenspektrum, Körpergröße, Schalensubstanz, Ornamentik usw. kategorisch erfaßt. Die drei Oxygenierungsklassen im RHOADS-MORSE-BYERS-Modell 'aerobe BF – dysaerobe BF – anaerobe BF' [BF = Biofazies] werden nach absoluten Sauerstoffwerten voneinander abgegrenzt, obwohl graduelle Übergänge zwischen

Sauerstoffwerte [ml/l]→	0	0,1	0,2	0,3	0,5	0,7	0,9	1,0	2,0	7,0	
azoisch	RHOADS & MORSE 1971										
anaerob	RHOADS & MORSE 1971, BYERS 1977, THOMPSON et al. 1985, RHOADS et al. 1991 WIGNALL 1994										
anoxisch	DEMAISON & MOORE 1980 • z.B. ALLISON et al. 1995										
euxinisch	• (H ₂ S in der Wassersäule) z.B. ALLISON et al. 1995										
quasianaerob	TYSON & PEARSON 1991										
quasi-anaerob	SAVRDA & BOTTJER 1991										
suboxisch	TYSON & PEARSON 1991 ARTHUR & SAGEMAN 1994										
exaerob	SAVRDA & BOTTJER 1991 SAVRDA & BOTTJER 1987, PICKERILL & BRENCHELY 1991, RHOADS et al. 1991 ALLISON et al. 1995										
dysaerob	RHOADS & MORSE 1971 THOMPSON et al. 1985 RHOADS et al. 1991 (--- Übergangszone)										
poikiloaerob	OSCHMANN 1991										
untere dys/poikiloaerobe Zone obere dys/poikiloaerobe Zone	WIGNALL 1994										
dysoxisch	z.B. ALLISON et al. 1995										
oxisch	z.B. ALLISON et al. 1995										
aerob	RHOADS & MORSE 1971 (--- Übergangszone) THOMPSON et al. 1985 BRETT & BAIRD 1986 RHOADS et al. 1991 BYERS 1977										
normoxisch hypoxisch	z.B. HERREID 1980										

Abb. 32: Übersicht über einige in der Literatur verwendete Termini zur Charakterisierung der Lebensräume in Abhängigkeit vom Sauerstoffgehalt.

normalen und verarmten Benthosvergesellschaftungen bestehen (SAVRDA et al. 1984, THOMPSON et al. 1985). Daß stoffwechselphysiologische Prozesse heute wie damals bei den gleichen (absoluten) Sauerstoffwerten vonstatten gegangen sind und gehen, wird dabei als Tatsache vorausgesetzt. Bezüglich der absoluten Grenzwerte und Bezeichnungen herrscht große Uneinigkeit!

Sauerstoffwerte sollen ausschließlich mit dem Suffix '-oxisch' in Verbindung gebracht werden. Die Endung '-aerob' bezieht sich auf die Fazies oder auf die Metabolismus-Art (vgl. BRETT et al. 1991, ALLISON et al. 1995). In Abb. 32

ist eine kleine Zusammenstellung der in der Literatur aufgeführten Termini mit Grenzwerten in ml O₂/l (gelöster, ungebundener O₂) aufgelistet.

Verarmtes Benthos ist das wesentliche Charakteristikum sauerstoffdefizitärer Lebensräume. ETTER (1995) präzisiert diese geläufige Aussage: In der exaeroben BF stellt er einen Diversitätsanstieg fest, während in der unteren dysaeroben BF zunächst individuenreiche, artenarme Vergesellschaftungen (Opportunisten) leben.

Die exaerobe Biofazies charakterisiert eine Art 'Fenster' im oberen Abschnitt der anaeroben BF. Auf mikrobiell verhärteter (SEILACHER 1990, SAVRDA et al. 1991) Sedimentoberfläche siedeln chemosymbiotische Brachiopoden und Bivalven (s. Kritik bei WIGNALL 1994: 32, ALLISON et al. 1995: 103; aber: SAVRDA et al. 1991; s. u.). Per definitionem (vgl. SAVRDA et al. 1991) liegt die Redox-Grenze dabei direkt an der Grenze Sedimentoberfläche/Wasser. Schließlich trägt die 'poikiloaerobe' (OSCHMANN 1991) BF saisonal fluktuierenden Sauerstoffverhältnissen Rechnung.

Die Suche nach absoluten Sauerstoffwerten bringt aber keinerlei Vorteile mit sich, wenn es um simple Klassifikation nach Sauerstoffgehalten geht. Das „oxygen-restricted biofacies“-Schema (WIGNALL & HALLAM 1991) orientiert sich an der Artenanzahl und der Sedimenttextur. Es ist nicht das einzig verfügbare, aber eines der elegantesten Modelle (s. z. B. auch SAVRDA et al. 1991, SAGEMAN 1989, SAGEMAN et al. 1991).

In Anlehnung an das „ORB“-Modell nach WIGNALL & HALLAM (1991) wird ein verändertes „ORBF“-Modell (Abb. 33) vorgeschlagen, das u. a. für die suboxische und anoxische Zone entsprechende Metabolismus-Prozesse berücksichtigt. Die anaerobe Biofazies ist auf den 'anaeroben' Stoffwechsel bezogen: 'Anaerober' Stoffwechsel ist nicht gleichbedeutend mit völligem Fehlen von 'freiem' oder 'gebundenen' Sauerstoff! Weil es thermodynamisch günstiger ist, bauen Bakterien die organische Substanz unter Verwendung von Sulphat oder Nitrat als Oxidationsmittel ab. Auch Invertebraten greifen auf unvollständige Glucose-Degradation zurück, selbst wenn noch freier Sauerstoff verfügbar ist (s. Kap. IV.2.5). 'Anoxisch' soll nur Zonen ohne freien Sauerstoff abgrenzen. Definitionen von bereits publizierten Termini sind sorgfältig eingearbeitet worden (z. B. die Integration der exaeroben BF). Nach Anzahl überlieferbarer benthischer Taxa – in Anlehnung an das Modell von WIGNALL & HALLAM (1991) – werden sechs Biofazies-Zonen unterschieden:

ORBF 1: euxinische BF; Bakterien und Pilze; Lamination; feinstverteilter Pyrit; 'anaerober' Stoffwechsel; vorrangig Methanogenese. Das Sediment kann infolge hoher Produktivität in den Oberflächenwässern und hoher Faecal pellet-Produktion extrem instabil sein („soupy substrate“ s. MARTILL 1993, 1995). Fauna lebte ausschließlich (nicht-bodenbezogen) in der freien Wassersäule und kann im Falle von 'suppigem' Substrat exzellent erhalten sein; (= anoxische Zone: 0 ml O₂/l, Redox-Grenze liegt oberhalb der SWI; freier H₂S in der Wassersäule).

ORBF 2 (mittlerer Abschnitt der) anaerobe(n) BF; mikrobiell verfestigtes Sediment, fehlende Bioturbation: Schwefel-oxidierende Bakterien halten die Redox-Grenze in unmittelbarer Nähe der SWI (SAVRDA & BOTTJER 1987, ARTHUR & SAGEMAN 1994: 511), hohe O₂-Anforderung der Mikroorganismen schließt Benthos aus; 'anaerober' Stoffwechsel: Sulphatreduktion; ab hier einige Pyrit-Kristalle oder -Framboide, bzw. Steinkerne; [= untere suboxische Zone: 0-0,1 ml O₂/l (Wassersäule!)]

ORBF 3a: exaerobe BF; 4-6 epibenthisch, möglicherweise chemosymbiotisch lebende Arten (i. d. R. Muscheln, vielleicht inartikulate Brachiopoden) auf mikrobiell verfestigtem Sediment (oberhalb von 0,2 ml O₂/l ernähren sich zahlreiche Organismen von den Bakterien, die Folge: wieder ein weiches Substrat); anaerober Stoffwechsel: Denitrifikation; Lamination; (= obere suboxische Zone: 0,1-0,2 ml O₂/l; Redox-Grenze und SWI fallen mehr oder weniger zusammen).

ORBF 3b: tiefer Bereich der unteren dysaeroben BF; 2-4 benthisch lebende Arten, zunächst wohl flachgrabende Muscheln (wegen möglicher Ausbildung einer nepheloiden Sedimentoberfläche eventuell erst spät Epibenthos, vielleicht mit ersten artikulaten Brachiopoden); flache Mikrobioturbation (z. B. Nematoden); Lamination; ab hier 'aerober' (!) Stoffwechsel; etwas mehr Pyrit möglich; (= tiefer Teil der unteren dysoxischen Zone: 0,2-? ml O₂/l).

ORBF 4: hoher Bereich der unteren dysaeroben BF; 2-8 benthisch lebende Arten; individuenreich; Bioturbation mit geringer Penetrationstiefe; Pyrit; (= hoher Teil der unteren dysoxischen Zone: bis 1 ml O₂/l?).

ORBF 5: tiefer Bereich der oberen dysaeroben BF; 5-10 häufige Arten; Bioturbation intensiver: Redoxgrenze liegt tiefer im Sediment; Pyrit kleidet Hohlräume aus; (= tiefer Teil der oberen dysoxischen Zone: 1,0-? ml O₂/l).

ORBF 6: hoher Bereich der oberen dysaeroben BF; bis 40 Arten; dennoch keine besonders dickschaligen Taxa; (hoher Teil der oberen dysoxischen Zone: bis 2 ml O₂/l?).

Integration des ORBF-Modells in das rein tiefengesteuerte Community-Konzept: Meerestiefe der ORBFs

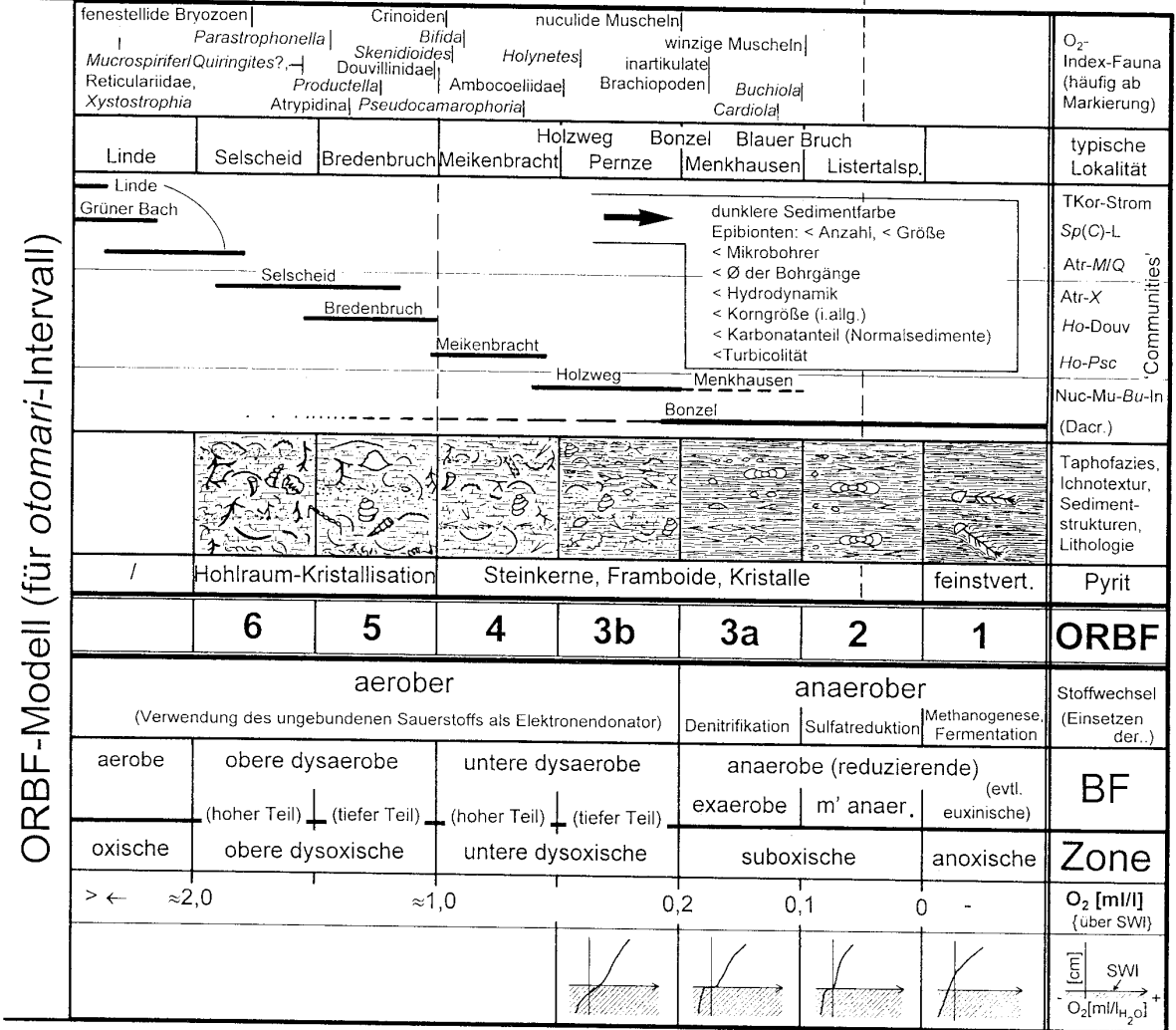
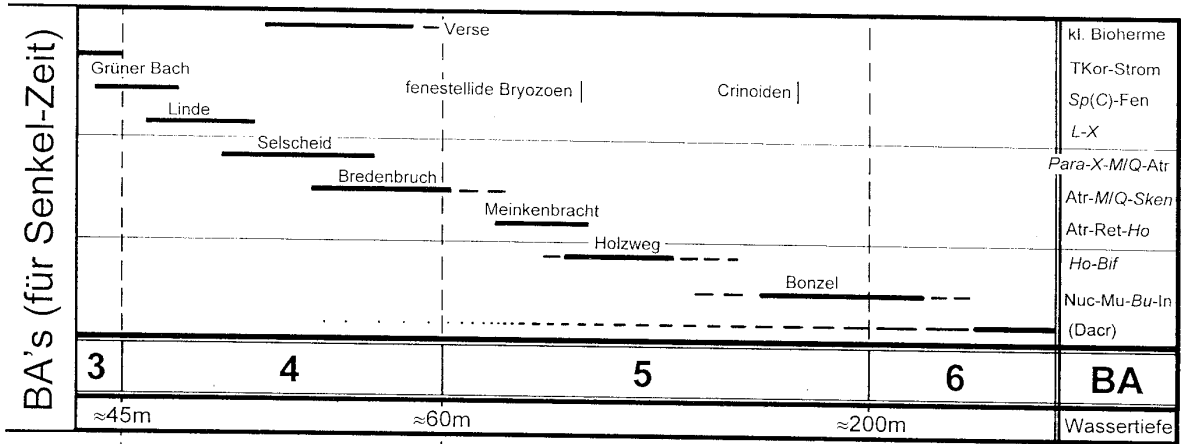
Das Novum vorliegender Untersuchungen ist begründet in der kombinierten Analyse der lateralen und vertikalen Faunenentwicklung. Erstmals müssen 'normale' und exzeptionell Sauerstoff-restriktive Milieus zusammen betrachtet werden. Bislang wurden die ORBF-Modelle und althergebrachte Community-Konzepte (ZIEGLER 1965, ZIEGLER et al. 1968) unabhängig voneinander behandelt. Es ist höchstens angegeben worden, daß es unterhalb bestimmter Wassertiefen (und somit unterhalb bestimmter Benthic Assemblages) an Sauerstoffdefizite adaptierte Lebensgemeinschaften gegeben hat, Wassertiefen, die üblicherweise reicher mit Sauerstoff versorgt gewesen waren (WANG et al. 1987). Vereinzelt wurden Vermutungen bezüglich Wassertiefen in sauerstoffärmeren Milieus (z. B. *Leiorhynchus*-Community, VOGEL et al. 1989) geäußert. Das grundlegende Ergebnis eines biofaziellen Teleskopings eröffnet hier zum ersten Mal die Möglichkeit, die beiden Konzepte – allerdings nicht allgemeingültig (Expansion der ODZ kann verschieden sein) – zu vereinen und Sauerstoff-restriktive Communities (aufgrund exzeptioneller Lage der Oxycline und der ODZ) in tiefengesteuerte (normale Lage der Oxycline) „benthic assemblages“ (BA, z. B. BOUCOT 1975, BRETT et al. 1993) zu integrieren. Die ORBFs an sich können keinen Aufschluß über die Tiefe geben, sondern nur über die Oxidationsstufe. Da sich aber die Tiefenverhältnisse der Lebensräume während der Kohlberg-Zeit verglichen mit denen zu Beginn der Wiederbesiedlung (Senkel-Zeit) nicht erheblich verändern, weil also wahrscheinlich im wesentlichen der Rückzug der ODZ der die Wiederbesiedlung ermöglicht, können die relativen Meerestiefen (z. T. auch vermutete absolute) während sauerstoffärmerer Bedingungen durch Induktion erschlossen werden.

Erkennbarkeit des limitierenden Faktors Sauerstoff

Die vorgestellte Faunensukzession in Abb. 33 ist das Ergebnis komplexer Zusammenhänge. Wichtige Steuerfunktion haben Substratbeschaffenheit, Turbidity (CARLS et al. 1993), „trophic-group amensalism“ (RHOADS & YOUNG 1970), Temperatur, Wassertiefe usw. Trotzdem spielt der Sauerstoff die wesentliche, limitierende Rolle. Erst ein holistischer, integrativer Ansatz ist in der Lage, die vorrangige Bedeutung des Sauerstoffs zu bekräftigen (vgl. ALLISON et al. 1995, GOLDRING 1995).

Existenz und Morphologie von Pyrit-Kristallen liefern wichtige Hinweise auf Sauerstoffgehalte, nicht zwangsläufig jedoch solche in der freien Wassersäule. Je mehr organische Substanz von aerobem Abbau verschont geblieben ist, desto mehr kann über sulphatreduzierende Bakterien abgebaut werden. Wegen der Verwendung von Sulphat als Elektronendonator entsteht Schwefelwasserstoff. Er wird durch Eisenoxide und Eisenhydroxide abgepuffert: Es entstehen Eisensulfide (im basischen Milieu), die letztlich in Pyrit umgewandelt werden können (CANFIELD & RAISWELL 1991). Während Pyritisierung gewöhnlich in sauerstoffabgereicherter Fazies stattfindet, bildet sich Pyrit zu einem kleinen Prozentsatz (WIGNALL 1994: 42) auch in lokalen anaeroben Mikroenvironmets (beim Abbau größerer Tiere entsteht im Innern ein anaerobes Milieu) inmitten einer ansonsten oxischen Umgebung (ALLISON et al. 1995). Eine ausgeprägte ODZ ist aber von Vorteil.

Abb. 33: Sauerstoff-restriktives Biofazies-(ORBF-)Modell und Benthic Assemblage-(BA-)Modell in Kombination: Für den hier untersuchten Sauerstoff-limitierten Lebensraum können erstmals Aussagen über die Wassertiefe gemacht werden, indem beide Modelle überlagert und die Communities miteinander verglichen werden. Der Ablagerungsraum ist gegen Ende des *otomari*-Intervalls nur unwesentlich tiefer als zur Senkel-Zeit (vgl. Kap. IV.1.1), aber durch geringere Sauerstoffversorgung gekennzeichnet; die Faunenvergesellschaftungen unterscheiden sich allerdings wesentlich voneinander. Wichtige Merkmale der jeweiligen ORBF sind in synoptischen Feldern zusammengefaßt. Vermutete Sauerstoffwerte und Stoffwechselarten, zugehörige Begrifflichkeiten sowie charakteristische Pyrit-Morphotypen sind dem unteren Teil der Abbildung zu entnehmen. Die „Index-Fauna“ reagiert hauptsächlich auf bestimmte Sauerstoffgehalte. Abkürzungen: m' = mittlere, feinstvert. = feinstverteilt, SWI = Sediment/Wasser-Grenze; Abkürzungen bei Communities: Atr = Atrypiden, Bif = *Bifida*, Bu = *Buchiola*, Dacr = Dacryoconariden, Douv = Douvillinidae, Fen = fenestellide Bryozoen, Ho = *Holynetes*, In = inartikulate Brachiopoden, L = *Leptaena*, M/Q = *Mucrospirifer/Quiringites*?, Mu = winzige Muscheln, Nuc = nuculide Muscheln, Para = *Parastrophonella*, Psc = *Pseudocamarophoria*, Ret = Reticulariidae, Sken = *Skenidioides*, Sp(C) = *Spinocyrtia* (*Carpinaria*), Strom = Stromatoporidae, TKor = tabulate Korallen, X = *Xystostrophia*. →



In euxinischen Milieus entsteht feinstverteilter Pyrit (BRETT & BAIRD 1986), weil für die komplette Umwandlung der Pyrit-Vorläufer in Pyrit entsprechende Sauerstoffatome fehlen. Andererseits kann sich H₂S dort in der Wassersäule anreichern, wenn es an Eisenoxid/hydroxid-Mineralen mangelt. Pyrit-Steinkernbildung ist in solchen Schlämmen nicht möglich, in denen infaunale Bohroorganismen fehlen, die für den Eintrag sulphatreicher Wässer sorgen (BRETT et al. 1991). Wenn es an H₂S fehlt, wird Eisen durch andere verfügbare Anionen gefällt, und zwar z. B. als Siderit (Karbonat-; s. Raum Pernze/Wiedenest) oder Vivianit (Phosphatmineral; CANFIELD & RAISWELL 1991: 352). Zur Pyrit-Steinkernbildung kommt es, wenn ausreichende Konzentrationen an gelöstem Fe im Meerwasser und hinreichende Sulfid-Bildung innerhalb des zerfallenden Organismus bestehen und ungehinderte Diffusion der Reaktionspartner gewährleistet ist (CANFIELD & RAISWELL 1991: 368). Mit steigender Sedimentationsrate schrumpft die Möglichkeit der Pyritisierung (BRETT & BAIRD 1986). Kleinere Mengen von Pyrit-Framboiden und -Kristallen (Meinkenbracht zur Bonzelerhammer- und Kohlberg-Zeit) charakterisieren hier wohl den unteren Bereich der unteren dysoxischen Zone (vgl. WIGNALL 1994: 42). Daraus ist zumindest abzuleiten, daß hier keine anaeroben Bedingungen bestanden haben, jedenfalls nicht zur Zeit der Pyrit-Bildung. Die geringe Sedimentationsrate (vor allem in den Gebieten Bonzel, Hengstebecktal, Menkhäusen und Listertalsperre) begünstigt die Verkiesung (vgl. BRETT & BAIRD 1986): Zerfallende, kleine Tierleichen (einige *Buchiola*-Exemplare und winzige Muscheln) bleiben auf der Sedimentoberfläche exponiert liegen und gelangen auf diese Weise nicht in Zonen mit zu hoher H₂S-Konzentration. Der Sauerstoffgehalt in der freien Wassersäule ist mithin deutlich gemindert gewesen (untere dysaerobe bis mittlere anaerobe Zone). Die Armut an großen Pyritkristallen im Blauen Bruch vor allem im unteren Teil der Odershausen-Fm. mag auf suboxische Verhältnisse hindeuten. In der aeroben BF oder bei sehr geringer Sedimentationsrate in der dysoxischen Zone werden Metallsulfide oxidiert. Das weitgehende Fehlen von Pyrit in Linde oder Grüner Bach dient als Hinweis auf aerobe BF.

Sauerstoffverarmung oder zunehmend weiches, mobiles Substrat wirken sich negativ auf die Diversität aus. Veränderte Substratbeschaffenheit allein jedoch hat keine Auswirkungen auf epibiontisch lebende Organismen (WIGNALL 1993). Beckenwärts zeigt sich eine deutlich verminderte Zahl epibiontischer Lebensweise und eine Verkleinerung der Epibionten. Ein weiteres Indiz für eine ODZ in der freien Wassersäule. Epibionten sind etwa SE' Meinkenbracht (hauptsächlich während des *otomari*-Intervalls) sehr selten und kleinwüchsig. Allerdings verändert sich nach Meinung des Verfassers mit weicherem Substrat auch die Morphologie des lebenden oder toten Besiedlungssubstrates: Funktionsmorphologische Anpassungen wie Vergrößerung der Auflagefläche und Verflachung des Körpers ziehen entsprechende morphologische Wandlungen der Epibionten nach sich.

Ab bestimmten, sehr geringen Sauerstoffwerten ist epi- und endobenthisches Leben ausgeschlossen. Bei ausreichender Sauerstoffversorgung sind aber immer spezielle Anpassungen für das Überleben auf sehr feinkörnigem Substrat entwickelt: Die Benthos-Diversität erreicht bei extremem Sauerstoffmangel einen Nullpunkt, nicht aber bei feinklastischen Sedimenten mit hinreichender Sauerstoffversorgung (WIGNALL 1993). In der Tat wird die Körpergröße der Organismen beckenwärts kontinuierlich dezimiert; in einigen Horizonten verschiedener Abfolgen (Remblinghausen, größtenteils auch Bonzel) fehlt jegliches Benthos.

Als besonderes Merkmal sauerstoffabgereicherter Milieus nennen KAMMER et al. (1986) die Dominanz der Pelecypoden gegenüber den Brachiopoden (im späten Paläozoikum: M-Devon bis U-Perm). Die Fauna der exaeroben BF (einige Horizonte in Menkhäusen, Remblinghausen, Hengstebecktal, seltener: Bonzel, Blauer Bruch) im Arbeitsgebiet zeichnet diesen Trend nach: vorwiegend *Buchiola* div. sp., winzige Muscheln und inartikulate Brachiopoden. Im tiefen Teil der unteren dysaeroben BF lebten hauptsächlich nuculide Muscheln. Weiterhin ist die Community-Struktur auffällig: Es handelt sich um artenarme Vergesellschaftungen mit Suspensions- und Detritusfressern; Merkmale die in solcher Fazies zu verschiedenen Zeiten immer auftreten ('archaische Fauna', letzte Vertreter der 'kambrischen Fauna', KAMMER et al. 1986; vgl. KITCHELL 1990: Taxa mit hohem 'Erinnerungsvermögen').

Wenn fast ausschließlich Styliolinen auf einer Schichtfläche angereichert sind und diese eine strömungsorientierte Einsteuerung zeigen, kann daraus ebenfalls auf die Sauerstoffgehalte nahe der Sedimentoberfläche geschlossen werden: Damit die konischen Objekte nämlich mit ihrer Längsseite auf der Sedimentoberfläche liegen bleiben, muß jene eine feste Konsistenz besitzen. Das ist z. B. in der suboxischen Zone der Fall (mikrobiell verfestigtes Sediment).

Große Verfügbarkeit an nichtoxidiert organischer Substanz im Sediment lockt Ichnofauna an (THAYER 1974: 135). Mit sinkendem Sauerstoffgehalt und steigender Redox-Grenze werden die Durchmesser der Bohrgänge kleiner (z. B.

BROMLEY & EKDALE 1984), Penetrationstiefe und Ichnospezies-Diversität nehmen ab (z. B. SEILACHER 1964, GOLDRING & LANGENSTRASSEN 1979, SAVRDA & BOTTJER 1986). Generell ist dieser Trend im Arbeitsgebiet entwickelt. Das häufigste Spurenfossil ist *Chondrites*. *Chondrites* zählt zu den gegenüber Sauerstoffmangel tolerantesten Spurenfossilien überhaupt (BROMLEY & EKDALE 1984, SAVRDA & BOTTJER 1986; „agrichnia“ s. SAVRDA et al. 1991; „fodinichnia“ EKDALE 1988). Die Grabgänge dieses r-Strategen – *Chondrites* tritt meistens in hoher Dichte und monospezifisch auf – stehen in Verbindung mit der Sedimentoberfläche, so daß prinzipiell ein Leben unter „anoxischen“ Bedingungen denkbar wäre (Mucoproteine, Schleimfilme als Auskleidung der Bohrgänge beispielsweise, schützen vor der toxischen Wirkung des H₂S), sofern über dem Sediment Sauerstoff vorhanden (EKDALE 1988) und das Sediment nicht mikrobiell verhärtet ist. Horizontale Spuren können Anoxia im Sediment anzeigen. Problematisch ist der Nachweis von Mikrobioturbation in dunklem Tonschiefer (z. B. Bonzel) wegen Kompaktion und tektonischer Überprägung. Für die weitere Untergliederung der dysaeroben BF schlagen SAVRDA & BOTTJER (1986) und BOTTJER & SAVRDA (1990) vor, mit Ichnocoenosen („oxygen-related ichnocoenosis“, ‘Ichnotextur’, BROMLEY & EKDALE 1986) zu arbeiten. Aus der vertikalen Besiedlungsfolge ist zu erkennen wie schnell sich der Sauerstoffgehalt vermindert oder erhöht hat. In den eigenen Proben sind Intensität und Bohrloch-Durchmesser meist nur deskriptiv erfaßt worden. Immerhin werden die faziellen Trends dadurch bestätigt. Ausreichende Sauerstoffversorgung mit Beginn der Senkel-Zeit ist vielerorts bereits aus der Sedimentfarbe und Korngröße zu ermitteln. Kalkige Gesteine aus dieser Zeit lassen intensive Durchwühlung des Meeresbodens mindestens bis in den Bonzeler Raum hinein erkennen. Mikrobioturbation deutet sich während des *otomari*-Intervalls in den Tonschiefern von Bonzel an. Intensive Durchwühlung (monospezifische Vergesellschaftungen) des Sediments ist aber erst im Raum Meinkenbracht sicher. Die ermittelten Trends zur Erkennbarkeit relativer Sauerstoffgehalte sind z. T. in Abbildung 33 übernommen worden.

IV.2.5 Fauna sauerstoffdefizitärer Milieus: Anpassungen & Evolution

Die Fauna sauerstoffdefizitärer Lebensräume (SCHUBERT 1996: „DQ-Benthos“) zeichnet sich durch eine geringe Diversität und vorwiegend kleine und/oder leichte Taxa aus (Gewichtsreduktion durch Dünnschaligkeit, geringe Skulptur, Reduktion der Brachialpapillen usw.). Die charakteristische Ausbildung dieser Fauna basiert auf einem komplex vernetzten Wirkungsgefüge. Sicherlich liegen dem System u. a. auch stoffwechselphysiologische Adaptationen zugrunde, die nur schwer von funktionsmorphologischen Zwängen getrennt oder unterschieden werden können.

Vor allem die biochemischen Mechanismen sollen im Folgenden erfaßt werden. Auch hier erscheint ein monokausaler Zusammenhang wenig wahrscheinlich. Die einzelnen Steuerfaktoren überlagern sich in vielfältiger Weise und lassen sich nur schwer einzeln voneinander abgrenzen.

In beinahe jeder Arbeit über sauerstoffgeminderte Lebensräume wird ein auffälliges Merkmal aufgeführt: schwache Kalkausbildung. Nur wenige dieser Autoren nennen die zugrundeliegenden Ursachen und zitieren RHOADS & MORSE (1971). Diese nehmen an, daß die Kalkschalen-Sekretion aufgrund eines teilweisen Übergangs zwischen ‘anaeroben’ und ‘aeroben’ (hier >0 ml O₂/l, s. u.) Stoffwechsel erschwert ist. Bewiesen ist das nach Kenntnis des Verfassers bislang nicht; sonst wäre endlich das unvermittelte Erscheinen einer reichen Hartteil-Fauna im Kambrium erklärbar. Beim ‘anaeroben’ Stoffwechsel [hier sind tatsächlich anoxische Verhältnisse gemeint (!), anders als beim ‘anaeroben’ Stoffwechsel der Bakterien, der aus thermodynamischen Gründen schon ab suboxischen Verhältnissen auf andere Elektronendonatoren zurückgreift] entstehen bei der Energiegewinnung i. w. saure Katabolite (Succinat, SIMPSON & AWAPARA 1966; Alanin, STOKES & AWAPARA 1968) beim unvollständigen Glucose-Abbau (unvollständiger Tricarbonsäure-Zyklus, z. B. Glykolyse) über Fermentation. Durch sekundäre Lösung der Kalkschale werden diese Endprodukte neutralisiert (COLLIP 1920), das freiwerdende Calcium (in hohen Konzentrationen cytotoxisch) durch Chelatbildung komplex gebunden (s. RHOADS & MORSE 1971). Dieser Prozeß ist für fakultativ anaerobe Mollusken im Intertidal und auch bei Brachiopoden bekannt (HAMMEN & LUM 1966); die Prozesse beschreiben DUGAL (1939) und HOCHACHKA & MUSTAFA (1972). LASSERRE (1976: 99) verweist auf die teilweise Verwendung des ‘anaeroben’ Stoffwechsels selbst bei Verfügbarkeit von Sauerstoff. ‘Anaerober’ Stoffwechsel ist mithin bei vielen Invertebraten möglich und vorwiegend für Milieus mit dynamischen, saisonal fluktuierenden Sauerstoffgehalten und für solche, die episodisch von Sauerstoffdefiziten betroffen, normalerweise

aber ausreichend oxygeniert sind, weiterhin möglicherweise auch für kontinuierliche suboxische und dysoxische Milieus.

Es erscheint wenig wahrscheinlich, daß sich diese zumeist im Labor ermittelten Daten tatsächlich auf natürliche Verhältnisse der „DQ“-Fauna übertragen lassen. Außerdem kann Energie entweder über ‘aeroben’ oder über ‘anaeroben’ Metabolismus gewonnen werden; **synchron** können die beiden Prozesse **nicht zu signifikanten** Raten ablaufen (HOCHACHKA & MUSTAFA 1972). Deswegen ist also entweder Schalenaufbau oder Schalenlösung möglich. Wenn die geringe Körpergröße und/oder die Dünnschaligkeit dennoch auf diesen Prozeß zurückzuführen sein sollen, müßten die Sauerstoffbedingungen regelmäßig fluktuieren, damit mal Schalenlösung, mal Schalenbildung einsetzt. Netto betrachtet müßte die Schalenbildung zu sehr geringen Anteilen überwiegen. Das ist sehr abwegig. Es ist damit kaum vorstellbar, daß diese Prozesse die Dünnschaligkeit der Fauna entscheidend mitbeeinflussen.

THAYER (1981) berichtet von rezenten Brachiopoden, die mehr als zwei Wochen in Anoxia und bei Anwesenheit von H₂S überleben können. Subaerisch exponiert schließen Bivalven ihre Klappen und betreiben fortan ‘anaeroben’ Metabolismus. Auch wenn sie sich im Winter tiefer eingraben müssen und so in anoxische Zonen gelangen, führen sie den ‘anaeroben’ Stoffwechsel aus. Ihr gesamter Metabolismus ist dann übrigens herabgesetzt (z. B. DE ZWAAN & WIJSMAN 1976). Das könnte sich natürlich in der Tat letztlich auf die Körpergröße und den Schalenbau auswirken.

Fazit ist: Auch wenn noch unzureichend geklärt, begünstigen steigende Sauerstoffgehalte die Ausbildung dickerer Kalkschalen (vgl. beispielsweise LUTZ & RHOADS 1977, 1980).

Bei äußerst geringem Sauerstoffangebot können nur kleine, flache Tiere (0,1-1 mm) ohne Hartschale existieren, die den Sauerstoff über die Körperoberfläche durch Diffusion erhalten (RAFF & RAFF 1970; z. B. Nematoden, HERREID 1980; hohe Toleranz der Nematoden siehe auch LASSERRE 1976). Steigende Körpergröße macht ein effektives Zirkulationssystem mit entsprechenden Transportpigmenten nötig, was wiederum mehr Sauerstoff erfordert (RAFF & RAFF 1970). Dann werden auch Hartschalen ausgebildet. ‘Aerobe’ (nach wie vor ist in diesem Abschnitt damit >0 ml O₂/l gemeint) Lebewesen können ihren Sauerstoffverbrauch dem -angebot anpassen und ihre Aktivität entweder einschränken (z. B. TORRES et al. 1977) oder ihre Ventilations-Tätigkeit verstärken (s. HERREID 1980; erhöhter Energiebedarf). Beides hat zweifelsohne geringe Körpergröße und/oder Dünnschaligkeit zur Folge.

OSCHMANN (1993, 1994) sieht in der ‘Synchronisation des individuellen Lebenszyklus’ mit Sauerstoff-Fluktuations-Zyklen’ eine Möglichkeit, z. B. saisonale Sauerstoffdefizite zu überleben. Eine teleplane, pelago-benthische Larvalentwicklung bezieht sich auf ein enorm verlängertes Larvalstadium. Permanente und gravierende Sauerstoffdefizite am Boden können durch den holopelagischen Lebenszyklus umgangen werden: Die verzweigten Organismen (vielleicht durch Progenie) existieren zeitlebens in der freien Wassersäule und heften sich möglicherweise an Substrate an. Bislang ist das aber nur von pteropoden Gastropoden bekannt. BURTON & CURRY (1985) vermuten pädomorphen, holopelagische Lebensweise aber für oberdevonische Brachiopoden (Indizien: transozeanische Verbreitung und Vorkommen in sehr verschiedener Fazies).

Bei geringen Sauerstoffgehalten helfen z. B. bei Polychaeten effektivere sauerstoffbindende Pigmente (OSCHMANN 1993). Selbst H₂S-bindende und -transportierende Pigmente sind bekannt (ibidem). Vielleicht können auch andere Benthonten aufgrund dieser Anpassungen in sauerstoffarmen Milieus überleben. Trotzdem funktioniert diese Entgiftung nur bei zumindest geringen Sauerstoffkonzentrationen (z. B. ALLISON et al. 1995). Einen echten „Thiobios“ (s. Literaturverweise in LASSERRE 1976) gibt es nicht (REISE & AX 1979, s. auch LASSERRE 1976, WIGNALL 1994).

Die exaerobe BF ist aufgrund spezieller Umweltbedingungen ein ‘Besiedlungsfenster’ für eine epibenthische, ‘biohistorische’ (SEILACHER 1990) Fauna mit vergleichsweise hoher Diversität inmitten sehr unwirtlicher Bedingungen. SAVRDA & BOTTJER (1987) postulieren für die Tiere dort eine Symbiose mit chemoautotrophen Bakterien, die H₂S oxidieren können. Weil Anpassungen an weiches Substrat wegen mikrobieller Verhärtung der ansonsten nepheloiden Bodenschicht unnötig werden, gibt es auch glubose, aber trotzdem relativ dünnchalige Organismen (z. B. winzige Muscheln, *Cardiola*). Wichtig ist aber, daß sich die Tiere über die 0,2-1 mm-mächtige ‘diffusive Bodenschicht’ (vgl. JØRGENSEN & REYSBACH 1985) erheben können. Sie schafft eine chemische Barriere zwischen Sediment und der freien Wassersäule. In der Grenzschicht nehmen die Sauerstoffwerte rapide ab. Die Mächtigkeit solcher Grenzschichten sinkt mit Abnahme der Mikrobenmatten-Dicke.

Die Ausbildung der Schale ist in der exaeroben BF also wesentlich vom Sauerstoffgehalt abhängig. Bei *Buchiola* bildet sich auf dem Steinkern die Außenskulptur ab: Die Schale ist relativ dünn gewesen (s. Kap. III.1) und die Oberfläche (Skulptur!) vergrößert. Möglicherweise wurden in der kavernen Schale Chemosymbionten beherbergt. Chemosymbiose vermutet SEILACHER (1990) aber auch für Makrobenthos der dysaeroben BF. Die Fauna kann hier ja wieder in die nepheloide (thixotrophe Oberfläche wegen Faecal pellets detritusfressender Pelecypoden z. B., WIGNALL 1990), sauerstoffarme bis -freie Bodenschicht eindringen (nuculide Muscheln, s. WATKINS 1978), bzw. kann gar nicht verhindern, in den Weichboden einzusinken. Der Kontakt mit Schwefelwasserstoff ist letal, entsprechende Adaptation daran somit nicht abwegig [Bsp. bei *Conocardium*, *Leiorhynchus* (hic = *Pseudocamarophoria*), *Orbiculoidea*, *Chondrites*]. Anpassungen an das weiche Substrat [flache Liegeformen mit großer Auflagefläche wie *Skenidioides*, *Xystostrophia*, *Microcycclus*, *Procteria* (*Granulidictyum*), *Kerforneidictyum*; spinöse Fortsätze bei *Holynetes*, *Productella*, Spinatrypiden; Eisberg-Strategie usf. z. B. SEILACHER 1990, COPPER 1992, RACHEBOEUF 1981, FÜRSICH & HURST 1974; aber LESCINSKY 1995] haben also zwei Ziele: Zum einen wird der Filterapparat vor Partikeln geschützt, die ihn verstopfen würden, und der leichte Organismus sinkt nicht völlig ein, zum anderen wird der Kontakt zum H₂S weitgehend unterbunden. Bei kleinen oder flachen Körpern ist natürlich das Volumen des Weichkörpers auch so gering, daß die Metabolismusrate dementsprechend niedrig bleibt. Die hohlen Stacheln der Productiden können nach SEILACHER (1990) sowohl als Anker wie auch als H₂S-Pumpe fungiert haben.

Auffällig ist jedenfalls die Zunahme der Schalendicke (*Leptaena*, *Mucrospirifer*) und der Körpergröße in Richtung besserer Sauerstoffversorgung und höherenergetischer Lebensräume. Weitere Indikatoren für nicht-optimale, vor allem wohl sauerstoffdefizitäre Bedingungen sind die geringe Anzahl an Crinoiden (vgl. WIGNALL 1990) und fenestrelliden Bryozoen. Die Besonderheiten im Stoffwechsel sind wohl eine der entscheidenden Ursachen für die morphologische Erscheinung.

Es ist weiterhin auffällig - wie schon mehrfach erwähnt -, daß selbst unter der pelagischen Fauna kleine Taxa vorherrschen. Der veränderte Meereschemismus (Anstieg der ODZ) hat wahrscheinlich den Stoffwechsel mancher Organismen beeinträchtigt und so zur Größenreduktion beigetragen (z. B. relativ winzige Goniatiten während des *otomari*-Intervalls). Mit der Wassertiefe steigt der Vergiftungsgrad an. Die meisten benthischen oder benthosbezogen lebenden Taxa sterben an Sauerstoffmangel oder H₂S-Vergiftung. Die Trilobiten auf dem Schelf kommen mit dem blauen Auge davon: Lediglich eine Häufigkeitsverschiebung zugunsten skulpturarmer Formen ist feststellbar: Einige Taxa sind abgeplattet (z. B. Dechenellen), also mit weniger Karbonat ausgestattet (frdl. mdl. Mitt. BASSE 1996). Ob das eine Folge des Sauerstoffgehaltes oder eine funktionsmorphologische Anpassung an z. B. endobenthische Lebensweise ist, muß derzeit unbeantwortet bleiben.

Umweltbedingter (TASCH 1953, HALLAM 1965, BRETSKY & BERMINGHAM 1970), z. B. auf mangelnden Sauerstoff rückführbarer, nicht genetisch festgelegter Zwergwuchs („physical stunting“) oder ein verkürzter Lebenszyklus (Pädomorphose genannt; winzige Mollusken: SNYDER & BRETSKY 1971), der genetisch, hormonell oder zellulär gesteuert ist, können die geringe Größe der Taxa in restriktiven Milieus verursachen. MCNAMARA (1990) führt solche Heterochronie-Effekte näher aus: Bei der Progenese z. B. verzögert sich die morphologische Entwicklung. Die maturen Individuen haben ein juveniles Aussehen und sind sehr klein. Letztlich können z. B. hormonelle Aktivierungen natürlich auf Umwelteinflüsse zurückgehen (‘fakultative Heterochronie’ MCNAMARA 1990, häufig bei Opportunisten).

Innerhalb bestimmter Gruppen (z. B. Atrypidina) ist eine Größenabnahme mit dem Sauerstoffgehalt zu beobachten. Die Gehäusegröße allein gibt aber noch keinen Aufschluß darüber, ob verschiedene ontogenetische Stadien vertreten sind, ob taxonomische Unterschiede vorliegen oder ob ökologische Parameter Zwergwuchs verursacht haben. Zwergwuchs läßt sich nur dann belegen, wenn die untersuchten, verschieden großen, aber gleichaltrigen Individuen ein und derselben biologischen Art angehören. Im fossilen Material kann aber nicht ausgeschlossen werden, daß es sich um verschiedene Arten handelt, die entsprechend ihrer Toleranzbreite bestimmte Milieus bevorzugen. Um die Diskussion der Artzugehörigkeit zu umgehen, werden prinzipielle Trends erfaßt: Wenn die Taxa innerhalb einer Familie oder Unterfamilie proportionale Trends entlang eines ökologischen Gradienten erkennen lassen, haben die Umweltfaktoren einen entscheidenden Einfluß auf die Physiologie des Organismus gehabt.

Die Anzahl von Anwachslinien kann saisonalen Einflüssen unterliegen. Retardiertes Wachstum, Wachstumsstopp oder gar sekundäre Schalenlösung hinterlassen Spuren in Form feiner Anwachsstreifen. Viele Taxa zeigen neben Anwachslinien verschiedener Ordnung auch größere Anwachslamellen. Im Laufe der Ontogenese

verändert sich die Zuwachsrate: Nach einem allmählichen Ansteigen der Stoffumsatzrate, im mittleren Gehäuseabschnitt mehr oder weniger konstant, um dann mit dem Erreichen des Altersstadiums bald fast zum Erliegen zu kommen. Letzteres erklärt die Drängung der Anwachsramellen am Vorderrand z. B. der Atrypiden. Umwelteinflüsse können diesen prädestinierten Wachstumsprozeß beeinträchtigen.

Beispielhafte Messungen an Atrypiden führen Abbildungen 34a und b auf. Gehäuselänge {GL} und Gehäusebreite {GB} wurden in zweidimensionaler Aufsicht bestimmt. Die Werte sind gegen die durchschnittliche maximale Zuwachsrate (Anwachslinien {Ali} respektive Anwachsramellen {ALam}) abgetragen worden. Die Ergebnisse widerspiegeln die Abhängigkeit des Wachstums von Umweltfaktoren wie z. B. Sauerstoff: je günstiger die Lebensverhältnisse (küstenwärts oder mit abnehmender Wassertiefe), desto weitständiger die Anwachsramellen (ALam) bzw. Anwachslineamente (Ali) und desto größer die Individuen. Beispielsweise werden die Individuen von Linde größer als die von Meinkenbracht. Als vermuteter Altersindikator ist selbstverständlich in den meisten Fällen die Drängung der Anwachselemente am Schalenvorderrand berücksichtigt worden. Sehr viel breitere angelegte Messungen sind aber notwendig, um diese ersten Beobachtungen und angedeuteten Trends zu bekräftigen. Auch bei anderen Gruppen (*Pseudocamarophoria*, Reticulariidae, Holynetinae usf.) zeigen sich ähnliche Trends. Wegen zu spärlicher Messungen wird hier auf eine Darstellung aber verzichtet.

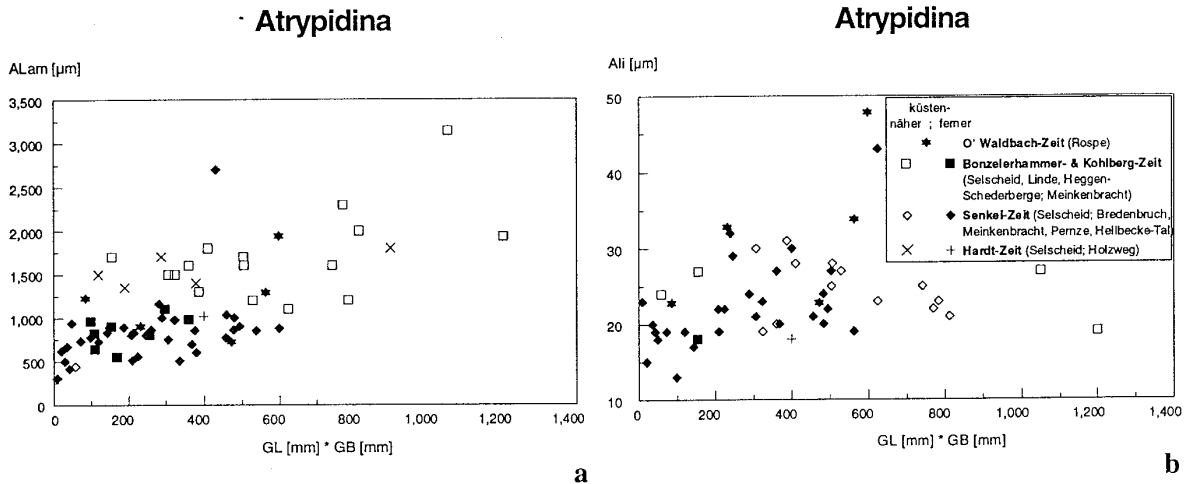


Abb. 34: Anwachsramellen {ALam}(a) bzw. Anwachslineamente {Ali}(b), aber auch die Körpergröße (Gehäuselänge {GL} • Gehäusebreite {GB}) zeigen deutliche Abhängigkeit von Umweltfaktoren. In flacheren Meeresräumen lebende Taxa gedeihen vermutlich aufgrund besserer Sauerstoff-, Nährstoff- usw. Versorgung besser als solche in beckenwärts gelegenen, tieferen Milieus.

Dem relativ geringen Artenspektrum in sauerstoffarmen Milieus – besonders in der unteren dysoxischen BF – steht eine hohe Individuenzahl gegenüber. Es handelt sich um opportunistische Arten mit hoher Reproduktionsrate. Bei günstigen Bedingungen in einem Habitat mit fluktuierenden Bedingungen ist eine schnelle Pionierbesiedlung durch diese kurzlebigen, physiologischen Generalisten möglich (vgl. WIGNALL & MYERS 1988, WIGNALL 1990). Tempestite und Styliolinite sowie Schalenanreicherungen weisen auf episodisch turbulente Phasen hin, die möglicherweise kurzfristig für verbesserte Sauerstoffbedingungen gesorgt haben (vgl. WIGNALL 1990). Die Anreicherungen winziger Muscheln könnten eine am Aufsteigen der Redox-Grenze gescheiterte, opportunistische Besiedlung indizieren (vgl. aber Kap. III.1). Genauso ist als Grund für die Akkumulation winziger Schalen eine distale Sturm-induzierte Ablagerung denkbar, die das schlammige, H₂S-reiche Sediment am Boden aufgewirbelt hat (RICHTER 1931: 300, SEILACHER 1995). OSCHMANN (1994: 418) hält vergleichbare massenhafte Ansammlungen von Bivalven für „Prodissoconchen und sehr kleine Dissoconchen“, also für einen fehlgeschlagenen Besiedlungsereignis. Die Größenverteilungen für Muschelanreicherungen aus den Wissenbacher Schieferen (SCHUBERT 1996) lassen dagegen eher auf adulte und juvenile Individuen einer, wenn nicht Pädomorphy vorliegt, eigenen und neuen Art schließen. Das eigene Material läßt mangels ausreichender Anzahl und Erhaltung solche Messungen nicht zu.

Betrachten wir die Bedeutung für die Evolution: Ein verkürzter Lebenszyklus und eine erhöhte Reproduktionsrate erhöhen die Wahrscheinlichkeit zufällig entstehender Mutanten. Damit steigt die Evolutionsrate. Beschleunigte Evolution kann in diesem Falle direkt in erhöhtem Umweltstreß gründen (s. o.)

CAIRNS et al. (1988) konnten weiterhin – an Bakterien – zeigen, daß nicht nur präexistierende, zufällig entstandene Mutanten eine Überlebenschance haben (LURIA & DELBRÜCK 1943, LEDERBERG & LEDERBERG 1952). Die Zelle scheint vielmehr in der Lage zu sein, nur bestimmte Mutationen zuzulassen, ja auszuwählen ('Selektions-induzierte', -gesteuerte Mutation; 'adaptive Mutation' sensu HARRIS et al. 1994) und zu akkumulieren, Mutationen, die unter einem Selektionsdruck stehen (CAIRNS 1993). Unter Streßsituationen (Nährstoffmangel, Sauerstoffmangel usw.; Selektion) werden andere Mutanten beobachtet als gewöhnlich (THALER 1994).

Der Zeitpunkt der Keimbahn-Abtrennung bestimmt die Anfälligkeit der Organismen während der Ontogenese gegenüber vererblichen Veränderungen des Genoms (vgl. BUSS 1988). Bei verzögerter ontogenetischer Determinierung der Keimbahn können vermehrt genetische Veränderungen auftreten, die vererbbar sind. Der Zeitpunkt der Keimbahn-Sequestration kann von Art zu Art verschieden sein und damit unterschiedliche Evolutionsraten erklären. Natürlich hängt die Stabilität einer Art von vielen weiteren Faktoren ab, so z. B. von der ökologischen Potenz (s. u.).

Beschleunigte Evolution kann aber auch ohne erhöhte Mutationsrate einhergehen. Sinkender Selektionsdruck herrscht nach einem globalen Bio-Event, nach Extinktionen (WALLISER 1990a, 1984a). Die freigewordenen Nischen stehen überlebenden Taxa offen. Radiationen und Diversifikationen folgen.

Ob die gesteigerte Innovationsrate zur O'Waldbach-Zeit (z. B. Dacryoconariden, Conodonten) und die erhöhte Diversifizierung während des *otomari*-Intervalls nun mit den Umweltveränderungen direkt zusammenhängen, kann derzeit nicht bewiesen werden. Auffällig ist natürlich, daß sich die neuen Entwicklungslinien, die sich nach dem *otomari*-Event als sehr erfolgreich erweisen und stark diversifizieren, parallel zu den Umweltveränderungen im Vorfeld des eigentlichen Events herausbilden, ohne daß hier Nischen freigeworden wären. Warum steigt Diversität der devonischen Ammoniten mit dem Meeresspiegel und der anoxischen Zone (HALLAM 1989)? HALLAM (1989) betont, daß sich neue Ammoniten-Taxa durch ihre geringe Körpergröße von ihren Vorgängern, aus denen sie sich schnell entwickeln, auszeichnen. Er hält einen Heterochronie-Effekt für wahrscheinlich (r-Selektion; Pädomorphose; vgl. o.).

V AUSBLICK

Auf dem Rhenoherynischen Schelf konnte kein Bio-Event nachgewiesen werden: Die Extinktionsrate des neritischen Benthos bleibt weit unter der Evolutionsrate; ein scharfer Faunenschnitt wie beim Pelagos (*otomari*-Event) existiert nicht. Vermutlich ist dieses Ergebnis auch für andere, entsprechende Schelfareale der Erde zutreffend.

Der Verfasser war bestrebt, den vermuteten Event-Horizont weit bis in noch küstennähere Schelfgebiete hinein zu verfolgen. Mit zunehmender Verflachung des Lebensraumes bereitet aber schon der zeitliche Nachweis des *otomari*-Intervalls große Schwierigkeiten. Der hier erarbeitete Ansatz, die Parallelisierung der Abfolgen durch Faunenstruktur-Analysen zu verfeinern und die Vielfältigkeit miteinander zu kombinierender stratigraphischer Methoden zugunsten einer größeren Korrelationsgenauigkeit zu erhöhen, ist vielversprechend, was die Klärung der stratigraphischen Stellung von Ablagerungen des inneren Schelfs angeht. Wie sich die veränderten Umweltbedingungen auf noch küstennähere und terrigene Abfolgen auswirken, ist noch nicht beantwortet worden. Würde z. B. die Landpflanzen-Entwicklung im kritischen Zeitraum genauer beleuchtet werden können, bestünde die Chance, die Ursachen des Events unter neuen Gesichtspunkten zu eruieren.

Die Verfeinerung der Dacryoconariden- (diverse neue Formen wurden beobachtet) und Conodontenstratigraphie (*Icriodus arkonensis*-Gruppe, *Icr. regularicrescens*→*obliquimarginatus*-Linie, *Tortodus*-Gruppe, *Polygnathus ensensis-pseudofoliatus*- usf. -Linie, *Po. hemiansatus*→*ansatus*-Linie, *Po. linguiformis*-Gruppe) läßt weiterhin eine Verbesserung der Stratigraphie erwarten. Vermittels genauerer stratigraphischer Mittel kann die Frage angegangen werden, ob sich geotektonische Prozesse (vgl. Great gap) mit komplexen Ursachen für den Event überlagern oder gar gemeinsame Ursachen vorliegen.

Nicht allein von stratigraphischem Wert ist die Analyse der evolutiven Entwicklungen bei verschiedenen Benthonten (z. B. *Mucrospirifer* → *Quiringites*?). So könnten die Auswirkungen der exzeptionellen Umweltparameter auf die Geschwindigkeit der – möglicherweise – graduellen Evolution untersucht werden, und das sogar vergleichend zwischen den einzelnen Tiergruppen. Im Zusammenhang damit spielt auch die Rolle des Umwelt-induzierten Zwergwuchses eine große Rolle. Diversitätsmessungen bringen sehr wahrscheinlich auch mehr Klarheit über vermeintliche Pseudopelagos-Assoziationen.

Sofern sich Auswertungen nicht – wie hier ansatzweise unternommen – auf Ökotypen, sondern auf das paläontologische Artverständnis stützen, wird das generelle Problem der Systematik und Taxonomie relevant: Die statistische Erfassung von Variationen innerhalb eines Taxons gehören derzeit noch zu dem stiefmütterlich behandelten Phänomen schlechthin.

Ziel ist ja, die Entwicklung der fossilen Ökosysteme bis zu den rezenten zu beleuchten und beizutragen zur Klärung der Frage: Wie wirken sich nicht-evolutive Faunenstruktur-Wandel auf die Evolution aus?

L I T E R A T U R V E R Z E I C H N I S

- AGER, D.V. (1961): The epifauna of a Devonian spiriferid. – Quart. J. Geol. Soc. London, **67**: 1-10; London.
- AGER, D.V. (1967): Brachiopod paleology. – Earth.-Sci. Rev., **3**: 157-179; Amsterdam.
- AGER, D.V. & RIGGS, E.A. (1964): The internal anatomy, shell growth and asymmetry of a Devonian spiriferid. – J. Paleontology, **38**: 749-760; Tulsa, OK.
- ALBERTI, G.K.B. (1979): Zur Dacryoconariden- (Tentaculiten-) Chronologie des herzynischen Unter- und Mittel-Devons. – Senckenbergiana lethaea, **60**: 223-241; Frankfurt a.M.
- ALBERTI, G.K.B. (1980): Neue Daten zur Grenze Unter/Mittel-Devon, vornehmlich aufgrund der Tentaculiten und Trilobiten im Tafilalt (SE-Marocco). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1980**: 581-594; Stuttgart.
- ALBERTI, G.K.B. (1985): Zur Tentaculitenführung im Unter- und Mittel-Devon der Zentralen Karnischen Alpen (Österreich). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **75**: 375-388; Frankfurt a.M.
- ALBERTI, G.K.B. (1993): Dacryoconaride und homoctenide Tentaculiten des Unter- und Mittel-Devons I. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **158**: 229 S.; Frankfurt a.M.
- ALGEO, T.J., BERNER, R.A., MAYNARD, J.B. & SCHECKLER, S.E. (1995): Late Devonian oceanic anoxic events and biotic crisis: „rooted“ in the evolution of vascular land plants? – GSA Today, **5**: 45, 64-66; Boulder, CO.
- ALLISON, P.A., WIGNALL, P.B. & BRETT, C.E. (1995): Palaeo-oxygenation: effects and recognition. – Geol. Soc. Spec. Publ., **83**: 97-112; London.
- ANDERSON, J.J. (1982): The nitrite-oxygen interface at the top of the oxygen minimum zone in the eastern tropical North Pacific. – Deep-Sea Res. A, Oceanogr. Res. Pap., **29**: 1193-1201; Oxford, ...
- ANDERSON, J.J., OKUBO, A., ROBBINS, A.S. & RICHARDS, F.A. (1982): A model for nitrite and nitrate distribution in oceanic oxygen minimum zones. – Deep-Sea Res. A, Oceanogr. Res. Pap., **29**: 1113-1140; Oxford, ...
- APTE, S.C. & HOWARD, A.G. (1986): Arsenic, antimony and selenium speciation during a spring phytoplankton bloom in a closed experimental ecosystem. – Mar. Chem., **20**: 119-130; Amsterdam.
- ARTHUR, M.A., SCHLANGER, S.O. & JENKYN, H.C. (1987): The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event. II. Paleooceanographic controls on organic matter production and preservation. – Geol. Soc.: 401-420; London.
- ARTHUR, M. & SAGEMAN, B.B. (1994): Marine black shales: depositional mechanisms and environments of ancient deposits. – Annu. Rev. Earth Planet. Sci., **22**: 499-551; Palo Alto, CA.
- BAILEY, J.B. (1983): Middle Devonian Bivalvia from the Solsville Member (Marcellus Formation). – Bull. Am. Mus. Nat. Hist., **174**: 193-325; New York, NY.
- BARNES, C., HALLAM, A., KALJO, D., KAUFFMAN, E.G. & WALLISER, O.H. (1995): Global event stratigraphy. – In: WALLISER, O.H. [Ed.]: Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic. – Springer Verlag: 319-333; Berlin, ...
- BASSE, M. (1996): Trilobiten aus mittlerem Devon des Rhenohercynikums: I. Corynexochida und Proetida (1). – Palaeontographica, **A 239**: 89-182; Stuttgart.
- BECKER, R.T. & HOUSE, M.R. (1994): International Devonian goniatite zonation, Emsian to Givetian, with new records from Morocco. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **169**: 79-135; Frankfurt a.M.
- BEHRENS, V. (1980): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen im Remscheid-Altener Sattel im Raum Altener (GK 25 Altener NW, NE 4712 und GK 25 Iserlohn SW, SE 4612). – unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen, 124 S.; Göttingen.
- BERGER, W.H., FÜCHTBAUER, H., HOLLAND, H.D., HOLSER, W.T., JENKINS, W.J., KULKE, H.G., LASAGA, A.C., SARNTHEIM, M., SEILACHER, A., VALETON, I., WALLISER O.H. & WEFER, G. (1984): Short-term changes affecting atmosphere, oceans, and

- sediments during the Phanerozoic.- In: HOLLAND, H.D. & TRENDALL, A.F. [Eds.]: Patterns of change in earth evolution.- Dahlem Konf., 171-205; Berlin, ... (Springer Verlag).
- BERGSTRÖM, J. (1968): Some Ordovician and Silurian brachiopod assemblages.- *Lethaia*, 1: 230-237; Oslo.
- BERRY, W.B.N. & WILDE, P. (1978): Progressive ventilation of the oceans; an explanation for the distribution of the Lower Paleozoic black shales.- *Am. J. Sci.*, 278: 257-275; New Haven, CT.
- BERRY, W.B.N., WILDE, P. & QUINBY-HUNT, M.S. (1989): Paleozoic (Cambrian through Devonian) anoxic biotopes.- *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 74: 3-13; Amsterdam.
- BIERNAT, G. (1964): Middle Devonian Atrypacea (Brachiopoda) from the Holy Cross Mountains, Poland.- *Acta Palaeontologia Polonica*, IX: 277-340; Warschau.
- BIERNAT, G. (1966): Middle Devonian Brachiopods of the Bodzentyn Syncline (Holy Cross Mountains, Poland).- *Palaeontologia Polonica*, 17: 162 S.; Warschau.
- BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W. (1957): Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons.- *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 22: 136 S.; Wiesbaden.
- BOTTIER, D.J. & JABLONSKI, D. (1988): Palaeoenvironmental patterns in the evolution of post-Paleozoic benthic marine invertebrates.- *Palaios*, 3: 540-560; Tulsa, OK.
- BOTTIER, D.J. & SAVRDA, C.E. (1990): Oxygen levels from biofacies and trace fossils.- In: BRIGGS, D.E.G. & CROWTHER, P.R. [Eds.]: *Palaeobiology. A synthesis.*- Blackwell Sci. Publ.: 408-410; Oxford, ...
- BOUČEK, B. (1964): The tentaculites of Bohemia. Their morphology, taxonomy, ecology, phylogeny and biostratigraphy.- *Czech. Akad. Sci.*: 215 S.; Prag.
- BOUCOT, A.J. (1959): Brachiopods of the Lower Devonian rocks at Highland Mills, New York.- *J. Paleont.*, 33: 727-769; Tulsa, OK.
- BOUCOT, A.J. (1975): Evolution and extinction rate controls.- *Develop. Palaeont. Stratig.*, 1: 427 S.; Amsterdam, ...
- BOUCOT, A.J. (1981): Biogeography and community analysis.- *Studies in Geol.*, 5: 141-153; Knoxville, TN.
- BOUCOT, A.J. (1986): Ecostratigraphic criteria for evaluating the magnitude, character and duration of bioevents.- *Lecture Notes Earth Sci.*, 8: 25-45; Berlin, Heidelberg.
- BOUCOT, A.J. (1988): Devonian biogeography: an update.- *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 14: 211-227; Calgary, AB.
- BOUCOT, A.J. (1990a): Phanerozoic extinctions: how similar are they each other?- *Lecture Notes Earth Sci.*, 30: 5-30; Berlin, ...
- BOUCOT, A.J. (1990b): Silurian and pre-Upper Devonian bio-events.- *Lecture Notes Earth Sci.*, 30: 125-132; Berlin, ...
- BOUCOT, A.J., BAHLBURG, H., BREITKREUZ, C., ISAACSON, P.E., NIEMEYER, H. & URZUA, F. (1995): Devonian brachiopods from northern Chile.- *J. Paleont.*, 69: 257-263; Tulsa, OK.
- BRAATZ, J. (1992): Geologische Untersuchungen südöstlich von Grevenstein (NE-Rand des Ebbe-Sattels, Mitteldevon, TK 25 Endorf 4714, Rheinisches Schiefergebirge).- unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 64 S. + XXIV S.; Göttingen.
- BRALOWER, T.J., ARTHUR, M.A., LECKIE, R.M., SILTER, W.V., ALLARD, D.J. & SCHLANGER, S.O. (1994): Timing and paleoceanography of oceanic dysoxia/anoxia in the Late Barremian to Early Aptian (Early Cretaceous).- *Palaios*, 9: 335-369; Tulsa, OK.
- BRALOWER, T.J. & THIERSTEIN, H.R. (1984): Low productivity and slow deep-water circulation in Mid-Cretaceous oceans.- *Geology*, 12: 614-618; Boulder, CO.
- BRASIER, M.D. (1995a): Fossil indicators of nutrient levels 1: Eutrophication and climate change.- *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 83: 113-132; London.
- BRASIER, M.D. (1995b): Fossil indicators of nutrient levels 2: Evolution in relation to oligotrophy.- *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 83: 133-150; London.
- BRASS, G.W., SOUTHAM, J.R. & PETERSON, W.H. (1982): Warm saline bottom water in the ancient ocean.- *Nature*, 296: 620-623; London.
- BRETSKY, P.W. (1968): Evolution of Paleozoic marine invertebrate communities.- *Science*, 159: 1231-1233; Washington, D.C.
- BRETSKY, P.W. & BERMINGHAM, J.J. (1970): Ecology of the Paleozoic scaphopod genus *Plagioglypta* with special reference to the Ordovician of eastern Iowa.- *J. Paleont.*, 44: 908-924; Tulsa, OK.
- BRETT, C.E. & BAIRD, G.C. (1986): Comparative taphonomy: a key to palaeoenvironmental interpretation based on fossil preservation.- *Palaios*, 1: 207-227; Tulsa, OK.
- BRETT, C.E., BOUCOT, A.J. & JONES, B. (1993): Absolute depth of Silurian benthic assemblages.- *Lethaia*, 26: 25-40; Oslo.
- BRETT, C.E., DICK, V.B. & BAIRD, G.C. (1991): Comparative taphonomy and paleoecology of Middle Devonian dark gray and black shale facies from western New York.- *New York State Mus. Bull.*, 469: 5-36; Albany, NY.
- BRILLOUIN, L. (1962): Science and information theory. 2nd ed. -Academic; New York.
- BROMLEY, R.G. & EKDALE, A.A. (1984): *Chondrites*: a trace fossil indicator of anoxia in sediments.- *Science*, 224: 872-874; Washington, D.C.
- BROMLEY, E.G. & EKDALE, A.A. (1986): Composite ichnofabrics and tiering of burrows.- *Geol. Mag.*, 123: 59-65; London.
- BUDIL, P. (1995): Demonstrations of the Kačák event (Middle Devonian, Uppermost Eifelian) at some Barrandian localities.- *Věstník Českého geol. ústavu*, 70: 1-24; Prag.
- BULMAN, O.M.B. (1964): Lower palaeozoic plankton.- *Quart. J. Geol. Soc. London*, 120: 455-476; London.
- BULTYNCK, P. (1987): Pelagic and neritic conodont successions from the Givetian of pre-Sahara Morocco and the Ardennes.- *Bull. Inst. Royal nat. Belgique, Sci. de la Terre*, 57: 149-181; Brüssel.

- BULTYNCK, P. (1995/96): Devonian icriodont ranges with regard to global events.– SDS Newsletter, **12**: 46-50; Stuttgart.
- BULTYNCK, P. & WALLISER, O.H. (1991): Section Bou Tchratine (mapsheet Erfoud NH-30-XX-2).– In: WALLISER, O.H. [Ed.]: Morocco field meeting on the SDS. IUGS Nov. 28 - Dec. 5, 1991. Guide Book.– 49-57; Göttingen.
- BULTYNCK, P., WALLISER, O.H. & WEDDIGE, K. (1991): Conodont based proposal for the Eifelian-Givetian boundary.– In: WALLISER, O.H. [Ed.]: Morocco field meeting on the SDS. IUGS Nov. 28 - Dec. 5, 1991. Guide Book.– 13-15; Göttingen.
- BURTON, C.J. & CURRY, G.B. (1985): Pelagic brachiopods from the Upper Devonian of east Cornwall.– Proc. Ussher Soc., **6**: 191-195; Bristol.
- BUSS, L.W. (1988): Diversification and germ-line determination.– Paleobiology, **14**: 313-321; Lancaster, PA.
- BYERS, C.W. (1977): Biofacies patterns in euxinic basins: a general model.– SEPM Spec. Publ., **25**: 5-17; Tulsa, OK.
- CAIRNS, J. (1993): Directed mutation.– Science, **260**: 1221-1222; Washington, D.C.
- CAIRNS, J., OVERBAUGH, J. & MILLER, S. (1988): The origin of mutants.– Nature, **335**: 142-145; London.
- CALEF, C.E. & BAMBACH, R.K. (1973): Low nutrient levels in Lower Paleozoic (Cambrian - Silurian) oceans.– Abstr. Progr. Geol. Soc. Am., **5**: 565; Boulder, CO.
- CANFIELD, D.E. & RAISWELL, R. (1991): Pyrite formation and fossil preservation.– In: ALLISON, P.A. & BRIGGS, D.E.G. [Eds.]: Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record.– Plenum Press: 337-387; New York & London.
- CARLS, P., MEYN, H. & VESPERMANN, J. (1993): Lebensraum, Entstehung und Nachfahren von *Howellella* (*Iberohowellella*) *hollmanni* n.sp., n.sp. (Spiriferacea; Lochkovium, Unter-Devon).– Senckenbergiana lethaea, **73**: 227-267; Frankfurt a.M.
- CARTER, J.G. & TEVESZ, M.J.S. (1978): Shell microstructure of a Middle Devonian (Hamilton Group) bivalve fauna from Central New York.– J. Paleont., **52**: 859-880; Tulsa, OK.
- CHLUPÁČ, I. (1994): Devonian trilobites - evolution and events.– Geobios, **27**: 487-505; Villeurbanne.
- CHLUPÁČ, I. & KUKAL, Z. (1986): Reflection of possible global Devonian events in the Barrandian area, C.S.S.R.– Lecture Notes Earth Sci., **8**: 169-179; Berlin, Heidelberg (Springer Verlag).
- CHLUPÁČ, I. & KUKAL, Z. (1988): Possible global events and the stratigraphy of the Palaeozoic of the Barrandian (Cambrian– Middle Devonian, Czechoslovakia).– Sbor. geol. věd Geol., **43**: 83-148; Prag.
- CHLUPÁČ, I. & TUREK, V. (1983): Devonian goniatites from the Barrandian area, Czechoslovakia.– Věstník Českého geol. ústavu, **46**: 159 S.; Prag.
- CISNE, J.L. & RABE, B.D. (1978): Coenocorrelation: gradient analysis of fossil communities and its applications in stratigraphy.– Lethaia, **11**: 341-364; Oslo.
- CLAUSEN, C.-D. (1978): Erläuterungen zu Blatt 4814 Lennestadt.– Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, 474 S.; Krefeld (Geol. L.-A. Nordrh.-Westf.).
- CLAUSEN, C.-D. (1992): Odershausen Beds.– Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **152**: 51; Frankfurt a.M.
- COLLIP, J.B. (1920): Studies on molluscan coelomic fluid: effects of change in environment on the carbon dioxide content of the coelomic fluid: Anaerobic respiration in the *Mya arenaria*.– J. Biol. Chem., **45**: 23-49; New York, NY.
- COPPER, P. (1966): Ecological distribution of Devonian atrypid brachiopods.– Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., **2**: 245-266; Amsterdam.
- COPPER, P. (1967): *Spinatrypa* and *Spinatrypina* (Devonian Brachiopoda).– Palaeontology, **10**: 489-523; London.
- COPPER, P. & RACHEBOEUF, P. (1985): Devonian atrypoid brachiopods from the Armorican Massif, northwestern France.– Palaeontographica, **A 187**: 58-104; Stuttgart.
- COPPER, P. (1992): Paleoscene 14: organisms and carbonate substrates in marine environments.– Geosci. Can., **19**: 97-112; Waterloo, ON.
- CORRENS, C.W. (1923): Der Odershäuser Kalk im oberen Mitteldevon. Ein Beitrag zur Deutung fossilreicher Kalklinsen in Tonschiefern.– N. Jb. Min., Geol. Paläont., **XLIX**. Beil.-Bd, 211-249; Stuttgart.
- COWEN, R. (1968): A new type of delthyrial cover in the Devonian brachiopod *Mucrospirifer*.– Palaeontology, **11**: 317-327; London.
- CRICKMAY, C.H. (1950): Some Devonian Spiriferidae from Alberta.– J. Paleont., **24**: 219-225; Tulsa, OK.
- CZEKANOWSKI, (1913): Zarys Metod Statystycznych w Zastosowaniu do Antropologii.– Prace Towarzystwa Naukowego Warszawskiego, **5**: 228; Varsovie. (zitiert aus SEPKOŠKI 1974).
- DEMAISON, G.J. & MOORE, G.T. (1980): Anoxic environments and oil source bed genesis.– AAPG Bull., **64**: 1179-1209; Tulsa, OK.
- DENCKMANN, A. (1893): Schwarze Goniatiten-Kalke im Mitteldevon des Kellerwaldgebirges.– Jb. Preuß. Geol. L.-Anst. (f. 1892), **XIII**: 12-15; Berlin.
- DENCKMANN, A. (1900): Ueber das Vorkommen von Prolecaniten im Sauerland.– Z. dt. geol. Ges., **52** (Prot.): 112-116; Berlin.
- DENCKMANN, A. (1905): Bericht ueber die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahmen in den Jahren 1901 und 1902.– Jb. Kgl. Preuß. L.-Anst. u. Bergakad. (f. 1902), **XXIII**: 554-596; Berlin.
- DENCKMANN, A., HENKE, W. & SCHMIDT, W.E. (1924): Erläuterungen zu Blatt Olpe.– Geol. Kt. Preussen u. benachb. Bundesstaaten, **39** S.; Berlin (Preuß. Geol. L.-Anst.).
- DENCKMANN, A. & LOTZ, H. (1900): Ueber einige Fortschritte in der Stratigraphie des Sauerlandes.– Z. dt. geol. Ges., **52**: 564-567; Berlin.
- DEVOL, A.H. (1978): Bacterial oxygen kinetics as related to biological processes in oxygen deficient zones of the oceans.– Deep-Sea Res., Oceanogr. Res. Pap., **25**: 137-146; Oxford, New York.

- DE ZWAAN, A. & WIJSMAN, T.C.M. (1976): Anaerobic metabolism in *Bivalvia* (Mollusca). I. Characteristics of anaerobic metabolism.– *Comp. Biochem. Physiol.*, **54B**: 313-324; Oxford, ...
- DICKENS, G.R., O'NEIL, J.R., REA, D.K. & OWEN, R.M. (1995): Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene.– *Paleoceanogr.*, **10**: 965-971; Washington, D.C.
- DIETZ, C., FLIEGEL, G. & FUCHS, A. (1935): Erläuterungen zu Blatt Kürten.– *Geol. Kt. Preussen u. benachb. dt. Ländern*, 44 S.; Berlin (Preuss. Geol. L.-Anst.).
- DIETZ, C. & FUCHS, A. (1935): Erläuterungen zu Blatt Lindlar.– *Geol. Kt. Preussen u. benachb. dt. Ländern*, 51 S.; Berlin (Preuss. Geol. L.-Anst.).
- DREWITZ, J. (1985): Paläoökologische und fazielle Untersuchungen in der Ohle-Formation (Eifel-Stufe, Rheinisches Schiefergebirge, Attendorn-Mulde).– *Diss. IMGP Univ. Göttingen*: 117 S.; Göttingen (Photodruck Selbstverlag).
- DUGAL, L.P. (1939): The use of calcareous shell to buffer the product of anaerobic glycolysis in *Venus mercenaria*.– *J. Cellular. Comp. Physiol.*, **13**: 235-251; Philadelphia, PA.
- DUGDALE, R.C., GOERING, J.J., BARBER, R.T., SMITH, R.L. & PACKARD, T.T. (1977): Denitrification and hydrogen sulfide in the Peru upwelling region during 1976.– *Deep-Sea Res., Oceanogr. Res. Pap.*, **24**: 601-608; Oxford, New York.
- DUTRO, J.T.Jr. (1986): Devonian brachiopod biostratigraphy.– In: OLIVER, W.A.Jr. & KLAPPER, G. [Eds.]: *Devonian biostratigraphy of New York. Part 1. Text.* (Reprint SDS 1981).– SUNY-Binghamton Library: 67-81; Binghamton, NY.
- DZIK, J. (1986): Turrilepadida and other Macheridia.– In: HOFFMANN, A. & NITECKI, M.H. [Eds.]: *Problematic Fossil Taxa.*– Clarendon: 116-134; Oxford.
- EBERT, A. (1961): Erläuterungen zu Blatt 4616 Eversberg.– *Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000*, 107 S.; Krefeld (Geol. L.-A. Nordrh.-Westf.).
- EBERT, A. & MÜLLER, H. (1973): Erläuterungen zu Blatt 4715 Eslohe.– *Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000*, 298 S.; Krefeld (Geol. L.-A. Nordrh.-Westf.).
- EBERT, JO. (1988): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen im Mitteldevon südlich Iserlohn (NE-Rand des Remscheid-Altana-Sattels, GK 25 Iserlohn 4612).– unveröff. Dipl.-Arb. IMGP Univ. Göttingen: 163 S.; Göttingen.
- EBERT, JO. (1993): Globale Events im Grenz-Bereich Mittel/Ober-Devon.– *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **59**: 106 S.; Göttingen.
- EISENLOHR, H. (1969): Stratigraphische und faunistische Untersuchungen der Unterhonseler Schichten am NE-Ende des Remscheid-Altanaer Sattels (Rheinisches Schiefergebirge).– *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, **14**: 57-104; Münster/Westfalen.
- EKDALE, A.A. (1988): Pitfalls of paleobathymetric interpretations based on trace fossil assemblages.– *Palaio*, **3**: 464-472; Tulsa, OK.
- ERBACHER, J., THUROW, J. & LITCKE, R. (1996): Evolution patterns of radiolarian and organic matter variations: A new approach to identify sea-level changes in Mid-Cretaceous pelagic environments.– *Geology*, **24**: 499-502; Boulder, CO.
- ERDMANN, H. (1982): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen in der Lüdenscheider Mulde im Raum Werdohl (GK 25 Altana, 4712, NW und SW).– unveröff. Dipl.-Arb. IMGP Univ. Göttingen: 119 S.; Göttingen.
- ERICKSON, D.J. III. & DICKSON, S.M. (1987): Global trace-element biogeochemistry at the K/T boundary: oceanic and biotic response to a hypothetical meteorite impact.– *Geology*, **15**: 1014-1017; Boulder, CO.
- ELDRIDGE, N. & GOULD, S.J. (1972): Punctuated equilibria: an alternative to phyletic gradualism.– In: SCHOPF, T.M. [Ed.]: *Models in paleobiology.*– Freeman, Cooper & Co.: 82-115; San Francisco.
- EPPLEY, R.W., ROGERS, J.N. & MCCARTHY, J.J. (1969): Half saturation constants for uptake of nitrate and ammonium by phytoplankton.– *J. Phycol.*, **5**: 333-340; Baltimore, MD.
- ETTER, W. (1995): Benthic diversity patterns in oxygenation gradients: an example from the Middle Jurassic Switzerland.– *Lethaia*, **28**: 259-270; Oslo.
- FABER, P., VOGEL, K. & WINTER, J. (1977): Beziehungen zwischen morphologischen Merkmalen der Brachiopoden und Fazies, dargestellt an Beispielen des Mitteldevons der Eifel und Südmarokkos.– *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **154**: 21-60; Stuttgart.
- FAULKNER, B.L. (1983): Ontogenetic variability of the brachiopod *Mucrospirifer mucronatus* from the Devonian of Pennsylvania.– *Abstr. Progr. Geol. Soc. Am.*, **15**: 199; Boulder, CO.
- FELDMAN, H.R. (1980): Level-bottom brachiopod communities in the Middle Devonian of New York.– *Lethaia*, **13**: 27-46; Oslo.
- FISCHER, H. (1969): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Givet nördlich der Elssper Mulde zwischen Serkenrode und Bremke (Rheinisches Schiefergebirge, Sauerland/Westf.).– *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **133**: 267-308; Stuttgart.
- FISCHER, A.G. & ARTHUR, M.A. (1977): Secular variations in the pelagic realm.– *SEPM Spec. Publ.*, **25**: 19-50; Tulsa, OK.
- FLÜGEL, E. (1982): *Microfacies Analysis of Limestones.*– Springer Verlag: 633 S.; Berlin, ...
- FOREE, E.G. & MCCARTY, P.L. (1970): Anaerobic decomposition of algae.– *Environm. Sci. Technol.*, **4**: 842-849; Washington, D.C.
- FRANKE, W. (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan Belt of Central Europe.– *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **230**: 67-90; Boulder, CO.
- FRECH, F. (1891): Die devonischen Aviculiden Deutschlands. – *Abh. geol. Spec.-Kt. Preußen*, **9**: VIII+260 S.; Berlin.
- FRITZ, G. (1989): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen am NE-Rand des Ebbe-Sattels auf Blatt Endorf (4714).– unveröff. Dipl.-Arb. IMGP Univ. Göttingen: 103 S.; Göttingen.
- FUCHS, A. (1911): Erläuterungen zu Blatt Iserlohn.– *Geol. Kt. Preussen u. benachb. Bundesstaaten*, 62 S.; Berlin (Kgl. Preuß. Geol. L.-Anst.).

- FUCHS, A. (1914): Zur Stratigraphie der Lenneschiefer und des jüngeren Unterdevons im östlichen Taunus.– Jb. Kgl. Preuß. Geol. L.-Anst. (f. 1912), **XXXIII**: 474-477; Berlin.
- FUCHS, A. (1917): Die Entwicklung der devonischen Schichten im westlichen Teile des Remscheid-Altener und des Ebbesattels.– Jb. Kgl. Preuß. Geol. L.-Anst., **XXXVI**, Teil II (f. 1915): 1-95; Berlin.
- FUCHS, A. (1923): Erläuterungen zu Blatt Altener i.W.– Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten, 60 S.; Berlin (Preuß. Geol. L.-Anst.).
- FUCHS, A. & SCHMIDT, W.E. (1928): Erläuterungen zu Blatt Gummersbach.– Geol. Kt. Preußen und benachb. dt. Ländern, 55 S.; Berlin (Preuß. Geol. L.-Anst.).
- FÜRSICH, F.T. (1978): The influence of faunal distribution and mixing on the preservation of fossil benthic communities.– *Lethaia*, **11**: 243-250; Oslo.
- FÜRSICH, F.T. & ABERHAN, M. (1990): Significance of time-averaging for palaeocommunity analysis.– *Lethaia*, **23**: 143-152; Oslo.
- FÜRSICH, F.T. & HURST, J.M. (1974): Environmental factors determining the distribution of brachiopods.– *Palaeontology*, **17**: 879-900; London.
- GAINES, R.R. (1995): Biostratigraphic zonation in the Middle Devonian Mahantango Formation of Hardy County, West Virginia and vicinity.– *Abstr. Progr. Geol. Soc. Am.*, **27**: 54; Boulder, CO.
- GALLE, A. (1994): Rugose corals of the Acanthopyge Limestone of Koněprusy (Middle Devonian, Barrandian, Czech Republic).– *Věstník Českého geol. ústavu*, **69**: 41-54; Prag.
- GALLE, A., HLADIL, J. & ISAACSON, P.E. (1995): Middle Devonian biogeography of closing south Laurussia-north Gondwana Variscide: examples from the Bohemian Massif (Czech Republic), with emphasis on Horní Benesov.– *Palaios*, **10**: 221-239; Tulsa, OK.
- GARCIA-ALCALDE, J.L., ARBIZU, M., GARCIA LOPEZ, S., LEYVA, F., MONTESINOS, R., SOTO, F. & TRUYÓLS-MASSONI, M. (1990): Devonian stage boundaries (Lochkovian/Pragian, Pragian/Emsian, and Eifelian/Givetian) in the Cantabric region (NW Spain).– *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **180**: 177-207; Stuttgart.
- GAUTIER, D.L., KHARAKA, Y.K. & SURDAM, R.C. (1985): Relationship of organic matter and mineral diagenesis.– *SEPM Lecture Notes for Short Course*, **17**: 1-5; Tulsa, OK.
- GILLBRICHT, C.A. (1983): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen im Bereich der Lüdenscheider Mulde auf dem Gebiet der Gemeinde Herscheid (GK25 Altener, 4712, Rechtsrheinisches Schiefergebirge).– unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 103 S.; Göttingen.
- GINGERICH, P.D. (1984): Punctuated equilibria; where is the evidence?– *Syst. Zool.*, **33**: 335-338; Washington, D.C.
- GIRAUDEAU, J. & BAILEY, G.W. (1995): Spatial dynamics of coccolithophore communities during an upwelling event in the southern Benguela system.– *Cont. Shelf Res.*, **15**: 1825-1852; Oxford, ...
- GOLDRING, R. (1995): Organisms and the substrate: response and effect.– *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **83**: 151-180; London.
- GOLDRING, R. & LANGENSTRASSEN, F. (1979): Open Shelf and Near-Shore Clastic Facies in the Devonian.– *Palaeontology*, **23**: 81-97; London.
- GODEFROID, J. (1995): Les brachiopodes (Pentamerida, Atrypida et Spiriferida) de la fin de l'Eifelien et du début du Givetien à Pondrôme (Belgique, bord sud du Synclinorium de Dinant).– *Bull. de l'Inst. R. des Sci. Nat. de Belgique, Sciences de la Terre*, **65**: 69-116; Brüssel.
- GOURVENNEC, R. (1989): Brachiopodes Spiriferida du Devonian Inferieur du Massif Armorican.– *Biostrat. du Paléozoïque*, **9**: 1-281; Brest.
- GRABERT, H. (1969): Erläuterungen zu Blatt 4912 Drolshagen.– *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:25000, 103 S.; Krefeld (Geol. L.-A. Nordrh.-Westf.).
- GROOS, H. (1969): Mitteldevonische Ostracoden zwischen Ruhr und Sieg (Rechtsrheinisches Schiefergebirge).– *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **1**: 110 S.; Göttingen
- ГУРЬЕВ, Т.А., КРОПАЧЕВ, А.П., & СОБОЛЕВ, А.Е. (1964): Стратиграфия среднего и верхнего девона хр. Сетте-Дабан.– *Советская геология*, **1984**: 56-66; Moskau.
- HAFFER, J. (1962): Zur Stratigraphie der oberen Eifel- und unteren Givet-Stufe des Ebbe-Sattels.– *Decheniana*, **155**: 111-128; Bonn.
- HALL, J. (1894): An introduction to the study of the genera of Palaeozoic Brachiopoda. Part II.– *Palaeontology*, **VIII**: XVI + 394 S.; Albany, NY.
- HALLAM, A. (1965): Environmental causes of stunting in living and fossil marine benthonic invertebrates.– *Palaeontology*, **8**: 132-155; London.
- HALLAM, A. (1967): The depth significance of shales with bituminous laminae.– *Mar. Geol.*, **5**: 481-483; Amsterdam.
- HALLAM, A. (1989): The case for sea-level change as a dominant causal factor in mass extinctions of marine invertebrates.– *Phil. Trans. R. Soc. London*, **B325**: 437-455; London.
- HAMMEN, C.S. & LUM, S.C. (1966): Fumarate reductase and succinate dehydrogenase activities in bivalve mollusks and brachiopods.– *Comp. Biochem. Physiol.*, **19**: 775-781; Oxford, ...
- HARRIS, R. S., LONGERICH, S. & ROSENBERG, S.M. (1994): Recombination in adaptive mutation.– *Science*, **264**: 258-260; Washington, D.C.
- HAUDE, R. & LANGENSTRASSEN, F. (1976): Winkelzähne von Ophiocistoiden aus Silur, Devon und Karbon.– *Lethaia*, **9**: 179-184; Oslo.
- HAUFF, B. & HAUFF, R.B. (1982): Das Holzmadenbuch (3.Aufl.).– 153 S.; Fellbach.

- HAVLÍČEK, V. (1967): Brachiopoda of the suborder Strophomenida in Czechoslovakia.– Rozprawy ustréd Ustrédni Geol., **33**: 1-235; Prag.
- HENKE, W. (1907): Zur Stratigraphie des südwestlichen Teiles der Attendorn-Alsper Doppelmulde.– Diss. Univ. Göttingen: 39 S.; Göttingen.
- HENKE, W. (1912): Exkursionsführer durch die Attendorn-Alsper Doppelmulde für die Frühjahrsversammlung des Niederrheinischen geologischen Vereins, April 1912.– Sitz.-Ber. niederrhein. geol. Ver., **1912**: 1-24; Bonn.
- HENKE, W. (1913): Über die Gliederung des Devons des östlichen Sauerlandes.– Z. dt. geol. Ges., **65** (Mb. 11): 602-606; Berlin.
- HENKE, W. (1924): Erläuterungen Blatt Endorf.– Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten, 44 S.; Berlin (Preuß. Geol. L.-Anst.).
- HENKE, W. & SCHMIDT, W.E. (1922a): Erläuterungen zu Blatt Altenhündem.– Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten, 65 S.; Berlin (Preuß. Geol. L.-Anst.).
- HENKE, W. & SCHMIDT, W.E. (1922b): Erläuterungen zu Blatt Attendorn.– Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten, 58 S.; Berlin (Preuß. Geol. L.-Anst.).
- HERING, GA. (1992): Geologische Untersuchungen östlich Brenschede (Ost-Ende des Ebbe-Antiklinoriums, TK 25 Endorf 4714, Rheinisches Schiefergebirge).– unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 180 S.; Göttingen.
- HERREID, C.F. II. (1980): Hypoxia in invertebrates.– Comp. Biochem. Physiol., **67A**: 311-320; Oxford, ...
- HLADIL, J. (1986): Trends in the development and cyclic patterns of Middle and Upper Devonian buildups.– Facies, **15**: 1-34; Erlangen.
- HLADIL, J. (1989): Function morphology of Alveolithinae and its dependence on the Kellwasser and other events (Tabulata, M. to U. Devonian, Moravia, CSSR).– Newsl. Stratigr., **21**: 25-37; Berlin, Stuttgart.
- HLADIL, J. (1993): Tabulatomorphs and stromatoporids below and above the upper boundary of the Acanthopyge Limestone (Eifelian/Givetian transitional interval, Central Bohemia).– Věstník Českého geol. ústavu, **68**: 27-42; Prag.
- HLADIL, J., ČEJCHAN, P. & BEROUŠEK, P. (1992): Rebuilding of the shallow water dwellers: *otomari*-Kačák and Kellwasser events.– Fifth Int. Conf. Global Bio-Events Göttingen, Feb. 16-19, 1992; Abstr. Vol. („Phanerozoic Global Bio-Events and Event-Stratigraphy“): 50-51; Göttingen.
- HOCHACHKA, P.W. & MUSTAFA, T. (1972): Invertebrate facultative anaerobiosis.– Science, **178**: 1056-1060; Washington, D.C.
- HOFFKNECHT, A. (1984): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen im Bereich der Lüdenscheider Mulde auf dem Gebiet der Gemeinde Lüdenscheid (GK 25 Altena 4712 und GK 25 Lüdenscheid 4711, Rechtsrheinisches Schiefergebirge).– unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 134 S.; Göttingen.
- HOLZAPFEL, E. (1895): Das Obere Mitteldevon im Rheinischen Gebirge.– Abh. Preuß. Geol. L.-Anst., **N.F. 16**: 459; Berlin.
- HORN, M., KULICK, J. & MEISCHNER, D. (1973): Erläuterungen zu Blatt Nr. 4820 Bad Wildungen.– Geol. Kt. Hessen 1:25000, 386 S.; Wiesbaden (Hess. L.-A. Bodenforsch.).
- HOUSE, M.R. (1978): Devonian ammonoids from the Appalachians and their bearing in international zonation and correlation.– Spec. Pap. Palaeont. Soc., **21**: 1-70; London.
- HOUSE, M.R. (1983): Devonian eustatic events.– Proc. Ussher Soc., **5**: 396-405; Bristol.
- HOUSE, M.R. (1985): Correlation of Mid-Palaeozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations.– Nature, **313**: 17-22; London.
- HOUSE, M.R. (1989): Ammonoid extinction events.– Phil. Trans. R. Soc. Lond. B, **325**: 307-326; London.
- IJIMA, I. (1901): Studies on Hexactinellida. Contribution I (Euplectellidae).– J. Colloid sci. Tokyo, **15**: 1-299; Tokyo.
- JABLONSKI, D. (1986): Causes and consequences of mass extinctions: a comparative approach.– In: ELLIOT, D.K. [Ed.]: Dynamics of extinction.– Wiley: 183-229; New York, NY.
- JABLONSKI, D. & LUTZ, R.A. (1983): Larval ecology of marine benthic invertebrates: paleobiological implications.– Biol. Rev., **58**: 21-89; Cambridge.
- JEFFERIES, R.P.S. & MINTON, P. (1965): The mode of life of two Jurassic species of '*Posidonia*' (Bivalvia).– Palaeontology, **8**: 156-185; London.
- JENKYN, H.C. (1980): Cretaceous anoxic events: from continents to oceans.– J. Geol. Soc., **137**: 171-188; London.
- JØRGENSEN, B.B. & REVSBAK, N.P. (1985): Diffusive boundary layers and the oxygen uptake of sediments and detritus.– Limnol. Oceanogr., **30**: 111-122; Lawrence, KN.
- JOHNSON, J.G. (1971): Lower Givetian brachiopods from Central Nevada.– J. Paleont., **45**: 301-326; Tulsa, OK.
- JOHNSON, J.G. (1974): Middle Devonian Givetian brachiopods from the *Leiorhynchus castanea* zone of Nevada.– Geol. et Palaeont., **8**: 49-96; Marburg.
- JOHNSON, J.G. (1979): Devonian brachiopod biostratigraphy.– Spec. Pap. Palaeont., **23**: 291-306; London.
- JOHNSON, J.G. & KLAPPER, G. (1990): Lower and Middle Devonian brachiopod-dominated communities of Nevada, and their position in a biofacies-province-realm model.– J. Paleont., **64**: 902-941; Tulsa, OK.
- JOHNSON, J.G., KLAPPER, G. & SANDBERG, C.A. (1985): Devonian eustatic fluctuations in eurasia.– Geol. Soc. Am. Bull., **96**: 567-587; Boulder, CO.
- JOHNSON, J.G. & MURPHY, M.A. (1984): Time-rock model for Siluro-Devonian continental shelf, western United States.– Geol. Soc. Am. Bull., **95**: 1349-1359; Boulder, CO.

- JUCKENACK, C. (1985): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen in der Lüdenschieder Mulde südöstlich von Werdohl (GK 25 Altena 4712, Rechtsrheinisches Schiefergebirge).– unveröff. Dipl.-Arb., IMGU Univ. Göttingen: 234 S.; Göttingen.
- ЮУРИНА, А.Л. (1965): Новый прапапоротник из среднего девона Казахстана.– Палеонтологический Журнал, **3**: 119-122; Moskau.
- JUX, U. (1960): Die devonischen Riffe im Rheinischen Schiefergebirge.– N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **110**: 186-258; Stuttgart.
- KAISER, K. (1993): Geologische Untersuchungen im Mitteldevon zwischen Grevenstein und Meinkenbracht (NE-Rand des Ebbe-Antiklinoriums, TK Endorf 4714, Rheinisches Schiefergebirge).– unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 94+XV S.; Göttingen.
- KAMMER, T.W., BRETT, C.E., BOARDMAN, D.R. II. & MAPES, R.H. (1986): Ecologic stability of the dysaerobic biofacies during the Late Paleozoic.– *Lethaia*, **19**: 109-121; Oslo.
- KAUFFMAN, E.G. (1978): Benthic environments and paleoecology of the Posidonieschiefer (Toarcian).– N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **157**: 18-36; Stuttgart.
- KAUFFMAN, E.G. (1981): Ecological reappraisal of the German Posidonienschiefer (Toarcian) and the stagnant basin model.– In: GRAY, J., BOUCOT, A.T. & BERRY, W.B.N. [Eds.]: *Communities of the past*.– Hutchinson Ross: 311-381; Stroudsburg.
- KEMPE, S. (1990): Alkalinity: the link between anaerobic basin and shallow water carbonates.– *Naturwiss.*, **77**: 426-427; Berlin.
- KEMPE, S. & KAZMIERCZAK, J. (1994): The role of alkalinity in the evolution of ocean chemistry, organization of living systems, and biocalcification processes.– *Bull. de l'Inst. océanograph.*, n° spéc. **13**: 1-56; Monaco
- KERR, R.A. (1995): Geoscientists contemplate a fatal belch and a living ocean.– *Science*, **270**: 1441-1442; Washington, D.C.
- KIEHL, J.T. (1994): Clouds and their effects on the climate system.– *Physics Today*, Nov. **1994**: 36-42; Woodbury, NY.
- KINZIG, A.P. & SOCOLOW, R.H. (1994): Human impacts on the nitrogen cycle.– *Physics Today*, Nov. **1994**: 24-31; Woodbury, NY.
- KITCHELL, J.A. (1990): Biological selectivity of extinction.– *Lecture Notes Earth Sci.*, **20**: 31-43; Berlin, ... (Springer Verlag).
- KLEINEBRINKER, G. (1992): Conodonten-Stratigraphie, Mikrofazies und Inkohlung im Mittel- und Oberdevon des Bergischen Landes.– *Geol. Inst. Univ. Koeln, Sonderveröffentlichungen*, **85**: 101 S.; Köln.
- KLINGEBIEL, B. (1987): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen am Nordostrand des Remscheid-Altena-Sattels (GK 25 Iserlohn 4612).– unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 116 S.; Göttingen.
- KLÖCKNER, R. (1988): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen im Mitteldevon am E-Rand des Remscheid-Altena-Sattels bei Evingsen (GK 25 Iserlohn 4612).– unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 192 S.; Göttingen.
- KOCH, W.F. II. (1981): Brachiopod community paleoecology, paleobiogeography, and depositional topography of the Devonian Onondaga limestone and correlative strata in eastern North America.– *Lethaia*, **14**: 83-103; Oslo.
- KOCH, W.F. II & BOUCOT, A.J. (1982): Temperature fluctuations in the Devonian Eastern Americas Realm.– *J. Paleont.*, **56**: 240-243; Tulsa, OK.
- KRAPP, L. (1967): Eine Neugliederung des Oberen Mitteldevons (Givet-Stufe) im zentralen Teil der Attendorn-Elsper Doppelmulde zwischen Neu-Listernohl, Bonzel und Heggen (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland).– *Münst. Forsch. Geol. Paläont.*, **2**: 137 S.; Münster/Westfalen.
- KREBS, W. (1969): Über Schwarzschiefer und bituminöse Kalke im mitteleuropäischen Variscikum.– *Erdöl und Kohle, Erdgas, Petrochem.*, **22**: 2-6, 62-67; Hamburg.
- KREBS, W. (1979): Devonian basinal facies.– *Spec. Pap. Palaeontol.*, **23**: 125-139; London.
- KRYLOVA, A.K. (1967): Stratigraphic importance of Devonian brachiopods of the Siberian platform.– *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, **14**: 531-536; Calgary, AB.
- KUANG, G., ZHAO, M. & TAO, Y. (1989): Liujing section of Guangxi. The standard Devonian section of China.– *Gungxi Inst. China, China Univ. Geosci. Press*: 154 S.; [zitiert aus WALLISER et al. 1995]
- KVENVOLDEN, K.A. (1988): Methane hydrate - A major reservoir of carbon in the shallow geosphere?– *Chem. Geol.*, **71**: 41-51; Amsterdam.
- KVENVOLDEN, K.A. (1993): Gas hydrates: Geological perspective and global change.– *Rev. Geophys.*, **31**: 173-187; Washington, D.C.
- LANGENSTRASSEN, F. (1983): Neritic sedimentation of the Lower and Middle Devonian in the Rheinische Schiefergebirge east of the river Rhine.– In: MARTIN, H. & EDER, F.W. [Eds.]: *Intracontinental fold belts*.– Springer Verlag: 43-76; Berlin, Heidelberg.
- LANGENSTRASSEN, F. & SCHÖNE, B.R. (i. Vorb.): Die Selscheid-Formation: ein Leithorizont an der Eifel/Givet-Grenze im Raum Altena-Werdohl (nordwestliches Sauerland, östliches Rheinisches Schiefergebirge).
- LANGHEINRICH, G. (1967): Die tektonische Deformation von *Schellwienella umbraculum* im Givet von Niedersalwey (Westfalen).– *Geol. Mitt.*, **7**: 159-172; Aachen.
- LASKER, H. (1976): Effects of differential preservation on the measurement of taxonomic diversity.– *Paleobiology*, **2**: 84-93; Lancaster, PA.
- LASSERRE, P. (1976): Metabolic activities of benthic microfauna and meiofauna. Recent advances and review of suitable methods of analysis.– In: MCCAIVE, I.M. [Ed.]: *The benthic boundary layer*.– Plenum Press: 95-142; New York, London.
- LEARY, P.N. & RAMPINO, M.R. (1990): A multi-causal model of mass extinctions: increase in trace metals in the oceans.– *Lecture Notes Earth Sciences*, **30**: 46-55; Berlin, ... (Springer Verlag).
- LEDERBERG, J. & LEDERBERG, E.M. (1952):– *J. Bacteriol.*, **63**: 399-406; [zitiert aus CAIRNS et al. 1988]

- LESCINSKY, H.L. (1995): The life orientation of concavo-convex brachiopods: overturning the paradigm.– *Paleobiology*, **21**: 520-551; Lancaster, PA.
- LOBOZIAK, S., STREEL, M. & WEDDIGE, K. (1990): Meiospores, the *Iemurata* and *triangularis* levels and their faunal indices near the Eifelian/Givetian boundary in the Eifel (F.R.G.).– *Annales de la Société Géologique de Belgique*, **113**: 299-313; Liege.
- LOTTMANN, J. (1984): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen in der Lüdenscheider Mulde nordöstlich von Lüdenscheid (GK 25 Altena 4712 und GK 25 Lüdenscheid 4711).– unveröff. Dipl.-Arb. IMGP Univ. Göttingen: 131 S.; Göttingen.
- LOTZE, F. (1928): Das Mitteldevon des Wennetals nordöstlich der Elspe Mulde.– *Abh. Preuß. Geol. L.-Anst.*, **104**: 104 S.; Berlin.
- LOTZE, F. (1955): Zur Stratigraphie der Unterhonseler Schichten am Nordostrande des Altenaer Sattels (Blatt Iserlohn, Sauerland).– *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1955**: 13-15; Stuttgart.
- LÜTKE, F. (1979): Biostratigraphical significance of the Devonian Dacryoconarida.– *Spec. Pap. Palaeont.*, **23**: 281-289; London.
- LÜTKE, F. (1985): Devonian tentaculites from Nevada (USA).– *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **75**: 197-226; Frankfurt a.M.
- LURIA, S.E. & DELBRÜCK, M. (1943).– *Genetics*, **28**: 491-511; ; [zitiert aus CAIRNS et al. 1988]
- LUTZ, R.A. & RHOADS, D.C. (1977): Anaerobiosis and a theory of growth line formation.– *Science*, **198**: 1222-1227; Washington, D.C.
- LUTZ, R.A. & RHOADS, D.C. (1980): Growth patterns within the molluscan shell; an overview.– In RHOADS, D.C. & LUTZ, R.A. [Eds.]: *Skeletal growth of aquatic organisms; biological records of environmental change.*– Plenum Press: 203-254; New York, London.
- MANABE, S. & STOUFFER, R.J. (1993): Century-scale effects of increased atmospheric CO₂ on the ocean-atmosphere system.– *Nature*, **364**: 215-218; London.
- MAREK, L. & YOCHELSON, E.L. (1976): Aspects of the biology of *Hyalitha* (Mollusca).– *Lethaia*, **9**: 65-82; Oslo.
- MARGALEF, D.R. (1958): Information theory in ecology.– *General Systems*, **3**: 37-41; Ann Arbor, MI.
- MARGALEF, D.R. (1968): Perspectives in ecological theory.– Univ. of Chicago Press: 111 S.; Chicago.
- MARTILL, D. (1993): Soupy substrates: A medium for the exceptional preservation of *Ichthyosaurus* of the Posidonia Shale (Lower Jurassic) of Germany.– *Kaupia. Darmstädter Beitr. z. Naturgesch.*, **2**: 77-97; Darmstadt.
- MARTILL, D. (1995): The taphonomy of vertebrates in black shales: The concept of soupy Fossil-Lagerstätten.– III EPA Workshop: *Black Shales Models*, Dotternhausen July, 6-8. 1996: 46-50; Dotternhausen.
- MAY, A. (1986): Biostratigraphische Untersuchungen im Mittel-Devon des Nordwest-Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge).– *Dortmunder Beitr. Landeskd. naturwiss. Mitt.*, **20**: 23-55; Dortmund
- MAY, A. (1993): Stratigraphie, Stromatoporen-Fauna und Palökologie von Korallenkalcken aus dem Ober-Eifelium und Unter-Givetium (Devon) des nordwestlichen Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge).– *Geol. Paläont. Westf.*, **24**: 93 S.; Münster.
- MAY, A. (1995): Relationship among sea-level fluctuation, biogeography and bioevents of the Devonian: an attempt to approach a powerful, but simple model for complex long-range control of biotic crisis.– *Geolines*, **3**: 38-49; Prag.
- MAY, A. & AVLAR, H. (1995): Evolution of Rhenish faunal communities during the Late Emsian and Early Eifelian: three reviews on sedimentation, brachiopods and bioevents.– *Geolines*, **3**: 50-52; Prag.
- MCGHEE, G.R.Jr. (1981): Evolutionary replacement of ecological equivalents in Late Devonian benthic marine communities.– *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **34**: 267-283; Amsterdam.
- MCMANARA, K.J. (1990): Heterochrony.– In: BRIGGS, D.E.G. & CROWTHER, P.R. [Eds.]: *Palaeobiology. A synthesis.*– Blackwell Sci. Publ.: 111-119; Oxford, ...
- MCRROBERTS, C.A. & STANLEY, G.D.jr. (1989): A unique bivalve-algae life assemblage from the Bear Gulch limestone (Upper Mississippian) of Central Montana.– *J. Paleont.*, **63**: 578-581; Lawrence, Kansas.
- MEISCHNER, D. (1971): Clastic sedimentation in the Variscan Geosyncline east of the river Rhine.– In: MÜLLER, G. [Ed.]: *Sedimentology of parts of Central Europe. Guidebook to excursions held during the VIII International Sedimentological Congress 1971 in Heidelberg, Germany.*– Kramer: 9-43; Frankfurt a.M.
- MENDBAYAR, B. (1976): Nekotoryye spiriferidy iz zhivetskikh otlozheniy Zappadnoy Mongolii.– In: KRAMARENKO, N.N., LUVSANDANZAN, B., VORONIN, YU I., BARSBOLD, R., ROZHDESTVENSKIY, A.K., TROFIMOV, B.A. & RESHETOV, V.YU [Eds.]: *Sovmestnaya Sovetsko-Mongol'skaya paleontologicheskaya ekspeditsiya, Trudy, Vypusk 3, Paleontologiya i biostratigrafiya Mongolii.*– Izd. Nauka.: 350-353; Moskau. [zitiert aus GeoRef Disc 2]
- MOORE, R.C. (1965): Part H Brachiopoda.– *Treatise on Invertebrate Paleont.*– *Geol. Soc. Am.*: XXXII u. H1-H927; Lawrence, KN.
- MÖRCHEN, A. (1992): Geologische Untersuchungen im Mitteldevon bei Endorf (NE-Rand des Ebbe-Antiklinoriums, TK 25 Endorf 4714, Rheinisches Schiefergebirge).– unveröff. Dipl.-Arb. IMGP Univ. Göttingen: 134 S. + XXIII S.; Göttingen.
- MORRIS, R.J. & CALVERT, S.E. (1977): Geochemical studies of organic-rich sediments from the Namibian Shelf: I. The organic fractions.– In: ANGEL, M [Ed.]: *A voyage of discovery.*– Pergamon: 647-665; Oxford.
- MÜLLER, H. (1965): Zur Stratigraphie der Eifel/Givet-Grenze im östlichen Sauerland.– *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **9**: 755-806; Krefeld.
- MÜLLER, H. (1990a): Zur Altersfrage und Faunenführung der Briloner Schiefer im nordöstlichen Sauerland (Mitteldevon, Rheinisches Schiefergebirge).– *Geol. Jb.*, **D95**: 7-42; Hannover.
- MÜLLER, H. (1990b): [Exkursionsführer: „Lok.2: Hellbecke-Tal bei Olsberg“; *Geol. L.-A. Nordrh.-Westf.*; Krefeld]

- MULLINS, H.T., THOMPSON, J.B., MCDougALL, K. & VERCOUTERE, T.L. (1985): Oxygen-minimum zone edge effects: evidence from the Central California coastal upwelling system.– *Geology*, **13**: 491-494; Boulder, CO.
- OLIVER, W.A.Jr. (1954): Stratigraphy of the Onodaga limestone (Devonian) in Central New York.– *Bull. Geol. Soc. Am.*, **65**: 621-652; New York, NY.
- OLIVER, W.A.Jr. (1976): Presidential address. Biogeography of Devonian rugose corals.– *J Paleont.*, **50**: 365-373; Tulsa, OK
- OLIVER, W.A.Jr. (1993): The Siphonophrentidae (rugose corals, Devonian) of eastern North America.– *U.S. Geol. Survey Bull.*, **2024**: B1-B32; Washington, D.C.
- OSCHMANN, W. (1988): Kimmeridge Clay sedimentation - a new cyclic model.– *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **65**: 217-251; Amsterdam.
- OSCHMANN, W. (1991): Anaerobic - poikiloaerobic - aerobic: a new facies zonation for modern and ancient neritic redox facies.– In: EINSELE, G, RICKEN, W. & SEILACHER, A. [Eds.]: *Cycles and events in stratigraphy.*– Springer Verlag: 565-571; Berlin, ...
- OSCHMANN, W. (1993): Environmental oxygen fluctuations and the adaptive response of marine benthic organisms.– *J. Geol. Soc. London*, **150**: 187-191; London.
- OSCHMANN, W. (1994): Adaptive pathways of benthic organisms in marine oxygen-controlled environments.– *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **191**: 394-444; Stuttgart.
- PAECKELMANN, W. (1934): Die Grundzüge der Tektonik des östlichen Sauerlandes. Mit Beiträgen zur Stratigraphie des Mitteldevons.– *Jb. Preuß. Geol. L.-Anst.*, **54**: 217-260; Berlin.
- PAECKELMANN, W. (1936): Erläuterungen zu Blatt Brilon.– *Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Ländern*, 67 S.; Berlin (Preuß. Geol. L.-Anst.)
- PARRISH, J.T. (1982): Upwelling and petroleum source beds, with reference to Paleozoic.– *AAPG Bull.*, **66**: 750-774; Tulsa, OK.
- PASAVA, F. & SOBOTKA, M. (1991): 3. Newsletters of the IGCP Project 254 „Metalliferous Black Shales“.– *Geol. Survey*, 1-96; Prag. [zitiert aus ZIMMERLE 1992]
- PAUL, H. (1939): Eine festgeheftete Muschel des Kulm-Meeress, *Posidonia becheri*.– *Natur & Volk*, **69**: 402-406; Frankfurt a.M.
- PETERS, LEROY R. (1983): Evolutionary trends of the Mucrospirifer.– *Transact. Wisconsin Acad. Sci., Arts and Letters*, **55**: 139-143; Madison, WI.
- PICKERILL, R.K. & BRENCHLEY, P.J. (1991): Benthic macrofossils as paleoenvironmental indicators in marine siliciclastic facies.– *Geosc. Can.*, **18**: 119-138; Toronto, ON.
- PIELOU, E.C. (1966): The measurement of diversity in different types of biological collections.– *J. Theor. Biol.*, **4**: 163-177; London.
- PIELOU, E.C. (1977): *Mathematical Ecology*. 2nd rev. ed.– J. Wiley & Sons: 385 S.; New York, ...
- PIJLS, W. (1987): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen am Nordflügel des Ebbe-Sattels (GK 25 Plettenberg 4713, Rechtsrheinisches Schiefergebirge).– unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 154 S.; Göttingen.
- PLASSMANN, B. (1990): Geologische Untersuchungen am NE-Rand des Ebbe-Sattels im Mitteldevon (GK 25 Endorf 4714).– unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 125 S.; Göttingen.
- PLESSMANN, W. (1966): Lösung, Verformung, Transport und Gefüge. (Beiträge zur Gesteinsverformung im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge).– *Z. dt. geol. Ges.*, **115**: 650-663; Hannover.
- POMEROL, C. (1984): Des „tempestites“ aux „extraterrestres“: Nature, durée, périodicité et intérêt des événement en stratigraphie.– *Bull. Soc. géol. France*, **26**: 1165-1169; Paris.
- POMPECKI, J.F. (1901): Die Juraablagerungen Regensburg und Regensburg.– *Geogn. Jh.*, **14**: 139-220; München.
- PRAUS, M. & RIEGEL, W. (1989): Evidence from phytoplankton associations for causes of black shale formation in epicontinental seas.– *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1989**: 671-682; Stuttgart.
- QUINBY-HUNT, M.S. & WILDE, P. (1995): Climate forcing by marine methane clathrates during the Lower Paleozoic?– *AGU Fall Meeting Abstr.*, **1995**: F306, O32B-14; Washington, D.C.
- RACHEBOEUF, P. (1981): Chonétacés (Brachiopodes) Siluriens et Dévoniens du Sud-Ouest de l'Europa.– *Mem. Soc. géol. mineral. Bretagne*, **27**: 294 S.; Rennes.
- RACHEBOEUF, P. & GARCIA, J.-P. (1996): Spine asymmetry in chonetoidean brachiopods: an example of reiterated heterochronies linked to intra-Devonian events.– *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **123**: 323-342;
- RACKI, G. (1988): Middle to Upper Devonian boundary beds of the Cross Mts. Central Poland: introduction to ecostratigraphy.– *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem*, **14**: 119-131; Calgary, AB.
- RACKI, G. (1993): Evolution of the bank to reef complex in the Devonian of the Holy Cross Mountains.– *Acta Palaeontologia Polonica*; **37**: 87-182; Warschau.
- RAFF, R.A. & RAFF, E.C. (1970): Respiratory mechanisms and the metazoan fossil record.– *Nature*, **228**: 1003-1005; London.
- RAISWELL, R. & BERNER, R.A. (1987): Organic carbon loss during burial and thermal maturation of normal marine shales.– *Geology*, **15**: 853-856; Boulder, CO.
- REISE, H. & AX, P. (1979): A meiofaunal 'Thiobiosis' limites to the anaerobic sulfide system of marine sand does not exist.– *Mar. Biol.*, **54**: 225-237; Berlin.
- REUTER, A. (1988): Geologische Untersuchungen im Mitteldevon südlich Iserlohn unter Berücksichtigung stratigraphischer, fazieller und tektonischer Aspekte (Nordost-Rand des Remscheid-Altena-Sattels, GK 25 Iserlohn 4612).– unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 181 S.; Göttingen.

- RHOADS, D.C. & MORSE, J.W. (1971): Evolutionary and Ecologic Significance of Oxygen-deficient Marine Basins.– *Lethaia*, **4**: 413-428; Oslo.
- RHOADS, D.C., MULSOW, S.G., GUTSCHICK, R., BALDWIN, C.T. & STOLZ, J.F. (1991): The dyaeobic zone revisited: a magnetic facies?– *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **58**: 187-199; London.
- RHOADS, D.C. & YOUNG, D.K. (1970): The Influence of Deposit-feeding Organisms on Sediment Stability and Community Trophic Structures.– *J. Mar. Res.*, **28**: 150-178; New Haven, CT.
- RICHARDS, F.A. (1965): Anoxic basins and fjords.– In: Riley, J.P. & Skirrow, G. [Eds.]: *Chemical oceanography*.– Acad. Press, London, **1**: 611-645; London.
- RICHTER, R. (1931): Tierwelt und Umwelt im Hunnrückschiefer; zur Entstehung eines schwarzen Schlammsteins.– *Senckenberg am Meer*, **51**: 299-342; Frankfurt a.M.
- RICKARD, L.V. (1964): Correlation of the Devonian rocks in New York State.– *New York State Mus. and Sci. Service Geolog. Survey Map and Chart Ser.*, **4**; New York, NY.
- RICKARD, L.V. (1986): Stop 16 -- Chery Valley.– In: OLIVER, W.A.Jr. & KLAPPER, G. [Eds.]: *Devonian biostratigraphy of New York. Part 2. Stop descriptions.* (Reprint SDS 1981).– SUNY-Binghamton Library: 55-58; Binghamton, NY.
- ROEMER, F. (1844): *Das Rheinische Uebergangsgebirge (Eine palaeontologisch-geognostische Darstellung)*.– Hahn: 96 S.; Hannover.
- ROUSHAN, F. (1986): Sedimentologische und dynamische Aspekte der Fazies und Paläogeographie im Bereich der Wiedenest-Formation (Mittel-Devon, Rheinisches Schiefergebirge).– *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **31**: 101 S.; Göttingen.
- ROWELL, A.J. & KRAUSE, F.F. (1973): Habitat diversity in the Acrotretacea (Brachiopoda, Inarticulata).– *J. Paleont.*, **47**: 791-800; Tulsa, OK.
- RUAN YI-PING & MU DAO-CHENG (1989): Devonian tentaculitoids from Guangxi.– *Mem. Nanjing Inst. Geol. Palaeont., Acad. Sin.*, **26**: 1-234; Nanjing.
- RUDWICK, M.J.S. (1965): Ecology and paleoecology.– In: MOORE, R.C. [Ed.]: *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part H—Brachiopoda 1.*– *Geol. Soc. Am.*, H199-H214; Lawrence, KN.
- RUEDEMANN, R. (1934): Paleozoic plankton of North America.– *Mem. Geol. Soc. Am.*, **2**: 1-141; Washington, D.C.
- SAGEMAN, B.B. (1989): The benthic boundary biofacies model: Hartland Shale Member, Greenhorn Formation (Cenomanian), Western Interior, North America.– *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **74**: 87-110; Amsterdam.
- SAGEMAN, B.B., WIGNALL, P.B. & KAUFFMAN, E.G. (1991): Biofacies models for oxygen-deficient facies in epicontinental seas: tool for paleoenvironmental analysis.– In: EINSELE, G, RICKEN, W. & SEILACHER, A. [Eds.]: *Cycles and events in stratigraphy*.– Springer Verlag: 542-564; Berlin, ...
- SAUERLAND, U. (1983): Dacryoconariden und Homocteniden der Givet- und Adorf-Stufe aus dem Rheinischen Schiefergebirge (Tentaculitoidea, Devon).– *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **25**: 86 S.; Göttingen.
- SAVRDA, C.E. & BOTTJER, D. (1986): Trace-fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters.– *Geology*, **14**: 3-6; Boulder, CO.
- SAVRDA, C.E. & BOTTJER, D. (1987): The exaerobic zone, a new oxygen-deficient marine biofacies.– *Nature*, **327**: 54-56; London.
- SAVRDA, C.E. & BOTTJER, D. (1991): Oxygen-related biofacies in marine strata: an overview and update.– *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **58**: 201-219; London.
- SAVRDA, C.E., BOTTJER, D.J. & GORSLINE, D.S. (1984): Development of a comprehensive oxygen-deficient marine biofacies model: evidence from Santa Monica, San Pedro, and Santa Barbara Basins, California Continental Borderland.– *AAPG Bull.*, **68**: 1179-1192; Tulsa, OK.
- SAVRDA, C.E. & BOTTJER, D. & SEILACHER, A. (1991): Redox-related benthic events.– In: EINSELE, G, RICKEN, W. & SEILACHER, A. [Eds.]: *Cycles and events in stratigraphy*.– : Springer Verlag: 524-541; Berlin, ...
- SCHÄFER, K.-D. (1986): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen am SE-Rand des Remscheid-Altana-Sattels (GK 25 Altana 4712 und GK 25 Lüdenscheid 4711).– unveröff. Dipl.-Arb. IMGP Univ. Göttingen: 135 S.; Göttingen.
- SCHINDLER, E. (1984): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen in der Lüdenscheider Mulde nördlich der Versetalsperre (GK 25 Altana 4712 und GK 25 Herscheid 4812).– unveröff. Dipl.-Arb. IMGP Univ. Göttingen: 160 S.; Göttingen.
- SCHLANGER, S.O. & JENKYN, H.C. (1976): Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences.– *Geol. en Mijnbouw*, **55**: 179-184; Amsterdam.
- SCHLEGEL, H.G. (1985): *Allgemeine Mikrobiologie. Unter Mitarbeit von K. SCHMIDT. 6. überarbeitete Aufl.*– Thieme: 571 S.; Stuttgart, New York.
- SCHMIDT, H. (1926): Schwellen- und Beckenfazies im ostrheinischen Paläozoikum.– *Z. dt. geol. Ges.*, **77**: 226-234; Hannover.
- SCHMIDT, H. (1931): Die ursprünglichen Zusammenhänge zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge.– *Die Naturwiss.*, **18**: 911-916; Berlin.
- SCHMIDT, H. (1935): Die bionomische Einteilung der fossilen Meeresböden.– *Fortschr. Geol. Paläont.*, **XII** (38): 1-154; Berlin.
- SCHMIDT, H. (1944): *Ökologie und Erdgeschichte*.– *Z. dt. Geol. Ges.*, **96**: 113-123; Berlin.
- SCHMIDT, H. (1956): Zur Rangordnung der Faziesbegriffe.– *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **49**: 333-345; Wien.
- SCHMIDT, H. (1962): Über die Faziesbereiche im Devon Deutschlands.– *Symposium Silur/Devon-Grenze, 1960*: 224-230; Stuttgart.
- SCHMIDT, H. (1964): Zur geologischen Bedeutung des marinen Sulphuretums.– *Geol. Rd.*, **54**: 632-644; Stuttgart.

- SCHMIDT, H. & TRUNCKO, L. (1965): Die Basis des Givet im Bereich der Lenneschiefer.– Fortschr. Geol. Paläont. Rheinld. u. Westf., **9**: 807-876; Krefeld.
- SCHMIDT, HERTA (1937): Zur Morphogenie der Rhynchonelliden.– Senckenbergiana, **19**: 22-60; Frankfurt a. M.
- SCHMITT, M. (1994): Die unendliche Synthese - Erweiterungen der Evolutionstheorie seit 1950.– Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Breisgau, **82/83**: 169-192; Freiburg.
- SCHÖNE, B.R. (1994): Geologisch-paläontologische Untersuchungen am NE-Rand des Ebbe-Sattels nordöstlich Faulebutter/Weuspert (GK 25 Endorf 4714, Rhein. Schiefergebirge).– unveröff. Dipl.-Arb. IMGP Univ. Göttingen: 107 S. + XXVII S.; Göttingen.
- SCHÖNE, B.R. (1996a): Allochrone Variationen bei *Nowakia* (*Nowakia*) *ex gr. otomari* BOUČEK & PRANTL 1959 (Dacryoconarida, Rheinisches Schiefergebirge).– N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1996**: 651-671; Stuttgart.
- SCHÖNE, B.R. (1996b): *Viriatellina holochlidana* n.sp. aus der Odershausen-Formation von Bad Wildungen (Dacryoconarida, Mittel-Devon, Kellerwald).– N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1996**: 161-168; Stuttgart.
- SCHÖNE, B.R. & LANGENSTRASSEN, F. (im Druck): Die Bonzeler Grenzschicht im Typusprofil bei Lennestadt (südliches Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge).– Geologica et Palaeontologica; Marburg.
- SCHÖNE, B.R. & SCHUBERT, M. (1996): Gekrümmte Dacryoconariden aus der Odershausen-Formation (Mittel-Devon; „Blauer Bruch“, Bad Wildungen, Ense).– Senckenbergiana lethaea, **76**: 121-131; Frankfurt a. M.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1986): Significant geological events in the Paleozoic record of the Southern Alps (Austrian part).– Lecture Notes Earth Sci., **8**: 163-167; Berlin, Heidelberg (Springer Verlag).
- SCHREINER, M. (1976): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen in der Ländschieder Mulde im Raum Werdohl (Mtbl. 4712 Altena SE und NE).– unveröff. Dipl.-Arb. IMGP Univ. Göttingen: 147 S.; Göttingen.
- SCHUBERT, M. (1996): Die dysaerobe Biofazies der Wissenbacher Schiefer (Rheinisches Schiefergebirge, Harz, Devon).– Göttinger Arb. Geol. Paläont., **68**: 131 S.; Göttingen.
- SCHUCHERT, C. (1910): Palaeogeography of North America.– Bull. Geol. Soc. Am., **20**: 427-606; Boulder, CO.
- SCHÜLKE, I. (1995): Evolutive Prozesse bei *Palmatolepis* in der frühen Famenne-Stufe (Conodonta, Ober-Devon).– Göttinger Arb. Geol. Paläont., **67**: 108 S.; Göttingen.
- SCHUMANN, D. (1967): Die Lebensweise von *Mucrospirifer* GRABAU, 1931 (Brachiopoda).– Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., **3**: 381-392; Amsterdam.
- SCOTSE, C.R. & MCKERROW, W.S. (1990): Revised world maps and introduction.– Geol. Soc. Mem., **12**: 1-21; London.
- SCUPIN, H. (1900): Die Spiriferen Deutschlands.– Fischer: 344 S.; Jena.
- SEILACHER, A. (1964): Biogenic sedimentary structures.– In: IMBRIE, J. & NEWELL, N.D. [Eds.]: Approaches to paleocology.– Wiley: 296-316; New York.
- SEILACHER, A. (1982): Ammonite shells as habitats in the Posidonia Shales of Holzmaden - floats or benthic islands?– N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1982**: 98-114; Stuttgart.
- SEILACHER, A. (1990): Aberrations in bivalve evolution related to photo- and chemosymbiosis.– Hist. Biol., **3**: 289-311; London.
- SEILACHER, A. (1995): Black-shale models: an observational approach.– III EPA Workshop: Black Shales Models, Dotternhausen, July, 6-8. 1995: 67-69; Dotternhausen.
- SEPKOSKI, J.J.Jr. (1974): Quantifies coefficients of association and measurement of similarity.– Math. Geol., **6**: 135-152; New York, NY.
- SHANNON, C.E. & WEAVER, W. (1949): The mathematical theory of communication.– University Illinois Press: 117 S.; Urbana, Ill.
- SHEEHAN, P.M. (1977): Ordovician and Silurian brachiopods from graptolitic shales and related deep-water argillaceous rocks.– *Lethais*, **10**: 201-203; Oslo.
- SIMMS, M.J. (1986): Contrasting lifestyles in Lower Jurassic crinoids; a comparison of benthic and pseudopelagic Isocrinida.– Palaeontology, **29**: 475-493; London.
- SIMON, W. (1953): Über die Entfaltung von Spiriferen aus der *subcuspidatus*-Gruppe (deutsches Unterdevon, besonders Oberharz).– Geol. Jb., **68**: 185-221; Hannover.
- SIMPSON, J.W. & AWAPARA, J. (1966): The pathway of glucose degradation in some vertebrates.– Comp. Biochem. Physiol., **18**: 537-548; Oxford, ...
- SNYDER, J. & BRETSKY, P.W. (1971): Life habits of diminutive bivalve molluscs in the Maquoketa Formation (Upper Ordovician).– Am. J. Sci., **271**: 227-251; New Haven, CT.
- SPRIESTERSBACH, J. (1935): Beitrag zur Kenntnis der Fauna des rheinischen Devons.– Jb. Preuß. Geol. L.-Anst., **55**: 475-525; Berlin.
- SPRIESTERSBACH, J. (1942): Lenneschiefer (Stratigraphie, Fazies, Fauna).– Abh. Reichsanst. f. Bodenforsch., **N.F. 203**: 219 S.; Berlin.
- STANLEY, S.M. (1970): Shell form and life habits of the Bivalvia.– Geol. Soc. Am. Mem., **125**: 1-296; Boulder, CO.
- STEIN, R. (1990): Organic carbon content; sedimentation rate relationships and its paleoenvironmental significance for marine sediments.– Geo-Marine Letters, **10**: 37-44; Stroudsburg, PA.
- STOKES, T.M. & AWAPARA, J. (1968): Alanine and succinate as end-products of glucose degradation in the clam, *Rangia cuneata*.– Comp. Biochem. Physiol., **25**: 883-892; Oxford, ...
- STREEL, M., HIGGS, K., LOBOZIAK, S., RIEGEL, W. & STEEMANS, P. (1987): Spore stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardenne-Rhenish regions.– Rev. Palaeobot. Palynol., **50**: 211-229; Amsterdam.

- STRUVE, W. (1956): *Spinatrypa kelusiana* n.sp., eine Zeitmarke im Rheinischen Mittel-Devon (Brachiopoda).– *Senckenbergiana lethaea*, **37**: 483-409; Frankfurt a.M.
- STRUVE, W. (1966): Einige Atrypinae aus dem Silurium und Devon. – *Senckenbergiana lethaea*, **47**: 123-163; Frankfurt a.M.
- STRUVE, W. (1981): Das untergivetische Leit-Fossil *Undispirifer givefex* (Spiriferida/Reticulariidae). – *Senckenbergiana lethaea* **61**: 437-443; Frankfurt a.M.
- STRUVE, W. (1982a): The great gap in the record of marine Middle Devonian. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **55**: 433-448; Frankfurt a.M.
- STRUVE, W. (1982b): The Eifelian within the Devonian frame, history, boundaries, definitions. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **55**: 401-432; Frankfurt a.M.
- STRUVE, W. (1982c): Schaltier-Fauna aus dem Devon des Schwarzbach-Tals bei Ratingen, Rheinland. – *Senckenbergiana lethaea*, **63**: 183-283; Frankfurt a.M.
- STRUVE, W. (1988): Stop A16: Main Weinberg quarry, Hillesheim syncline. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **102**: 128-131; Frankfurt a.M.
- STRUVE, W. (1992): Neues zur Stratigraphie und Fauna des rhenotypen Mittel-Devons. – *Senckenbergiana lethaea*, **71**: 503-624; Frankfurt a.M.
- SUN YUAN-LIN (1992): Fossil brachiopods from Eifelian-Givetian boundary bed of Liujing section, Guangxi, China. – *Acta Palaeontologia Sinica*, **31**: 708-723; Peking.
- TALENT, J.A., MAWSON, R., ANDREW, A.S., HAMILTON, P.J. & WHITFORD, D.J. (1993): Middle Devonian extinction events: faunal and isotopic data. – *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **104**: 139-159; Amsterdam.
- TASCH, P. (1953): Causes and paleoecological significance of dwarfed fossil marine invertebrates. – *J. Paleont.*, **27**: 356-444; Tulsa, OK.
- THALER, D.S. (1994): The evolution of genetic intelligence. – *Science*, **264**: 224-225; Washington, D.C.
- THAYER, C.W. (1974): Marine paleoecology in the Upper Devonian of New York. – *Lethaia*, **7**: 121-155; Oslo.
- THAYER, C.W. (1981): Ecology of living brachiopods. – *Studies in Geol.*, **5**: 110-126; Knoxville, TN.
- THIENHAUS, R. (1940): Die Faziesverhältnisse im Südwestteil der Attendorner Mulde und ihre Bedeutung für die Stratigraphie des bergisch-sauerländischen Mitteldevons. – *Abh. Reichsst. Bodenforsch.*, **N.F. 199**: 77 S.; Berlin.
- THOME, K.N. (1968): Erläuterungen zu Blatt 4615 Meschede. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:25000, 148 S.; Krefeld (Geol. L.-A. Nordrh.-Westf.).
- THOMPSON, J.B., MULLINS, H.T., NEWTON, C.R. & VERCOUTERE, T.L. (1985): Alternative biofacies model for dysaerobic communities. – *Lethaia*, **18**: 167-179; Oslo.
- THOMPSON, J.B. & NEWTON, C.R. (1987): Ecological reinterpretation of the dysaerobic *Leiorhynchus* Fauna: Upper Devonian Genesee black shale, Central New York. – *Palaios*, **2**: 274-281; Tulsa, OK.
- THORSON, G. (1966): Some factors influencing the recruitment and establishment of marine benthic communities. – *Neth. J. Sea Res.*, **3**: 241-267; Texel.
- TILLMAN, J.R. (1964): Variation in species of *Mucrospirifer* from Middle Devonian rocks of Michigan, Ontario, and Ohio. – *J. Paleont.*, **38**: 952-964; Tulsa, OK.
- TOGGWEILER, J.R. (1994): The ocean's overturning circulation. – *Physics Today*, **Nov. 1994**: 45-50; Woodbury, NY.
- TÖNEBÖHN, R. (1981): Geologische Untersuchungen im Mitteldevon der Attendorner Mulde westlich des Biggesees (GK 25 Drolshagen, 4912, NE; GK 25 Olpe, 4913, NW; GK 25 Attendron, 4813, SW). unveröff. Dipl.-Arb. IMGP Univ. Göttingen: 155 S.; Göttingen.
- TORRES, J., GLUCK, D. & CHILDRESS, J. (1977): Activity and physiological significance of the pleopods in the respiration of *Callianassa californiensis* (Dana) (Crustacea: Thalassinidae). – *Biol. Bull.*, **152**: 134-146; Lancaster, PA.
- TOURTELOT, H.A. (1979): Black shales - ist deposition and diagenesis. – *Clays and Clay Mineral.*, **27**: 313-321; Houston, TX.
- TRUYÓLS-MASSONI, M., MONTESINOS, R., GARCIA-ALCALDE, J.L. & LEYVA, F. (1990): The Kačák-*Otomari* event and its characterization in the Palentine Domain (Cantabrian zone, NW Spain). – *Lecture Notes Earth Sciences*, **30**: 133-144; Berlin, ... (Springer Verlag).
- TYSON, R.V. & PEARSON, T.H. (1991): Modern and ancient continental shelf anoxia: an overview. – *Geol. Soc. Am. Spec. Publ.*, **58**: 1-24; London.
- ULRICH, E.O. (1911): Revision of the Paleozoic system. – *Bull. Geol. Soc. Am.*, **22**: 281-680; Boulder, CO.
- VAIL, P.R., MITCHUM, J.R. & THOMPSON, S. III (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level. – *AAPG Mem.*, **26**: 83-97; Tulsa, OK.
- VALENTINE, J.W. (1968): The evolution of ecological units above the population level. – *J. Paleont.*, **42**: 253-267; Tulsa, OK.
- VANDERCAMMEN, A. (1965): Observations nouvelles sur les Gürichellinae W. Paeckelmann. – *Bull. Soc. belge de géol., de paléont. et d'hydrol., Proc. verbaux des séances*, **74**: 265-285; Brüssel.
- VAUPEL, F. (1996): Geologische Untersuchungen des Oberen Mitteldevon (Givet-Stufe) nördlich der Elspe-Mulde westlich Eslohe/Sauerland (TK 25 Endorf 4714 und TK 25 Eslohe 4715). – unveröff. Dipl.-Arb. IMGP Univ. Göttingen: 105 S.; Göttingen.

- VIETH, J. (1976): Stratigraphische, fazielle und tektonische Untersuchungen in der Lüdenschieder Mudle im Raum Werdohl (Mtbl. 4712 Altena NW und NE). – unveröff. Dipl.-Arb. IMGU Univ. Göttingen: 107 S.; Göttingen.
- VOGEL, K. (1975): Das filter-feeding-System bei Spiriferida. – *Lethaia*, **8**: 231-240; Oslo.
- VOGEL, K., XU, HAN-KUI, LANGENSTRASSEN, F. (1989): Brachiopods and their relation to facies development in the Lower and Middle Devonian of Nandan, Gungxi, South China. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **110**: 17-59; Frankfurt a. M.
- WALDSCHMIDT, E. (1885): Ueber die devonischen Schichten der Gegend von Bad Wildungen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **37**: 906-927; Berlin.
- WALLISER, O.H. (1980): International Palaeontological Association. General Assembly, Paris, 10th July, 1980. – *Lethaia*, **13**: 288; Oslo.
- WALLISER, O.H. (1981): The gosynclinal development of the Rheinische Schiefergebirge (Rhenohercynian Zone of the Variscides, Germany). – *Geol. en Mijnbouw*, **60**: 89-96; Amsterdam.
- WALLISER, O.H. (1982): Global events and evolution. First IPA research programme. – *Fossil Cnidaria*, **11**: 4-6; Brisbane.
- WALLISER, O.H. (1983): Statement of the boundaries of the Devonian system, its series and stages. – Doc. submitted to the SDS, 1 S.; Montpellier.
- WALLISER, O.H. (1984a): Global events and evolution. – Proc. of the 27th Internat. Geolog. Congress (Palaeontology), **2**: 183-192; London (VNU Science Press).
- WALLISER, O.H. (1984b): Geologic processes and global events. – *Terra cognita*, **4**: 17-20; Paris.
- WALLISER, O.H. (1985): Natural boundaries and commission boundaries in the Devonian. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **75**: 401-408; Frankfurt a. M.
- WALLISER, O.H. (1986a): Towards a more critical approach to bio-events. – *Lecture Notes Earth Sci.*, **8**: 5-16; Berlin, Heidelberg (Springer Verlag).
- WALLISER, O.H. (1986b): The IGCP project 216 „Global Biological Events in Earth History“. – *Lecture Notes Earth Sci.*, **8**: 1-4; Berlin, Heidelberg (Springer Verlag).
- WALLISER, O.H. (1988): The Ense area. Brief outlines of the geological history. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **102**: 189; Frankfurt a.M.
- WALLISER, O.H. (1990a): Globale biologische Krisen in der Erdgeschichte. – *Georgia Augusta*, **52**: 9-18; Göttingen.
- WALLISER, O.H. (1990b): How to define „Global Bio-Events“. – *Lecture Notes Earth Sci.*, **30**: 1-3; Berlin, ... (Springer Verlag).
- WALLISER, O.H. (1991a): Globale Bio-Events in der variszischen Ära: Indikatoren für geodynamische Prozesse. – *Zbl. Geol. Paläont. I*, **1991**: 1378-1384; Stuttgart.
- WALLISER, O.H. (1991b, Ed.): Morocco field meeting on the SDS. IUGS Nov. 28 - Dec. 5, 1991. Guide book – : 79 S.; Göttingen.
- WALLISER, O.H. (1991c): Section Jebel Mech Irdane (Mapsheet Erfoud, NH-30-XX-2). – In: WALLISER, O.H. [Ed.]: Morocco field meeting on the SDS. IUGS Nov. 28 - Dec. 5, 1991. Guide book. – 25-47; Göttingen.
- WALLISER, O.H. (1995a): The idea of global events. A prologue. – In: O.H. Walliser [Ed.]: Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic. – Springer Verlag: 1-5; Berlin, ...
- WALLISER, O.H. (1995b): Event Stratigraphie im Variscischen Paläozoikum. – *Nova Acta Leopoldina NF 71*, **291**: 13-21; Leipzig, Heidelberg (Johann Ambrosius Barth).
- WALLISER, O.H. (1995c): Global events in the Devonian and Carboniferous. – In: WALLISER, O.H. [Ed.] Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic. – Springer Verlag: 225-250; Berlin, ...
- WALLISER, O.H. (1995d): Patterns and causes of global events. – In: WALLISER, O.H. [Ed.]: Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic. – Springer Verlag: 7-19; Berlin, ...
- WALLISER, O.H., BULTYNCK, P., WEDDIGE, K., BECKER, R.T. & HOUSE, M.R. (1995): Definition of the Eifelian-Givetian stage boundary. – *Episodes*, **18**: 107-115; Surrey.
- WALLISER, O.H., LOTTMANN, J. & SCHINDLER, E. (1988): Global events in the Devonian of the Kellerwald and Harz mountains. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **102**: 190-193; Frankfurt a.M.
- WALLISER, O.H. & SCHÖNE, B.R. (in Vorb.): Zeitliche Äquivalente der Odershausen-Formation im rechtsrheinischen Schiefergebirge: conodontologische und lithologische Korrelation.
- WALLISER, O.H., XU HAN-KUI & YU CHANG-MIN (1989): Comparison of the Devonian of South China and Germany. A palaeontological cooperative programme between the P.R. China and the F.R. Germany. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **110**: 5-15; Frankfurt a.M.
- WALKER, K.R. & BAMBACH, R.K. (1971): The significance of fossil assemblages from fine-grained sediments: time-averaged communities. – *Abstr. Progr. Geol. Soc. Am.*, **3**: 783-784; Boulder, CO.
- WATERHOUSE, J.B. (1976): The role of fossil communities in the biostratigraphic record and in evolution. – In: GRAY, J. & BOUCOT, A.J. [Eds.]: Historical biogeography, plate tectonics, and the changing environments. – Proc. 37th ann. Biol. Colloq. Selected Pap., Oregon State Univ. Press: 249-257; Corvallis, OR.
- WALTHER, J. (1890-93): Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. – Fischer: 1055 S.; Jena.
- WANG YU, BOUCOT, A.J., RONG JIA-YU & YANG YUE-CHANG (1987): Community paleoecology as a geologic tool: the chinese Ashgillan-Eifelian (Latest Ordovician through Early Middle Devonian) as an example. – *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **211**: 1-100 S.; Boulder, CO.
- WATKINS, R. (1978): Bivalve ecology in a Silurian shelf environment. – *Lethaia*, **11**: 41-56; Oslo.

- WEDDIGE, K. (1971): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen an der Eifel/Givet-Grenze und in der Givet-Stufe auf Blatt Attendorn (nördlich des Massenkalkes).– unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Marburg: 76 S.; Marburg.
- WEDDIGE, K. (1977): Die Conodonten der Eifel-Stufe im Typusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten.– *Senckenbergiana lethaea*, **58**: 271-419; Frankfurt a. M.
- WEDDIGE, K. (1988a): Eifel conodonts.– *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **102**: 103-110; Frankfurt a.M.
- WEDDIGE, K. (1988b): Conodont distribution within the event interval.– *Cour. Forsch.-Inst.*, **102**: 132-133; Frankfurt a.M.
- WEDDIGE, K. & STRUVE, W. (1988): Towards a „natural“ Givetian boundary, voting for a conodont based boundary close to the culmination of the *otomari* event.– Doc. submitted to the SDS (ICS, IUGS): 1-12; Rennes.
- WEDDIGE, K. & WERNER, R. (1989): Die Standardisierung der Devon-Grenzen.– *Natur u. Museum*, **119**: 83-93; Frankfurt a.M.
- WEDDIGE, K. (1996, Hrsg.): Devon-Korrelationstabelle.– *Senckenbergiana lethaea*, **76**: 267-286; Frankfurt a.M.
- WELCH, D.E. (1990): Geographic variation and evolution in the shape of the Middle Devonian brachiopod *Mucrospirifer*.– *Abstr. Progr. Geol. Soc. Am.*, **22**: 304; Boulder, CO.
- WETZEL, W. (1966): Charakteristik des marinen Planktons und Pseudoplanktons der Amaltheen-Schichten Deutschlands und Lothringens.– *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **124**: 313-326; Stuttgart.
- WETZEL, W. (1991): Stratification in black shales: depositional models and timing– an overview.– In: EINSELE, G, RICKEN, W. & SEILACHER, A. [Eds.]: Cycles and events in stratigraphy.– Springer Verlag: 508-523; Berlin, ...
- WIEDMAN, L.A. (1982): Community paleoecological study of the Middle Devonian Silica equivalent of the Traverse Formation in northeastern Indiana.– *Abstr. Progr. Geol. Soc. Am.*, **14**: 292; Boulder, CO.
- WIGNALL, P.B. (1987): A biofacies analysis of the *Gastrioceras cumbriense* marine band (Namurian) of the Central Pennines.– *Proc. Yorkshire Geol. Soc.*, **46**: 111-121; Leeds.
- WIGNALL, P.B. (1990): Benthic palaeoecology of the Late Jurassic Kimmeridge Clay of England.– *Spec. Pap. Palaeont.*, **43**: 1-74; London.
- WIGNALL, P.B. (1991): Model for transgressive black shales?– *Geology*, **19**: 167-170; Boulder, CO.
- WIGNALL, P.B. (1993): Distinguishing between oxygen and substrates control in fossil benthic assemblages.– *J. Geol. Soc., London*, **150**: 193-196; London.
- WIGNALL, P.B. (1994): Black shales.– *Oxford Monogr. Geol. Geophys.*, **30**: 1-127; Oxford.
- WIGNALL, P.B. & HALLAM, A. (1991): Biofacies, stratigraphic distribution and depositional models of British onshore Jurassic black shales.– *Geol. Soc. Am. Spec. Publ.*, **58**: 291-309; London.
- WIGNALL, P.B. & MYERS, K.J. (1988): Interpreting benthic oxygen levels in mudrocks: A new approach.– *Geology*, **16**: 452-455; Boulder, CO.
- WIGNALL, P.B. & SIMMS, M.J. (1990): Pseudoplankton.– *Paleontology*, **33**: 359-378; London.
- WILDE, P. & BERRY, W.B.N. (1986): The role of oceanographic factors in the generation of global bio-events.– *Lecture Notes Earth Sci.*, **8**: 75-91; Berlin, ... (Springer Verlag).
- WILDE, P., QUINBY-HUNT, M.S. & BERRY, W.B.N. (1990): Vertical advection from oxic or anoxic water from the main pycnocline as a cause of rapid extinction or rapid radiations.– *Lecture Notes Earth Sci.*, **30**: 85-98; Berlin, ... (Springer Verlag).
- WILLIAMS, S.H. & LOCKLEY, M.G. (1983): Ordovician articular Brachiopoda from graptolitic shales at Dob's Linn, Scotland; their morphology and significance.– *J. Paleont.*, **57**: 391-400; Tulsa, OK.
- WILLIAMS, L.A. & REIMERS, C. (1983): Role of bacterial mats in oxygen-deficient marine basins and coastal upwelling regimes: preliminary report.– *Geology*, **11**: 267-269; Boulder, CO.
- WILLIAMS, S.H. & ROWELL, A.J. (1965): Evolution and phylogeny.– In: MOORE, R.C. [Ed.]: *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Part H, Brachiopoda 1.– *Geol. Soc. Am.*: H164-H199; Lawrence, KN.
- WITTEKINDT, H. (1965): Zur Conodontenchronologie des Mitteldevons.– *Fortschr. Geol. Paläont. Rheinld. u. Westf.*, **9**: 621-649; Krefeld.
- WITZKE, B.J. & HECKEL, P.H. (1988): Paleoclimatic indicators and inferred Devonian paleolatitudes of Euramerica.– In: *Devonian of the world*.– *Proc. Sec. Int. Symp. Dev. Syst.*: 49-63; Calgary.
- WÖRMANN, S. (1990): Zur Geologie des Blauen Bruches bei Bad Wildungen (Devon, Rheinisches Schiefergebirge).– unveröff. Dipl.-Arb. IMGP Univ. Göttingen: 145 S.; Göttingen.
- XIAN SI-YUAN (1980): Tentaculites.– In: XIAN SI-YUAN, WANG SHOU DE, ZHOU XI-YUN, XIONG JIAN-FEI & ZHOU TIAN-ROU [Eds.]: *Nandan typical stratigraphy and palaeontology of Devonian in South China*: 42-81; Guizhou.
- YAN SHAN (1985): Early Middle Devonian (Eifelian) brachiopods from Zhusilenghaierhan region, western Nei Monggol.– *Acta Palaeontologia Sinica*, **24**: 243-258; Peking.
- YANG SHIH-PU, P'AN KIANG & HOU HUNG-FEI (1981): The Devonian system in China.– *Geol. Mag.*, **118**: 113-138; London.
- ZIEGLER, A.M. (1965): Silurian marine communities and their environmental significance.– *Nature*, **207**: 270-272; London.
- ZIEGLER, A.M., ROBIN, L., COCKS, M. & BAMBACH, R.K. (1968): The composition and structure of Lower Silurian marine communities.– *Lethaia*, **1**: 1-27; Oslo.
- ZIEGLER, W. (1978): Erläuterungen zu Blatt 4813 Attendorn. 2. neu bearbeitete Auflage.– *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:25000, 230 S.; Krefeld (*Geol. L.-A. Nordrh.-Westf.*).

A N H A N G

Lithologie der Fundhorizonte, Communities, Lokalitäten, Diversitäts- und Verteilungsindizes sowie Conodontenergebnisse und Community-Koeffizienten

Schlüssel:

K = Kalk(stein) | Kst = Kalkstein | Ksst = Kalksandstein | Mst = Mergelstein | Sst = Sandstein | Fsst = Feinsandstein | Ust = Siltstein | Tsf = Tonschiefer | Msfr = Mergelschiefer | Usfr = Siltschiefer | TU-Sfr = Tonsilt-Schiefer | **alaunsfr-artig** = alaunschieferartig | Py = Pyrit | **py-/py=** = pyritisiert(er) | **k-** = kalkig(er) | **nk-** nicht kalkig(er) | **m-** = mergelig(er) | **sd-** = sandig(er) | **u-** = siltig(er) | **t-** = tonig(er) | 0 ... 5 = sehr wenig ... sehr viel | '-' = bis, aber dgr-s- = dunkelgrau-schwarz | Präfix 'd' = dunkel- | Präfix 'm' = mittel- | Präfix 'h' = hell- | s/s- = schwarz(er) | gr/gr- = grau(er) | bn/bn- = braun(er) | bl/bl- = blau(er) | gn/gn- = grün(er) | beigef- = beigefarben(er) | ockerf- = ockerfarben(er) | w/w- = weiß(er) | ge/ge- = gelb(er) | Suffix '=' = -lich oder -farben | v! = verwitternd

SCH[Nr.]: { [.] kg, C[Zone], [Farbe] } = interne Probennummer, Gewicht des Ausgangsmaterials, Conodonten-höflich und C.-Zone, Farbe des trockenen Schlämmerückstands nach der *Munsell Soil Colour Chart* [HUE-...]

C = Conodonten-höflich {, wobei *ensensis*-Zone = untere *ensensis*-Zone} .

^c = Conodontenfragmente

nC = keine Conodonten

Communities [in stratigraphischer Reihenfolge und nach Häufigkeit geordnet]; abkürzte Taxa: *Ambocoeliidae*, *Atrypidina*, *Bifida*, fenestellide Bryozoa, *Buchiola*, *Cephalopoda*, Crinoiden, *Devonaria*, *Douvillinae*, *Granulidictyum*/*Kerforneidictyum*, *Holynetinae*, *Leptaena*, *Mucrospirifer*/*Quiringites*?/*Adolfia*, winzige Muscheln?, *Nowakia*, Nuculide Muscheln, „*Productella*“, *Pseudocamarophoria*, *Reticulariidae*, *Rotasaccus*, *Skenidioides*, *Striatostyliolinidae*, *Styliolina*, *Tentaculitida*, *Viriatellina*, *Xystostrophia*

RDA = Röntgendiffraktometrische Analyse | IR = Infrarot-Messung

S = SHANNON-WEAVER-Diversitätsindex | P = PIELOU-Verteilungs-Zahl

Diversität und Verteilung für in Klammern stehende Gruppen: ges = gesamt | Tent = Tentaculitida | Brach = Brachiopoda | Pele = Pelecypoda | Spir = Spiriferida | Stroph = Strophomenida | Orth = Orthida | Rhynch = Rhynchonellida

Blauer Bruch (1), GK 25 Bad Wildungen 4820: 318-1- bzw. 318-4820-

"Blauer Bruch", aufgelassener Steinbruch am Fuß des Galgenbergs am Wenzigeröder Weg, nahe dem Luisenhof, 800m SE' Bahnhof Bad Wildungen/Ense; r10060, h64240 | **Communities**: *Styl-Now*, *Now-Strstyl-Styl* | -K4: Crinoiden-Echinodermen-Pack- bis Grainstone mit Schalenfragmenten, h-mgr, Pseudosparit, gut sortiert, Winnowing; | -unt.Od: s- Tsf, 'Styliolinil' und Echinodermen-Fragmente-Packstone (1cm), dann hellerer m- Tsf | -5: Crinoiden-Packstone mit Dacryoconariden, dgr-s-; SCH082: 1.2 kg, C[untere *ensensis*-Zone], 5YR 2/1; S(ges)1,48; P(ges)0,76; S(Tent)1,14; P(Tent)0,64 | -K10: gradierter Echinodermen-Packstone mit Styliolinen und Intraklasten, dgr-s- | -K11: bioturbater Bioklasten-Styliolinen-Wackestone mit Zweischaler, Cephalopoden und Ostracoden, dgr- | -F1: deutlich gradierter Bioklasten-Pack- bis Rudstone mit tabulaten Korallen, Stromatoporidaen, Schalenresten, Echinodermen, Trilobiten, dgr-s- | -F: Styliolinen-Echinodermen-Packstone, dgr-s- | -E: Styliolinen-Echinodermen-Packstone, dgr- | -Cr: gradierter Bioklasten-Packstone bis Bioklasten-Wackestone, m-dgr-; SCH069: 0.5 kg, C[obere *ensensis*-Zone], 5YR 2/1, SCH070: 0.45 kg, C[obere *ensensis*-Zone], 5YR 2/1 | -X: Echinodermen-Dacryoconariden-Wackestone mit Trilobiten; Styliolinen mit syntaxialem, neomorphen Auswuchs (Siderit), dgr-s- m-Kst und k-Tsf; SMF 68260 Senckenberg-Institut Frankfurt a.M. [leg. SCHÖNE & SCHUBERT (1996)] SCH067: 6.3 kg, C[knapp unterhalb *hemiansatus*-Zone], 5YR 2/1; S(ges)2,33; P(ges)0,67; S(Tent)2,05; P(Tent)0,68; S(Pele)1,42; P(Pele)0,88 | -D: Dacryoconariden-Wackestone, Mikrosparit, dgr-; SCH068: 1.8 kg, C[unt. *hemiansatus*-Zone], 5YR 4/1 - 5Y 4/1]

Hellbecke-Tal (2), GK 25 Brilon 4617: 318-2- bzw. 318-4617-

-I-1: Feldwegböschung im Hellbecke-Tal gegenüber Bahnlinie; r65875, h92055; sehr fossilärmer, bngr- oder olivgn-, feinschieferiger, u0-1- Tsf (ockerig v!) | -I-2: Böschung am Waldweg im Hellbecke-Tal; r65890, h92130; ss141/22; sf: steiler in die gleiche Richtung; gn=bngr- u1- Tsf und sd- Usfr, t4-, grbn- bis bn- und kieselige, py= Knöllchen (ss-parallele); **Communities**: *Psc-Atr-Muc-Gra/Ker*, S(ges)3,17; P(ges)0,92; S(Brach)2,78; P(Brach)0,91; S(Stroph)1,79; P(Stroph)0,92; S(Spir)2,33; P(Spir)0,94; P(Rhynch)0,74 | -I-3aa: S' einer Haarnadefkurve im Wald im Hellbecketal, um r66060, h92725; sd- k4-5- Tsf; SCH073: 1.6 kg, nC[Givet-Stufe], 5Y 6/1 | -I-3a: wie -I-3aa; unreine K-Linsen und sd- k4-5- Tsf; SCH072: 1.3 kg, nC[Givet-Stufe], N5 | -I-3b: wie -I-3aa; k- Tsf; SCH071: 2.5 kg, nC[Givet-Stufe], 5Y 6/1 | -I-3c: wie -I-3aa; k2-0- sd-Tsf; SCH074: 1.5 kg, nC[Givet-Stufe], 5Y 5/2]

Heggen-Schederberge (3), GK 25 Meschede 4615 und GK 25 Eversberg 4616: 318-3- bzw. 318-4615/16-

Communities: *Prod-Atr*, *Atr-Retic-Cr-Bry*, *Cr-Bry-Dev-Xyst* | -"Klär": Kläranlage unterhalb Straße Veramed-Klinik nach Heggen; r53320, h88450; ockrig v!, u- Tsf; S(ges)2,11; P(ges)0,68; S(Brach)2,12; P(Brach)0,75; S(Stroph)1,50; S(Spir)1,56; P(Spir)0,68 | -III-1: Waldweg unterhalb Straße Veramed-Klinik nach Heggen; r53435, h88490; u1- gn=beigef-, k1-, fleckiger Tsf, bn v!; S(ges)2,69; P(ges)0,97; S(Brach)2,10; S(Stroph)1,73; S(Spir)0,95 | -III-2: wie -III-1; r53480, h88475; dgr-s- Tsf, blättrig v!, u1; S(ges)1,75; P(ges)0,98; S(Brach)1,04; P(Brach)0,95; S(Spir)0,64; P(Spir)0,92 | -obh. Stbr.: oberhalb Straße und Steinbruch s.o.; r53770, h88485; 'Ockerschiefer'; reichlich *Chondrites*; S(ges)2,30; P(ges)0,96; S(Brach)1,83; P(Brach)0,94; S(Stroph)1,61; P(Stroph)1,00; S(Spir)0,67; P(Spir)0,79 | -ob. Weg: wie -obh. Stbr.; r53790, h88420; 'Ockerschiefer'; ss etwa 320/15, sf160/45; S(ges)2,28; P(ges)0,68; S(Brach)1,96; S(Stroph)0,94; S(Spir)2,32 | -III: Hof Schederberge, Böschung; r54290, h88750; gr- Tsf, ockerf v!; S(ges)2,44; P(ges)0,76; S(Brach)2,38; P(Brach)0,82; S(Stroph)1,61; P(Stroph)0,73; S(Spir)1,68; P(Spir)0,93 | -IV: 100m W' Forsthaus Schederberge, Straßenböschung; r53980, h88680; dgr- k- Tsf mit k- erhaltener Fauna; SCH118: 1.6 kg, nC[Givet-Stufe ?], 5Y 6/1]

Umgebung: -4616-VI: kleiner Aufschluß W' des östlichsten Hauses in Nierbachtal, bis 1978 = Grimlinghausen; r55570, h89410; plattiger, u- Tsf (ockrig v!), K-Knollen, 'Ockerschiefer'-Niveau; SCH066: 0.8 kg, nC[?], 10YR 5/3; S(ges)2,56; P(ges)0,87; S(Brach)1,86; S(Pel)0,69; S(Stroph)0,86; S(Spir)1,50 | -4616-VIII: NNE' Bigge; r63630, h92090; Graben mit quartären Lockermassen und Lesesteine der 'Ockerschiefer' mit Kalkknollen; SCH065: 3.2 kg, nC[?], 5Y 4/1 | -4616-IX: S' Bahndammböschung NW' Bahnhof Olsberg; r63950, h92010; SCH064: 0.65 kg, nC[Givet-Stufe ?], 5Y 4/1 | -4616-XII: NNW' Gevelinghäuser Mühle, Straßenböschung Richtung Bestwig; r59750, h90680; SCH049: 0.75 kg, nC[?], N4 | -4616-XIII: N' Felsen 'Auf dem Stein' NNE' Heringhausen; r58910, h90090; SCH046: 1.05 kg, nC[Givet-Stufe ?], 5Y 5/1]

Remblinghausen (4), GK 25 Meschede 4615: 318-4- bzw. 318-4615-

Communities: *Styl-Now* | -II-a: Böschung, 30m S' und oberhalb der ehemaligen Straße (jetzt zum Sägewerk führend) im Tal der „Kleinen Henne“, Bereich r52350, h85325 bis r52500, h85200; ss154/52; sf150/42; s- Tsf, ss-parallele Styliolinen; S(ges)0,24; P(ges)0,22; S(Tent)0,15;

P(Tent)0,22 | -II-b: 4m im stratigraphisch Liegenden von -II-a; ss-parallele Anordnung von Dacryoconariden, küstenparallel eingesteuert; S(ges)1,26; P(ges)0,91; S(Tent)1,26 | -II-4a: WM44 von Hohlweg-Beginn in NE' Richtung (Hohlweg: r52350, h85450 bis r52430, h85520); bn=Tsfr, u2-; S(ges)1,30; P(ges)0,94; S(Tent)1,30; P(Tent)0,94 | -II-15: WM15 wie -II-4a; mürber u- Tsfr, bn=; sf158/54, ss flacher; S(ges)1,16; P(ges)0,65; S(Tent)0,90

ehem. Bahnhof Bremke (5), GK 25 Eslohe 4715: 318-5- bzw. 318-4715-

N' Böschung W' des ehemaligen Bahnhofs Bremke; r44425, h80210 bis r44370, h80245; Angaben hinter BfBr geben Wegemeter gemessen von der Spurwechsellanlage an | Communities: *Nowl-Vir-Styl-Strstyl-Nuc*, *Styl-Strstyl-Now*, *Strstyl-Now-Hyolitha-Nuc*, *Nuc-Strstyl-Styl* | -BfBr112: bn-, m-, u- Tsfr und Fsst-Bänkchen; S(ges)1,87; P(ges)0,90; S(Tent)1,36; P(Tent)0,84 | -BfBr111: dgr-s- Tsfr und 'Styliolinit'; S(ges)2,00; P(ges)0,96; S(Tent)1,55; S(Brach)0,69 | -BfBr102: sd-/t- Ust und Tsfr; S(ges)0,45; P(ges)0,65 | -BfBr101: s- Tsfr und 'Styliolinit' über gr- bioturbatem Tsfr und mürbem Ust; py-Fauna tw.; S(ges)1,05; P(ges)0,45; S(Tent)0,45; P(Tent)0,33; S(Pele)1,10; P(Pele)1,00 | -BfBr100: d-, u- Tsfr | -BfBr98,5: dgr-s- Tsfr u1; S(ges)1,78; P(ges)0,62; S(Tent)1,27; S(Brach)0,67; S(Pele)0,90 | -BfBr95: dgr-s- Tsfr und olivf- bis hgr- Ust; S(ges)1,71; P(ges)0,62; S(Tent)1,34; S(Pele)1,56 | -BfBr88,5: u-/sd- Tsfr, m-dgr-, bn-fleckig; tw. Py-Erhaltung; ss153/28; S(ges)0,67; P(ges)0,21; S(Tent)0,32; P(Tent)0,13; S(Brach)1,10; P(Brach)1,00; S(Pele)1,58; P(Pele)0,88; S(Stroph)0,69; P(Stroph)1,00 | -BfBr60: s- Tsfr und hbn- sd-laminierter Usfr; ss147/30, sf146/61; S(ges)2,18; P(ges)0,88; S(Tent)1,75; S(Pele)0,95 | -BfBr57: h-mgr- feinschieferiger Tsfr und >sd- Tsfr; S(ges)0,82; P(ges)0,46; S(Tent)0,19; S(Pele)0,69 | -BfBr20: bn-, mürbe t-/sd- Usfr; S(ges)2,79; P(ges)0,95; S(Tent)1,91; P(Tent)0,87; S(Brach)0,64; P(Brach)0,92; S(Pele)1,61; P(Pele)0,90 | Es folgt eine Mulde, so daß das Profil nicht weiter verfolgbar ist; ss348/62, sf156/88 (r44435, h80160).

Menkhausen (6), GK 25 Eslohe 4715: 318-6- bzw. 318-4715-

Communities: *Nowl-Vir-Styl*, *Styl-Now*, *Now-Strstyl-Styl-Nuc*, *Nuc-Strstyl-Styl*, *Holy-Ambo-Nuc-Styl* | -VIII-1: SE' Menkhausen, Feldweggabelung; r45545, h74815; ss056/65, sf035/26; bn-, auch s- Tsfr, sd2-; S(ges)0,63; P(ges)0,91; S(Tent)0,63; P(Tent)0,92 | -VIII-2: Schurf SE'Menkhausen neben Feldweg; r45540, h74775; sd-streifiger dgr-s- Tsfr | -VII-F0: Schurf neben Feldwegeinmündung SSW' Menkhausen; r45060, h75250; feinsfr- dgr-s- Tsfr | -VII-F24: etwa 24 Wegemeter in WSW-Richtung, Schurf am Feldweg; s.o.; S(ges)0,15; P(ges)0,22; S(Tent)0,06; P(Tent)0,08 | -VII-F38: etwa 38 Wegemeter ... s.o.; S(ges)0,33; P(ges)0,47; S(Tent)0,33 | -VII-F44: etwa 44 Wegemeter ... s.o.; S(ges)1,02; P(ges)0,63; S(Tent)0,95; P(Tent)0,47 | -VII-F51: etwa 51 Wegemeter ... s.o.; S(ges)0,10; P(ges)0,14; S(Tent)0,10 | -VII-F58: etwa 58 Wegemeter ... s.o.; S(ges)0,50; P(ges)0,72; S(Tent)0,50 | -VII-B: etwa 63 Wegemeter ... s.o.; Anstehendes ohne Schurf; ss 280/25, sf 152/52; dgr-s- Tsfr, m-, feinstreifig u-; S(ges)1,19; P(ges)0,86; S(Tent)1,19 | -VII-2m: Schurf in Böschung eines Waldwegs; r45000, h75200; karbonatischer Styliolinen-Mudstone, mikrobioturbat; SCH087: etwa 2 kg nk- Ausgangsgestein, C[Basis *hemiansatus*-Zone ?], 10YR 4/2 - 2.5Y 4/2; S(ges)0,53; P(ges)0,22; S(Tent)0,18; P(Tent)0,16; P(Brach)0,97 | -VII-2h: direkt über -2m; dgr-, sd0-1 Tsfr; S(ges)1,09; P(ges)0,79; S(Tent)1,09
Waldwegböschung; r44980, h75220; Meter hinter -VII- geben Profilmeter an; ss260/20 | -VII-7.1: sd- Usfr; S(ges)1,54; P(ges)0,51; S(Tent)0,93; P(Tent)0,45; S(Brach)1,74; P(Brach)0,97; P(Stroph)1,00; P(Spir)1,00; S(Pele)0,69; P(Pele)1,00 | -VII-7.2: sd- Tsfr; S(ges)1,61; P(ges)1,00; S(Tent)1,10; S(Brach)0,69 | -VII-7.3: 'Styliolinit'; S(ges)1,56; P(ges)0,97; S(Tent)0,69; S(Brach)0,64 | -VII-9: Usfr; S(ges)1,04; P(ges)0,95; S(Tent)0,64 | -VII-9.1: gr- Tsfr | -VII-12: Sst | -VII-14: biot. sd- Tsfr; S(ges)2,03; P(ges)0,97; S(Tent)1,33; S(Brach)0,69; S(Pele)0,69 | -VII-15.1: t-/sd- Kst; ss278/31, sf etwa 129/50; SCH034: 2 kg, C[*hemiansatus*-Zone], 5Y 4/2; S(ges)0,64; P(ges)0,92
Umgebung: | -4715-VI: aufgelassener Steinbruch SE-Ortsausgang Höringhausen; r53400, h83390; nach EBERT & MÜLLER 1973 'oberer Selscheider Schiefer'; SCH033: 0.75 kg, nC[?], 5Y 6/3; S(ges)1,04; P(ges)0,39; S(Brach)2,04; P(Brach)0,93; S(Stroph)0,50; P(Stroph)0,72; S(Orth)0,64; P(Orth)1,00; S(Spir)1,55; P(Spir)0,96

Meinkenbracht (7), GK 25 Endorf 4714: 318-7- bzw. 318-4714-

Communities: *Holy-Gra/Ker-Styl*, *Styl-Holy-Psc-Rota*, *Holy-Retic-Sken*, *Holy-Prod-Atr-Retic-Muc*, *Ambo-Holy-Strstyl-Retic* | -Kupf-Sel?: Lesesteine und Klippen einige Meter südlich -Kupf-a; r36245, h82045; m-dgr- TU-Sfr, Fauna dispers im Sediment verteilt, bis 5cm mächtige FSst-Bänkchen; S(ges)1,36; P(ges)0,76; S(Tent)0,37; S(Brach)0,90; P(Brach)0,82; S(Stroph)0,64; P(Stroph)0,82 | -Kupf-44: Böschung am Fuß des Kupferbergs, Schurf; r36255, h82075; 'Styliolinit'; S(ges)0,98; P(ges)0,35; S(Tent)0,48; P(Tent)0,27; S(Brach)1,35; P(Brach)0,75; S(Stroph)0,64; S(Spir)0,69 | -II: S-Zufahrt zum Hof Schelle; r36215, h83115; m-dgr- TU-Sfr, silstreifig, Fauna dispers und lagenweise in distalen Tempestiten; S(ges)2,01; P(ges)0,62; S(Tent)0,40; P(Tent)0,29; S(Brach)1,88; P(Brach)0,79; S(Stroph)0,92; P(Stroph)0,67; S(Orth)1,15; P(Orth)0,83; S(Spir)1,04; P(Spir)0,95 | -Kupf-a: S-Hang der Kuhwiese am Fuß des Kupferbergs; r36305, h82065; 'Styliolinit'; S(ges)0,64; P(ges)0,36; S(Tent)0,36; P(Tent)0,30; S(Brach)0,69; P(Brach)1,00 | -I-102: WM102 von -I-1 aus; mürbe, sd2- Bank mit reichlich allochthoner bis parautochthoner Fauna; S(ges)2,67; P(ges)0,85; S(Tent)0,37; P(Tent)0,33; S(Stroph)2,08; P(Brach)0,87; S(Orth)0,56; S(Spir)0,33 | -Kupf-c: Klippen am Waldrandweg, N-Böschung der Kuhwiese, S-Hang des Kupferbergs; r36350, h82115; dgr- TU-Sfr; S(ges)1,77; P(ges)0,91; S(Tent)1,61; P(Tent)0,90 | -Kupf-b: ähnlich -Kupf-c; r36310, h82135; ss028/49, sf170/57; S(ges)0,80; P(ges)0,72; S(Tent)0,45; P(Tent)0,65 | -I-44: WM44 von -I-1 aus; Lithologie wie -I-1; Fauna zum Teil in Kalkerkhaltung; S(ges)2,67; P(ges)0,92; S(Tent)1,00; P(Tent)1,00; S(Brach)2,10; P(Brach)0,91; S(Pele)1,10; S(Stroph)0,85; S(Orth)0,50; S(Spir)1,33 | -I-33: WM33 von -I-1 aus; vgl. -I-44; S(ges)1,75; P(ges)0,80; S(Tent)0,80; P(Tent)0,92; S(Brach)0,79; P(Brach)0,57; S(Stroph)0,30 | -I-1: Einfahrt zum Hof Schelle; r36310, h83260; m-dgr- TU-Sfr mit U-Streifungen, Fauna dispers und nestartig angereichert, deutliche Bioturbation, oft fragmentierte Fauna in U-Streifen; ss007/034.5, sf158/57; S(ges)2,35; P(ges)0,66; S(Tent)1,71; P(Tent)0,82; S(Brach)1,55; P(Brach)0,59; S(Stroph)0,68; P(Stroph)0,38; S(Orth)1,17; P(Orth)1,00; S(Spir)0,69; P(Spir)0,64 | -Kupf-d: Böschung am Waldweg oberhalb -Kupf-b; r36350, h82140; dgr- TU-Sfr, bn-fleckig; S(ges)1,62; P(ges)0,58; S(Tent)1,17; P(Tent)0,85; S(Brach)1,40; P(Brach)0,72; S(Stroph)1,12; S(Orth)0,69 | -Iva: Schurf 19WM NW' r36300, h83350 (Einmündung eines Weges zum Haus Senkel 8) KM0,92, K24, Meinkenbracht; bn-fleckiger, mürber dgr- u- Tsfr; S(ges)2,43; P(ges)0,80; S(Tent)0,37; P(Tent)0,33; S(Brach)2,06; P(Brach)0,83; S(Stroph)1,48; S(Orth)0,35; S(Spir)0,45 | -IVc: Schurf 26WM NW' r36300, h83350 (s.o.); S(ges)1,30; P(ges)0,57; S(Brach)1,22; P(Brach)0,55; S(Stroph)0,69; S(Orth)0,41; S(Spir)0,58 | -IV-3: Waldwegeinmündung unterhalb „Im Senkel 10“; r36185, h83385; hbn- u-Msfr mit K-Knollen; Crinoiden-Wackestone mit angebohrten Crinoiden-Ossikels (, die größer als in Bonzel sind) , Trilobiten, Zweischalern, Gastropoden, Ostracoden; ss335/35, sf155/50; SCH024: 6.8 kg, ^c[ob. *ensensis*-Zone], 5Y 5/1 - 5/2, SCH023: 3.4 kg, nC[ob. *ensensis*-Zone], 5Y 4/2 - 4/3, SCH084: 5 kg, nC[ob. *ensensis*-Zone], 5Y 5/3; S(ges)3,69; P(ges)0,86; S(Tent)1,06; P(Tent)0,66; S(Brach)3,05; P(Brach)0,83; S(Pele)0,69; P(Pele)1,00; S(Stroph)1,56; P(Stroph)0,71; S(Orth)1,56; P(Orth)0,86; S(Spir)2,29; P(Spir)0,79; S(Rhynch)0,87; P(Rhynch)0,79 | -IV-8: wie -3; r36180, h83390; sehr unreine Kst-Bank bis m- Ust; Zusatz -(o) für oberen Abschnitt der Bank; unterer Abschnitt: u-bioklastischer Wackestone mit Korallenbruchstücken, wenigen Styliolinen, stark angebohrten Mikrobioklasten, starker Bioturbation; oberer Abschnitt: feinkörniger als unten und ohne Korallen; SCH083: 7 kg, C[*hemiansatus*-Zone], 5Y 4/3 | -IV-16: Störung zieht durch, oberer Abschnitt der Kalkbank IV-8; 16WM NW' IV-3; 340/35; sf170/50 | -IV-18: 18WM NW' IV-3; gr- TU-Sfr, U-Schüttungen; S(ges)0,85; P(ges)0,44; S(Tent)0,69; P(Tent)0,99; S(Brach)0,25; P(Brach)0,18; S(Stroph)0,16 | -IV-20,5: 20,5WM NW' IV-3; k-erhaltene Fauna parallel ss, Msfr; S(ges)2,39; P(ges)0,88; S(Tent)1,41; P(Tent)0,88; S(Brach)1,39; P(Brach)0,77; S(Stroph)1,10; S(Spir)0,64 | -IV-32: 32WM NW' IV-3; gr- Msfr, >sd-/u-; S(ges)2,35; P(ges)0,92; S(Tent)1,24; P(Tent)0,90; S(Brach)1,37; P(Brach)0,85; S(Stroph)0,80 | -IV-38: 38WM NW' IV-3; vgl. IV-32; S(ges)2,40; P(ges)0,89; S(Tent)1,33; P(Tent)0,96;

S(Brach)1,45; P(Brach)0,75; S(Stroph)1,10; S(Orth)0,69; S(Spir)0,35 | -IV-42,5: 42,5WM NW' IV-3; gr- m-TU-Sfr, <k-; S(ges)3,11; P(ges)0,95; S(Tent)1,10; P(Tent)1,00; S(Brach)2,55; P(Brach)0,97; S(Stroph)1,48; S(Orth)0,69; S(Spir)1,73 | -IV-50: 50WM NW' IV-3; bioturbater Ust und I-Ustr, >sd-, <k-; S(ges)3,37; P(ges)0,85; S(Tent)1,49; P(Tent)0,93; S(Brach)2,43; P(Brach)0,75; S(Stroph)2,15; P(Stroph)0,93; S(Orth)1,08; P(Orth)0,98; S(Spir)1,32; P(Spir)0,60; S(Rhynch)0,45; P(Rhynch)0,65

Umgebung: | -4616-EGL: Conodontenproben F. LANGENSTRASSENS; mehrere dgr- Kalkbänke; Erdgasleitung, S-Hang Uchtenberg E' Grevenstein, GK 25 Arnsberg 4615, r39870, h85640 [Eifel-Givet-Grenzbereich]

In der Marpe (8); GK 25 Endorf 4714: 318-8- bzw. 318-4714-

r40600, h79790; ss174/44 | -M10, M8, M2, M1: sandstreifige Kalksteine mit steigendem Sandgehalt entsprechend der aufgezählten Reihenfolge; u-/fsd- Mudstone, feingeschichtet, neomorph überprägt: Pseudosparit1059-050-10: SCH101{: 7.4 kg, ^c[hemiensatus-Zone], 10YR 4/1 | 1059-050-8: SCH102{: 3.3 kg, C[hemiensatus-Zone oder etwas jünger], 5Y 5/1 | 1059-050-2: SCH103 {: 5.05 kg, ^c[höhere hemiensatus-Zone], 5Y 4/1 | 1059-050-1: SCH104 {: 3.5 kg, C[hemiensatus-Zone oder etwas jünger], 5Y 5/1 | -M6: sd-, z. T. w- oder hbeigef- Ustr/Tsfr und 'Styliolinit'

Bonzel (9); GK 25 Lennestadt 4814: 318-9- bzw. 318-4814-

Straßenböschung entlang der B55 zwischen Bonzel und Bonzelerhammer | Communities: *Nowl Vir-Styl*, *Styl-Now*, *Now-Styl-Strstyl-Nuc*, *Buch-Cardiola-Ceph*

Beginn: 33Wegemeter S' Km 2,4; r32060, h64580 bis Feldwegeinmündung, i.e. 49Wegemeter N' Km2,4; r32050, h64665:

-III-γ4: k4-Sst; SCH105{: 5.4 kg, C[ob. *kockelianus*-Zone], 2.5Y 6/0 - N6/1}; S(ges)2,15; P(ges)0,78; S(Tent)1,69; P(Tent)0,69 | -III-γ1.2: mgr- K-Knöllchen in Fsst und Ust; SCH119{: 0.2 kg, nC[kockelianus-Zone], 2.5Y 6/2 | -III-γ1: k1-Ustr dann mgr k- Sst, laminiert und schräggeschichtet, k- Linsen, cm-große Py-Knöllchen; direkt darüber s- Tsfr; S(ges)0,20; P(ges)0,18; S(Tent)0,05 | -III-β2: s- Tsfr mit reichlich Styliolinen (Basis Bonzel-Formation); S(ges)1,34; P(ges)0,69; S(Tent)1,25; P(Tent)0,78 | -III-γ2: s- Tsfr mit reichlich Styliolinen (Basis Bonzel-Formation) 2cm mächtig, dann 3 cm mgr- m- Tsfr (Styliolinen-Wackestone mit Cone-in-Cone-Strukturen), schwach bioturbat; SCH075{: 0.4 kg, nC [Grenzbereich *kockelianus/ensensis*-Zone], 5Y 4/1}; S(ges)1,40; P(ges)0,64; S(Tent)1,25; P(Tent)0,70 | -III-γ3: dgr-s- Tsfr; S(ges)1,38; P(ges)0,66; S(Tent)1,38; P(Tent)0,66 | -III-β3: s-dgr u- Tsfr; S(ges)1,41; P(ges)0,64; S(Tent)1,41; P(Tent)0,64 | -III-β4: alaunfr-artiger s- Tsfr; S(ges)2,16; P(ges)0,90; S(Tent)2,02; P(Tent)0,92 | -III-β5: dgr-, bn= m- Tsfr | -III-β6: u-gebänderter, dgr-s- u- Tsfr und 'Styliolinit' | -III-β7: dgr-s- u- Tsfr, k0-1; S(ges)1,33; P(ges)0,68; S(Tent)1,23; P(Tent)0,69 | -III-β8: bngr-, u-, m- Tsfr; S(ges)1,94; P(ges)0,81; S(Tent)1,79; P(Tent)0,86 | -III-β10: dgr-s- u- Tsfr, k0-1; Felwegeinmündung, S' gelegene Böschung; r32050, h64665; S(ges)1,60; P(ges)0,77; S(Tent)1,40; P(Tent)0,78

N' III-β10:

-III-δ1: alaunfr-artiger s- Tsfr; S(ges)1,48; P(ges)0,64; S(Tent)1,41; P(Tent)0,64 | -III-δ2: alaunfr-artiger s- Tsfr; S(ges)1,30; P(ges)0,81; S(Tent)1,30; P(Tent)0,81 | -III-ζ3: alaunfr-artiger s- Tsfr | -III-ζ2: alaunfr-artiger s- Tsfr; S(ges)1,95; P(ges)0,81; S(Tent)1,60; P(Tent)0,89; S(Pele)0,64; P(Pele)0,92 | -III-ζ1: alaunfr-artiger s- Tsfr; Palynofazies ergebnislos; S(ges)1,64; P(ges)0,63; S(Tent)1,35; P(Tent)0,65; S(Pele)0,50; P(Pele)0,72 | -III-ε2: alaunfr-artiger s- Tsfr; S(ges)1,26; P(ges)0,91; S(Tent)1,26; P(Tent)0,91 | -III-ε1: alaunfr-artiger s- Tsfr; S(ges)1,25; P(ges)0,78; S(Tent)0,78; P(Tent)0,78 | -III-ζ0: alaunfr-artiger s- Tsfr, z.T bn- fleckig; S(ges)1,58; P(ges)0,76; S(Tent)1,48; P(Tent)0,76

jetzt Bonzeler Grenzhorizont an 2 Lokalitäten:

-III-α1: bei Km2,6 der B55; r31965, h64780; dgr-s-, bn-fleckiger Tsfr, 'Styliolinit', stark Styliolinen-haltiger Mudstone mit mikrobiell angebohrten Schalenfragmenten, Cone-in-Cone-Strukturen; SCH076{: 2.85 kg, nC[ensensis-Zone], 5Y 5/1 | -III-α2: bei Km2,6 der B55; r31965, h64780; dgr-s-, bn-fleckiger Tsfr, 'Styliolinit', k-; Styliolinen-führender Mudstone, korrodierte Bioklasten, Cone-in-Cone-Strukturen; SCH077{: 2.85 kg, nC[ensensis-Zone], 5Y 4/1 | -III-1: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; r32000, h64730 | -III-3: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; dgr-s- Mst-Ksst, stark bioturbat; SCH025{: 2.5 kg, C[ensensis-Zone], 5Y 4/1 - 4/2 | -III-3a: bei Km2,6 der B55; r31965, h64780; dgr-s-, bioturbater, unreiner Mst bis Ust; SCH029{: 0.3 kg, C[o'st ensensis-Zone, o'st Eifel-Stufe], 5Y 4/1 - 3/1 | -III-α3: bei Km2,6 der B55; r31965, h64780; homogener Mikrit, schichtparalleler Py, Auskeilen der Bank und fehlende Conodontenfauna spricht für konkretere Bildung; SCH078{: 0.55 kg, nC[ensensis-Zone], 5Y 6/2 - 2.5Y 6/2 | -III-c1: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; bngr- Tsfr; S(ges)1,42; P(ges)0,73; S(Tent)1,33; P(Tent)0,74 | -III-0b: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; bngr- Tsfr; RDA {Calcit, Quarz, Illit/Muscovit, Chlorit/Kaolinit, diverse Tonminerale}; S(ges)1,08; P(ges)0,56; S(Tent)0,96; P(Tent)0,34 | -III-c2: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; dgr Tsfr, bn- fleckig, 'Styliolinit'; SCH060{: 0.95 kg, nC[ensensis-Zone], 10YR 5/1 - 4/1}; S(ges)1,22; P(ges)0,49; S(Tent)1,16; P(Tent)0,49 | -III-0a: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; dgr Tsfr, gn= bn- fleckig, 'Styliolinit'; SCH035{: 0.8 kg, nC[ensensis-Zone], 10YR 5/1 - 4/1}; RDA + IR {Calcit, Dolomit?, Quarz, Illit/Muscovit, Chlorit/Kaolinit, div. Tonminerale, vielleicht Smektit, Montmorillonit}; S(ges)0,91; P(ges)0,36; S(Tent)0,81; P(Tent)0,60 | -III-a0: bei Km2,6 der B55; r31965, h64780; ss148/32, sf175/55; homogener Mikrit, rekrystallisierte Bioklasten; SCH039{: 3.7 kg, nC[ensensis-Zone], 5Y 5/1 - 5/2

-III-c3: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; gn=grbn Tsfr, 'Styliolinit'; S(ges)0,43; P(ges)0,24; S(Tent)0,32; P(Tent)0,30 | -III-0: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; dgr-s- Tsfr, alaunfr-artig; RDA {Quarz, Illit/Muscovit, Chlorit/Kaolinit, diverse Tonminerale, Feldspäte} | -III-a1: bei Km2,6 der B55; r31965, h64780; dgr-s-, k- Tsfr, bn- fleckig, 'Styliolinit'; S(ges)1,37; P(ges)0,49; S(Tent)1,14; P(Tent)0,49; S(Pele)1,33; P(Pele)0,96 | -III-c4: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; dgr-s- Tsfr, 'Styliolinit' = -III-a2: SCH038{: 0.2 kg, nC[ensensis-Zone], 5Y 4/1 - 3/1}, SCH061{: 1.45 kg, nC[ensensis-Zone, s.o.]; S(ges)0,62; P(ges)0,26; S(Tent)0,17; P(Tent)0,12; S(Pele)0,64; P(Pele)0,92 | -III-a5: bei Km2,6 der B55; r31965, h64780; dgr-s-, bn-fleckiger Tsfr, 'Styliolinit', k-; SCH040{: 0.25 kg, nC[ensensis-Zone], 10YR 5/1 - 4/1 | -III-α6: bei Km2,6 der B55; r31965, h64780; w= und k- erhaltene Fauna in s-dgr- Mst bis Ksst, Mikroschill, Bioturbation; S(ges)1,35; P(ges)0,65; S(Pele)1,42; P(Pele)0,88 | -III-c5: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; m-dgr-s- fossilreicher Mst bis Ksst, knollenartig, gradiert (?) Styliolinen-Wacke- bis Packstone, 25% Styliolinen, die im Sediment 'schwimmen', teilweise mikrobioturbate Entschichtung, diffuse Bioturbation, deshalb wohl auch querliegende Styliolinen; SCH062{: 0.5 kg, C[o'st ensensis-Zone], 5Y 2/1}; S(ges)1,58; P(ges)0,50; S(Tent)0,38; P(Tent)0,23; S(Pele)1,97; P(Pele)0,9 | -III-α7: bei Km2,6 der B55; r31965, h64780; Styliolinen-reicher s-dgr-Msfr bis m- Tsfr; SCH081{: 0.75 kg, C[Grenzbereich *ensensis/hemiensatus*-Zone], 5Y 5/1 | -III-a3: bei Km2,6 der B55; r31965, h64780; sehr unreiner Mst-Ksst, dgr-s-; Korallen-Floatstone mit Styliolinen und vielen Mikrobioklasten, fleckenhafte Faunenreicherung wegen Bioturbation (Styliolinen, Crinoiden-Ossikels, Korallenfragmente), korrodierte Fauna; SCH037{: 9.85 kg, C[Basis *hemiensatus*-Zone, Basis Givet-Stufe], 5Y 3/1}; RDA + IR {Calcit, Dolomit?, Quarz, Illit, Chlorit, diverse Tonminerale, vielleicht Smektit, Montmorillonit}; Palynofazies ergebnislos; S(ges)2,58; P(ges)0,79; S(Tent)0,09; P(Tent)0,63; P(Pele)0,99 | -III-c6: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; bioturbater dgr-s- Ust bis Ustr; Styliolinen-Wackestone, Schichtung durch Tonhäutchen vorgetäuscht, die bei Drucklösung des Kalks an Stellen hoher Tonanreicherung übrig blieben; SCH079{: 6.9 kg, C[hemiensatus-Zone], 5Y 4/1 - 4/2 | -III-c7u: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; dgr-s- Mst bis Msfr; Mikrobioklasten-Styliolinen-Wackestone mit einigen Crinoiden-Ossikels, fleckig und zerkleinerte Fauna wegen Bioturbation, korrodierte und intakte Bioklasten weisen auf sekundäre Umlagerung hin; SCH080{: 1.35 kg, C[höhere ? *hemiensatus*-Zone], 5Y 4/1 - 4/2 | -III-c7: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; dgr-s- Mst bis Msfr, k- erhaltene Fauna; SCH063{: 2.6 kg, C[höhere *hemiensatus*-Zone], 5Y 5/1 - 4/1}; S(ges)0,33; P(ges)0,30; S(Tent)0,10; P(Tent)0,14 | -III-7: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; dgr-s- Mst bis Msfr; geplättete Styliolinen in Styliolinen-Mikrobioklasten-Wackestone;

SCH026{; 1.9 kg, ^c[höhere *hemiansatus*-Zone], 5Y 4/1 | -III-c8: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; rostf- vl Usfr, sd-streifig (bunt: olivgn-, gn=bn); S(ges)0,15; P(ges)0,14 | -III-8: 75m NE' Feldwegeinmündung und 90m SE' Km 2,6 der B55; Ksst, m-dgr; SCH027{; 0.5 kg, nC[höhere *hemiansatus*-Zone ?], 5Y 5/1 | -III-W1: N' Schuppen gegenüber Haus mit ehemaligem Uhrmacher-Geschäft; r31900, h64900; gn=dgr t- Usfr; S(ges)1,31; P(ges)0,95

Burbecke (9a), GK 25 Lenestdt 4814: 318-9a- bzw. 318-4814-

Waldwegböschung (eine Art Hohlweg) SE' Burbecke; r38260, h68560 bis r38120, h68660 | Communities: *Styl-Now, Now-Strstyl-Styl, Styl-Strstyl-Now* | -I-n8: dgr-s- Tsfr, fu-streifig; S(ges)0,55; P(ges)0,34; S(Tent)0,55; P(Tent)0,34 | -I-i: Py-Knollen, faustgroß | -I-n7: alaunfr-artiger s-Tsfr; Dacryoconariden z. T. eingesteuert; S(ges)1,62; P(ges)0,74; S(Tent)0,25 | -I-n4: wie -I-n7; S(ges)0,25; P(ges)0,16; S(Tent)0,25 | -I-s: 20·10-15cm große dgr-s-Kalknolle in Styliolen-reichen Tsfr, Styliolen-Mikrobioklasten-Mudstone; SCH018{; 8 kg, ^c[*ensensis*-Zone], 5Y 4/1; S(ges)0,75; P(ges)0,42; S(Tent)0,35; S(Pele)0,56 | -I-n3: wie -I-n7 | -I-n2: wie -I-n1, stärker k- als -I-n7, bn=, siltige Zwischenlagen bis 5mm mächtig; S(ges)0,37; P(ges)0,23; S(Tent)0,37 | -I-n1: u0-1- Tsfr, Mikrobioturbation, bn-flechtig, Schichtung erkennbar; S(ges)1,70; P(ges)0,66; S(Tent)1,65; P(Tent)0,66 | -I-12: u- streifiger gr= gns- Tsfr
-I-Bsp: 'Styliolinit' und gn= dgr-s- Tsfr | -I-n9: wie -I-n7; S(ges)1,88; P(ges)0,69; S(Tent)1,45; P(Tent)0,66; S(Pele)1,10; P(Pele)1,00 | -II: SSE' Burbecke, im Wald, Schurf; r38160, h68600; u-/sd- Styliolen-Mudstone mit Rinnenfüllung (Crinoiden); SCH020{; 8.9 kg, C[*hemiansatus*-Zone]; einziger Conodont verlorengegangen, 5Y 5/1 - 4/2
Umgebung: | -IV: S' Burbecke im Fichtenwald auf einer Anhöhe, Waldwegböschung; r38400, h68000; nach CLAUSEN (1978) inmitten der Megger Schichten; SCH028{; 3 kg, nC[*hemiansatus*-Zone], 5Y 5/2

Hengstebecktal (9b), GK 25 Attendorf 4813: 318-9b- bzw. 318-4813-

Communities: *Holy-Prokopia?-wiMu-Styl* | -III-15: NW-Hangböschung entlang eines Wirtschaftswegs SE' und unterhalb des Gutes Hengstebeck, gegenüber Fischteichen; r29715, h63955, ss310/43; bn= oder gn=gr- u4- Tsfr, dgr- u-/sd- Tsfr | -III-α: wie oben aber kurz vor Überquerung über den Bach; r29675, h63955; mgr- und bn- u- Tsfr; S(ges)0,92; P(ges)0,42; S(Tent)0,37 | -III-γ: wie oben; mgr- u- Tsfr; S(ges)1,34; P(ges)0,75; S(Tent)0,26; S(Brach)0,85; P(Brach)0,78; S(Pele)0,24; S(Stroph)0,85; P(Stroph)0,78 | -III-20a/20: wie oben; dgr- Kalknollenlagen, Styliolen-Bioklasten-Wackestone mit Zweischalern, geringe Bioturbation, ohne Gradierung; SCH096{; 13.4 kg, ^c[*kockelianus*-Zone], 5Y 5/1; S(ges)1,31; P(ges)0,50; S(Tent)1,02; P(Tent)0,44; S(Brach)0,04; P(Brach)0,06; S(Pele)0,35; P(Pele)0,25

Hohlweg Holzweg (10), GK 25 Attendorf 4813: 318-10- bzw. 318-4813-

r23430, h69440 bis r23440, h69400 | Communities: *Rota-Dev-Bif, Para-Douv-Bif-Atr, Holy-Nuc-Styl*
-I-1: dgr- sd- Tsfr; S(ges)2,60; P(ges)0,96; S(Brach)2,02; P(Brach)0,92; S(Stroph)1,49; P(Stroph)0,93; S(Spir)1,26; P(Spir)0,91 | -I-2: dgr- sd- Tsfr; S(ges)1,73; P(ges)0,97; S(Brach)1,56; S(Stroph)0,64; S(Spir)0,69 | -3a: bioturbater, u- Mudstone, flaserige Schichtung, dgr-, bn= knolliger Ksst (15cm); SCH090{; 1.8 kg, C[*ensensis*-Zone], 5YR 4/1 - 5Y 5/1 | -3g1: bioturbater, u- Mudstone, flaserige Schichtung, dgr-, bn= knolliger Ksst (15cm); SCH090{; 1.8 kg, C[*ensensis*-Zone], 5Y 4/1 - 5YR 4/1 | es folgen: 13cm, 9cm und 6,5cm mächtige Ksst-Bänke; 0,5cm dgr Tsfr; 3cm Ksst; 0,5cm Tsfr; 5,5cm Ksst; 1cm laminierter, k- Sst | -3g4: ss146/43 und 168/35; bioturbater, siltiger Mudstone mit einigen Zweischalern, dgr- Ksst (20cm); SCH092{; 3.1 kg, C[obere *ensensis*-Zone], 10YR 5/2 - 5Y 5/1 | es folgen: Störung; 20,5cm bng- sd-Usfr; 7,5cm >k- Usfr; 19cm sd-Usfr; 6,5cm >k- Usfr; 16cm sd-ockerf- Usfr; 6,5cm >sd-, >k- Usfr; mehrere Meter >sd- k- Usfr bis Tsfr | -I-6u'st: Ksst; SCH093{; 2.3 kg, C[ob. *ensensis*-Zone], 5Y 3/1 - N3 - N4 | -Holz ζ: bioturbater, siltiger Mudstone, sd- knolliger K; SCH095{; 2 kg, C[Grenzbereich *ensensis/hemiansatus*-Zone], N4 | -6o'st (u): siltiger, mikrobioklastischer Wackestone mit Echinodermen-Mikroschill u. a.; S(ges)2,71; P(ges)0,96; S(Brach)2,35; P(Brach)0,94; S(Stroph)1,67; P(Stroph)0,93; S(Spir)1,56; P(Spir)0,97 | -6o'st: Mud- bis Wackestone mit *in-situ*-erhaltenen Brachiopoden und weiteren Schalenresten, 6o'st gesamt = 20cm Ksst; SCH094{; 3.9 kg, C[*ensensis/hemiansatus*-Grenze bis *hemiansatus*-Zone], 5Y 4/2 | -Holz α: bn=dgr-, sd2-, k2- Tsfr und Usfr; S(ges)2,34; P(ges)0,76; S(Brach)2,01; S(Stroph)1,34; S(Spir)1,40 | -Holz β: olivf-bn= dgr-, k0-1-, u0-1- Tsfr; S(ges)0,46; P(ges)0,24; S(Brach)1,36; S(Stroph)0,90; S(Tent)0,69 | -I-7.1: bng- r-, k- Tsfr; S(ges)1,03; P(ges)0,43; S(Brach)0,18; S(Stroph)0,18; S(Tent)1,06; S(Pele)0,69 | -I-7.6: bn=s- nk- Tsfr; S(ges)0,90; P(ges)0,34; S(Brach)0,90; S(Spir)0,64; S(Tent)0,18; S(Pele)0,67 | -I-7.9: bng- r-, nk- Tsfr; S(ges)1,55; P(ges)0,62; S(Brach)0,80; S(Stroph)0,80; S(Tent)1,18 | -I-7.10.5: bng- r-, nk- Tsfr | -I-7.14.3: bng- r- Tsfr; S(ges)1,18; P(ges)0,49; S(Brach)0,45; S(Stroph)0,45; S(Tent)0,71 | -Holz γ: bn- fleckiger s- Tsfr; S(ges)1,62; P(ges)0,56; S(Brach)1,28; S(Stroph)1,28; S(Tent)1,54; S(Pele)1,27 | -I-7.16: bng- r- Tsfr; S(ges)1,84; P(ges)0,63; S(Brach)0,66; P(Brach)0,47; S(Stroph)0,66; P(Stroph)0,97; S(Tent)1,09; P(Tent)0,79; S(Pele)1,73; P(Pele)0,97 | -Holz δ: bn- fleckiger s- Tsfr; S(ges)0,94; P(ges)0,48; S(Brach)0,65; S(Stroph)0,47; S(Tent)0,58 | -Holz ε: bng- r- Tsfr; S(ges)0,60; P(ges)0,29; S(Brach)0,56; S(Stroph)0,56; S(Tent)1,03 | -I-7.19: bng- r- Tsfr; S(ges)0,17; P(ges)0,24; S(Tent)0,17

Listertalsperre (11), Blatttrandgrenzen GKs 25 Olpe 4913, Attendorf 4813, Drolshagen 4912: 318-11- bzw. 318-4913-

Communities: *Cr-Bry-Sken-Prod-Douv, Styl-Ceph, Now-Strstyl-Styl-Nuc* | -I-5: am Ufer des Biggesees; r19570, h62850; gngr bn= u-Tfr; S(ges)2,69; P(ges)0,90; S(Brach)2,36; P(Brach)0,84; S(Stroph)1,77; S(Orth)0,56; S(Spir)1,04 | -I-1(SeI): NE-Seite und unterhalb der Doppelbrücke über das Listertal, am teilweise überspülten Ufersaum; r19810, h63000; Lesesteine der Oberen Waldbach-Zeit (Crinoiden-Bryozoen-Schiefer); bn=gngr-, u-/sd- Tsfr; S(ges)2,90; P(ges)0,93; S(Tent)1,04; P(Tent)0,95; S(Brach)2,57; P(Brach)0,93; S(Stroph)2,09; P(Stroph)0,95; S(Spir)1,34; P(Spir)0,83 | -I-1(OdK): wie oben; Kalknolle zwischen schwarzen Tonschiefern Mudstone mit millimeterfeinen Fsst/U-Lagen und Dacryoconariden; Styliolen-Mudstone; SCH047{; 2.2 kg, nC[unt. *ensensis*-Zone], N3 - N4; S(ges)1,57; P(ges)0,71; S(Tent)0,63; P(Tent)0,39 | -I-1(OdS): wie oben; s- Tsfr mit millimeterfeinen U-Lagen; S(ges)1,35; P(ges)0,52; S(Tent)1,11; P(Tent)0,48 | -I-n1: ENE' Km0,43 an der L512; r20080, h63370; ss322/64; Übergang Weuste-Fm. - Wiedenest-Fm.(äqu): feinschiffiger s- Tsfr, allmählich u-, dgr-, bn vl, u-/fsd-streifig und m- dann laminierter k- Sst | -I-3: am Ufer des Biggesees; r19300, h62870; gn= u-/sd- Tsfr mit lebhaften U/Sd-Bänderungen; S(ges)2,13; P(ges)0,89; S(Tent)1,75; P(Tent)0,90; S(Brach)0,69; P(Brach)1,00

Raum Selscheid (12), GK 25 Altena 4712: 318-12- bzw. 318-4712-

Communities: *Atr-Muc, Atr-Xyst-Douv, Lept-Para-Muc-Calceola-Atr, Atr-Muc* | -I-1: Straßböschung an der K8 zwischen Selscheid und Grimmighausen, N' einer Waldwegeinmündung, etwa Km3,6; r15600, h77810 bis r15610, h77850; m-dgr- u-/sd- Tsf über laminierten Fsst- und Ust-Bänken mit zwischengelagerten Usfr und Tsfr, ss353/76 (ü), sf141/45; S(ges)2,26; P(ges)0,94; S(Brach)1,61; P(Brach)0,90; S(Pele)0,69; S(Stroph)1,21 | -I-2: Bachbett unterhalb und westlich I-1; r15525, h77965; mürber k- Tsfr, ge=bn=; etwa Thienhaus (1940: 44) Fundpunkt ,100 Schritt südlich des über den Almeckbach führenden Fußwegs"; S(ges)2,73; P(ges)0,82; S(Brach)2,31; P(Brach)0,79; S(Pele)0,64; S(Stroph)1,72; P(Stroph)0,96; S(Spir)1,54; P(Spir)0,77 | -JE-Str.bö: Straßböschung (K8) W' und oberhalb Jeutmecke bei Km6,4; r17460, h77710; m-, u- m-dgr- Tsfr, Fauna in Kalkschalenerhaltung; siltiger Mud- bis Wackestone mit Bioklasten, feingschichtet, auch bioturbat; ss etwa 330/15, sf 150/68; SCH058{; 9.7 kg, C[untere *ensensis*-Zone], 5Y 5/1; S(ges)2,69; P(ges)0,83; S(Tent)0,45; P(Tent)0,65; S(Brach)1,43; P(Brach)0,54; S(Stroph)1,71; P(Stroph)0,96; S(Spir)0,97; P(Spir)0,77 | -I-3: Schurf SE' und gegenüber dem Parkplatz SW' Selscheid; r15685, 78015; gn=bng- r-

u-/sd- Tsfr; S(ges)2,14; P(ges)0,97; S(Brach)1,73; P(Brach)0,97; S(Stroph)0,64; P(Stroph)0,97; S(Spir)1,04; P(Spir)0,95 | -IV: Straßböschung an der WNW-Seite des Parkplatzes an der K8 zwischen Erkelze und Selscheid, am Hasenberg; r16660, h78155; olivf- bn=gn= u-/sd- Tsfr, k-; ss139/22, ss165/62; S(ges)2,95; P(ges)0,79; S(Tent)1,07; P(Tent)0,77; S(Brach)2,21; P(Brach)0,70; S(Pele)1,75; S(Stroph)2,16; S(Orth)0,45; S(Spir)1,83 | -IV (Kurve, Lgstr): wie oben; r16640, h78190 bis r16585, h78200; s.o.; Material LANGENSTRASSEN, S(ges)3,62; P(0,80); S(Tent)1,33; P(Tent)0,96; S(Brach)3,34; P(Brach)0,82; S(Pele)1,75; S(Stroph)2,16; S(Orth)1,69; S(Spir)2,75; S(Rhynch)0,17 | -"Eiche" (Lgstr): einzelne Eiche in Fichtenschonung N' und unterhalb -IV; r16675, h78235; ss004/24, sf178/77; s.o.; Material LANGENSTRASSEN, S(ges)3,49; P(ges)0,82; S(Tent)0,67; P(Tent)0,48; S(Brach)3,02; P(Brach)0,78; S(Pele)0,90; P(Pele)0,82; S(Stroph)2,19; P(Stroph)0,76; S(Orth)2,06; P(Orth)0,90; S(Spir)2,19; P(Spir)0,79 | -JE-KKe (= SCHREINER 1976, Fp. 10): NW' und oberhalb Jeutmecke und oberhalb der Straße im Wald, aufgelassener kleiner Kalkbruch, (Alle Pinge E' Winterhoff mit Stromatoporida, tabulaten und rugosen Korallen); r17300, h77825; m-dgr- m-Kst, u-; tabulate Korallen-Bafflestone, etwas tieferes Wasser bei Riffen von Bahnhof Linde, Bioturbation, alveolithide und plattige Tabulate, mikritische Matrix, Mikrobioklasten; SCH059{: 9.25 kg, C[hemiansatus-Zone ?], 5Y 5/2} | -IX: Lesesteine oberhalb des Almecke-Bachs, Hangböschung unterhalb des Waldwegs E' Selscheid, der nach Pungelscheid führt; r15500, h78100; Lithologie ähnlich -IV, aber >sd-; S(ges)2,08; P(ges)0,62; S(Brach)1,90; P(Brach)0,61; S(Stroph)1,36; P(Stroph)0,62; S(Orth)0,96; P(Orth)0,86; S(Spir)1,13; P(Spir)0,49 | -V: aufgelassener Steinbruch NE'Sirrin, W' und oberhalb des Solmbecke Tals; r14200, h77080; oberer Abschnitt: tabulate Korallen-Boundstone; SCH019{: 10 kg, C(s. Kap.II.2.14)[*australis-kockelianus*-Zone ?], 5Y 4/1} | -V-1: wie -V, aber unterer Abschnitt; Korallen-Stromatoporen-Floatstone der spätdiagenetisch brecciert wurde (Siderit, Pseudosparit), vollkörperlich erhaltene Atrypa mit Frills, korrodierte Bioklasten, insgesamt: Talus; SCH032{: 10.5 kg, C[*australis-kockelianus*-Zone ?], 5Y 3/1} | -II: Kalkkomplex im Naturschutzgebiet WSW' Grimminghausen; r15030, h77250; Korallen-Bryozoen-Echinodermen-Rudstone, 'Winnowing': Schlamm rausgewaschen; SCH030+SCH031{: 8.9 kg, nC[?], 10YR 5/3} | -V1: nach Verse im Ahetal; r10580, h74590; k-Fsst; SCH108{: 7.4 kg, nC[hemiansatus-Zone ?], 5Y 5/1 - 4/1} | -V2: wie -V1; r10615, h74660; kerogenhaltiger Kalk mit lagigen Alveolithiden; SCH106{: 14.75 kg, ^c[*ensensis/hemiansatus*-Zone], 7.5R 2/0} | -V3: wie -V1; r10575, h74685; unreiner Kst; SCH107{: 13.1 kg, C[*Icriodus platybluquimarginatus*][*hemiansatus*-Zone], 5Y 4/1} | -Erk.Hof: Weg E' Hof Erkelze; r17550, h78130 | SCH116{: 3 kg, C[*Icriodus amabilis*](Givet-Stufe, maximal untere *hemiansatus*-Zone vel Eifel-Stufe, *Wockeglianus*-Zone ?)] | -Mbg?: Parkplatz S' Jeutmecke, Crinoidenschuttlage in Sandsteinfolge; r17570, h77420; SCH115{: 11.8 kg, C[*Icriodus amabilis*, *Icr. struvei*, *Polygnathus linguiformis* ssp., *Ozarkodina*][Eifel-Stufe, Waldbach-Fm., „Unnenberg-Sst.“ oder Mühlenberg-Sst]}

Grüner Bach (13), GK 25 Iserlohn 4612: 318-13- bzw. 318-4612-

Communities: Holy-Ambo-Tent, *Carpinaria-Retic-Bry*, Stromatoporeiden-Korallen-Build-Ups | -D1: Waldweg oberhalb Dannenhöfer; r08410, h91200; gn=gr- sd-lu- Tsfr/Usfr und bn- Fsst-bänkchen, laminiert; S(ges)2,22; P(ges)0,93; S(Brach)1,73; S(Stroph)0,74; S(Spir)0,69 | -D2: r08790, h91110; Waldweg oberhalb Dannenhöfer; s.o. aber fossilreiche bn= Nester; S(ges)0,66; P(ges)0,37; S(Brach)0,43; P(Brach)0,89; S(Stroph)0,43; P(Stroph)0,67; S(Spir)1,00 | -D3: Böschung Grüner Bach; r08520, h91370; unterer Abschnitt des Ihmerter Kalks: bn-(Echinodermen-Wackestone, bioturbat) und bl= dgr-s- Mst/Msfr (= -Ihm4: Bioklasten Wacke- bis Packstone, bioturbat); SCH085{: 1.8 kg, nC[hemiansatus-Zone ?], 10YR 5/1}; -Ihm4: SCH117{: 4.15 kg, nC[*ensensis/hemiansatus*-Zone ?], 7.5R 2/0}; S(ges)2,62; P(ges)0,93; S(Brach)2,07; P(Brach)1,94 | -D4: s.o.; höherer Abschnitt des Ihmerter Kalks: Bioherm, h-mgr- Kst; -IhmBau: SCH110{: 15.45 kg, nC[*ensensis/hemiansatus*-Zone ?], 5Y 6/1 - 5/1}; -Ihm2: SCH109{: 7.4 kg, nC[*ensensis/hemiansatus*-Zone ?], 10YR 3/1 - 3/2}; S(ges)1,66; P(ges)0,69; S(Brach)1,10; S(Spir)1,10

Raum Pernze/Wiedenest (14); GK 25 Drolshagen 4912: 318-14- bzw. 318-4912-

Communities: Holy-Ambo-Reti, Holy-Buch-Nuc-Styl, Now-Holy-Psc-Nuc, Holy-Atr-Para-Bry, Holy-Psc | -II: E-Ortsausgang Pernze, gegenüber Wohnstudio Hornbruch; r09860, h57030; k0-1, gn= m-dgr- sd- Usfr und Tsfr, bn vl; S(ges)2,26; P(ges)0,68; S(Tent)1,21; P(Tent)0,87; S(Brach)0,85; P(Brach)0,48; S(Stroph)0,17; P(Stroph)0,25; S(Spir)0,75; P(Spir)0,54; S(Pele)0,41; P(Pele)0,59 | -Gp(u): Gartenzentrum in Wiedenest, Industriegebiet; r08500, h56000; dgr-s- k- Tsfr; S(ges)0,14; P(ges)0,08; S(Tent)0,12; P(Tent)0,11; S(Pele)0,69; P(Pele)1,00 | -GzP(o): wie -GzP (u); u2-, ockerf- Tsfr; ss155/23; S(ges)2,66; P(ges)0,80; S(Tent)1,33; P(Tent)0,64; S(Brach)1,37; P(Brach)0,85; S(Stroph)1,09; S(Pele)1,47 | -B1: ähnliche Lokalität wie -III; ss127/22; dgr-s- Tmsfr; S(ges)1,72; P(ges)0,88; S(Tent)0,50; P(Tent)0,72; S(Pele)0,91 | -B2+B3: ähnlich -III: Siderit-Knollen; S(ges)2,59; P(ges)0,90; S(Tent)1,68; P(Tent)0,86; S(Brach)1,38; P(Brach)0,77; S(Stroph)0,80; P(Stroph)0,80; S(Pele)1,04 | -III: Bahneinschnitt Rohren bei Pernze am Fuß des Frümbergs; r08765, h56540; Mudstone, Siderit-Konkretionen; SCH045+SCH043+SCH044+SCH048{: 6.8 kg, C[ob. *ensensis*-Zone?], 10YR 5/1 - 5Y 4/2}; S(ges)2,81; P(ges)0,78; S(Tent)1,25; P(Tent)1,64; S(Brach)1,77; P(Brach)0,74; S(Stroph)1,38; S(Pele)1,27 | -IV/Pernze: Böschung neben Neubau in Pernze, NW' der B55; r08640, h56650; siltiger Mikrobioklasten-Wackestone mit reichlich autochthonen Anteilen, bn vl, mgr- Mst; SCH042{: 7.85 kg, C[hemiansatus-Zone ?], 5Y 5/1 - 4/1}; S(ges)3,30; P(ges)0,79; S(Tent)1,59; P(Tent)0,89; S(Brach)2,84; P(Brach)0,75; S(Stroph)1,90; P(Stroph)0,69; S(Orth)1,41; P(Orth)0,75; S(Spir)1,76; P(Spir)0,65; S(Rhynch)1,39; P(Rhynch)0,86 | -B4: unterster isohypsenparalleler Weg W-Seite des Frümbergs; r08815, h56510; beigef- u2- k- Tsfr; S(ges)1,80; P(ges)0,65; S(Tent)0,11; S(Brach) 1,24; P(Brach)0,64; S(Stroph)0,90; P(Stroph)0,65; S(Pele)0,67; P(Pele)0,97; Überlagerung nach Aufschlußlücke: Fsst

Bredenbruch (15), GK 25 Gummersbach 4911: 318-15- bzw. 318-4911-Communities: Tent-Styl, Holy-Douv, *Sken-Prod-Muc-Retic-Atr*, Holy-Prod-Sken-Muc-Atr | -II-1: Sedimentbedeckung über Riff SW' Bredenbruch am Genkel-Arm; r04180, h58630; gn= mbn-gr- sd-lu- Tsfr mit u-/sd-Laminationen und Ust/Sst; ss140/40 | -II-2: Riff SW' Bredenbruch, s.o.; 15m mächtiges Bioherm, oben und Randbereiche mit Riff-Talus überdeckt (318-15-II-2: Echinodermen-Pack- bis Rudstone mit Korallen); SCH041{: 2.2 kg, C(s. Kap.II.2.17)[*rhenanus*-unt. *varcus*-Zone ?], 5Y 7/1 - 10YR 7/1}

Hohlweg-Profil in Bredenbruch; r04360, h58670 bis r04375, h58775

-I-n1: etwa 96,5m N' Hohlweg-Einmündung; ockerfarbener, gn=bngr- sd0-1- Tsfr-Usfr [bei Meter 107: laminiertes Fsst, olivgn- gr- und bn=, ss152/35]; S(ges)1,34; P(ges)0,75; S(Tent)0,99; P(Tent)0,71 | -I-n2: Hohlweg Bredenbruch, etwa 54m N' Hohlweg-Einmündung; beigef-gr- sd-laminiertes, u-/sd- Tsfr-Usfr mit *Zosterophyllum* sp., einer in leicht strömendem Wasser lebenden Pflanze; S(ges)1,67; P(ges)0,93; S(Brach)1,31; P(Brach)0,95; S(Stroph)1,00 | -I-n3: wie -I-n2, 49m N' Hohlweg-Einmündung; bn- und ockerf- ge=bn- u- Fsst bis einige Millimeter mächtig, plattig, dann u1- Tsfr, mürbe, milde, feinschuppig spaltend, hbn=gr-, ss158/31, sf steiler als ss; S(ges)2,14; P(ges)0,76; S(Tent)1,23; P(Tent)0,63; S(Brach)0,68; P(Brach)0,42; S(Stroph)0,53 | -I-n4: dgn= bngr- Tusfr; S(ges)2,46; P(ges)0,79; S(Tent)1,07; P(Tent)0,60; S(Brach)2,00; P(Brach)0,81; S(Stroph)1,49; S(Orth)0,45; S(Spir)1,10 | -I-n5: gn=bngr- TUUsfr und Schill-Lagen (bn); S(ges)1,70; P(ges)0,71; S(Tent)0,19; P(Tent)0,28; S(Brach)0,97; P(Brach)0,54; S(Stroph)0,62; P(Stroph)0,45 | -I-n6: gn= bngr- TUUsfr; S(ges)2,96; P(ges)0,96; S(Tent)1,24; P(Tent)0,90; S(Brach)1,96; P(Brach)0,94; S(Stroph)1,47; S(Spir)0,64 | -I-9: bn=gngr- Tsfr/Usfr; S(ges)0,49; P(ges)0,20; S(Tent)0,07; P(Tent)0,10; S(Brach)1,30; P(Brach)0,94; S(Stroph)1,30 | -I-10: ähnlich -nL52; S(ges)2,35; P(ges)0,94; S(Tent)1,55; P(Tent)0,96; S(Brach)0,56; P(Brach)0,81; S(Pele)0,64; S(Stroph)0,56 | -I-11: m- gn-dgr- Tsfr; SCH054{: 0.7 kg, nC[*ensensis*-Zone], 5Y 5/1}; S(ges)3,03; P(ges)0,87; S(Tent)0,76; P(Tent)0,55; S(Brach)2,59; P(Brach)0,87; S(Pele)1,21; S(Stroph)1,65; S(Orth)0,69; S(Spir)1,82 | -I-8: siltiger bioklastischer Wackestone mit autochthoner bis paraautochthoner Fauna bestehend aus zum Teil doppelklappigen, vollkörperlich erhaltenen Brachiopoden, Mikrobioklasten wegen deutlicher Bioturbation; m-dgr- Msfr; SCH055{: 9 kg, C[hemiansatus-Zone], 10YR 5/2 - 6/2}; S(ges)3,59;

P(ges)0,87; S(Tent)0,63; P(Tent)0,57; S(Brach)3,19; P(Brach)0,84; S(Pele)1,34; P(Pele)0,97; S(Stroph)1,84; P(Stroph)0,72; S(Orth)1,65; P(Orth)0,75; S(Spir)2,38; P(Spir)0,81
 S-Hang der L52, gegenüber Hohlweg:
 -I-11: gr- K-Knollen; SCH056{: 0,5 kg, C[hemiantsatus-Zone], 5Y 4/1}; S(ges)2,50; P(ges)0,92; S(Brach)2,20; P(Brach)0,89; S(Stroph)1,49; S(Spir)1,30 | -I-12: wie -I-11; siltiger *Wackstone*, matrixreicher als -I-8, starke Bioturbation, weiter transportierte Fauna; SCH057{: 1,3 kg, nC[hemiantsatus-Zone, 5Y 5/1 - 4/1]; S(ges)2,90; P(ges)0,86; S(Tent)0,69; S(Brach)2,67; P(Brach)0,85; S(Pele)0,69; S(Stroph)1,60; S(Orth)1,21; S(Spir)1,70 | -I-nL52: r04400, h58630; ss130/34, sf steiler in die gleiche Richtung; dgr-fleckiger, k1- gn=gr- u1- Tsfr; S(ges)2,86; P(ges)0,94; S(Tent)0,76; P(Tent)0,69; S(Brach)2,16; P(Brach)0,87; S(Stroph)1,58; P(Stroph)0,81; S(Spir)1,07; P(Spir)0,77

Bahnhof Gummersbach (16); GK 25 Gummersbach 4911: 318-16- bzw. 318-4911-

Böschung um r99530, h55130 | Communities: *Prod-Lept-Retic, Primipilaria-Xyst* | -III-1: ähnlich -BfG1; SCH050{: 1,45 kg, C[ensensis-Zone], 5Y 5/2} | -BfG4: ähnlich -BfG1; SCH089{: 1,55 kg, C[ensensis-Zone], 5Y 5/2} | -BfG3: ähnlich -BfG1 | -III-2: ähnlich BfG1; SCH052{: 1,8 kg, C[ensensis-Zone], 5Y 5/2} | -BfG1: dolivf- bn= Tsfr und Kalkknollen: siltiger Mikrobioklasten-Wackstone, stark bioturbat, viel Angebohrt; S(ges)2,58; P(ges)0,95; S(Brach)2,17; P(Brach)0,94; S(Pele)1,10; P(Pele)1,00; S(Stroph)0,26; P(Stroph)0,19; S(Spir)0,64; P(Spir)0,92; S(Rhynch)1,33; P(Rhynch)0,96 | -BfG2: wie BfG1; ss131/25; SCH088{: 2,4 kg, C[ensensis-Zone], 5Y 5/3}; S(ges)1,99; P(ges)0,91; S(Brach)1,69; P(Brach)0,87; S(Stroph)0,13; P(Stroph)0,19; S(Spir)1,22; P(Spir)0,88 | -BfG5: molivf-bn= u- Tsfr | -III-3: ähnlich -BfG5 | -III-4: siltiger Wacke-bis Packstone mit viel ästigen Bryozoen wie in Bredenbruch -I-8, stark angebohrt, starke Bioturbation, hellerer Tsfr als -BfG1; u- l- Msfr, m-dgr-; SCH053{: 2,6 kg, nC[ensensis-Zone], 5Y 5/1}; S(ges)2,27; P(ges)0,68; S(Tent)1,35; P(Tent)0,98; S(Brach)1,56; P(Brach)0,55; S(Stroph)0,54; P(Stroph)0,30; S(Spir)1,91; P(Spir)0,92 | -III-6: m- gr- K; SCH051{: 3,05 kg, C[Grenzbereich *ensensis/hemiantsatus-Zone*], 5Y 5/1 - 4/2} | -III-5 und -BfG-D: Bioklasten-Packstone mit Echinodermen, Zweischalern, Styliolinen, Korallen, Bioturbation, stark angebohrt; SCH114+SCH100{: 7,2 kg, nC[hemiantsatus-Zone ?], 10YR 2/1}

Locus typicus und Umgebung des Rospe-Members (MAY 1986); GK 25 Gummersbach 4911: 318-4912-

Communities: *Atr-Xyst* | -IV-1: locus typicus; gn=bngr- k- u4-5- Tsfr bis Usfr & Ust; Ball-and-Pillow-Strukturen; lange Crinoiden-Stiele und -Cirren, Mikroschill, Bioturbation; tw. doppelklappig und vollkörperlich erhaltene Fauna; SCH016{: 8,1 kg, ^c[kockelianus-Zone ?], 5Y 5/1}; S(ges)2,72; P(ges)0,91; S(Brach)2,01; P(Brach)0,92; S(Pele)0,69; P(Pele)0,96; S(Stroph)1,56; P(Stroph)0,91; S(Spir)0,86; P(Spir)0,95 | -IV-2: Straßenböschung Neubaugebiet; r99060, h53870 bis r99095, h53860; ss122/14; u1-Tsfr, dgr-, bn-fleckig und sd-streifiger Usfr bis Ust; Mikroschill, Bioturbation; SCH017{: 4,7 kg, nC[kockelianus-Zone ?], 5Y 5/1 - 5/2}; S(ges)3,15; P(ges)0,93; S(Brach)2,65; S(Pele)1,33; S(Stroph)1,63; S(Spir)1,85

Hohlweg SW' ehem. Bahnhof Linde (17); GK 25 Kürten 4909: 318-17- bzw. 318-4909-

Communities: *Atr-Muc-Lept, Xyst-Lept-Atr-Muc, Lept-Xyst-Cr-Bry, Stromatoporen-Korallen-Build-Ups* | -Frl: Böschung am zugewachsenen Waldweg NW' parallel zum ehemaligen Bahndamm und zur L284 verlaufend, orthogonal zu Hohlweg, etwa 64m NE' der Abzweigung von der nach Scheurenhof führenden Straße; r92610, h54045; ss333/36; fossilreiche mgr- Mst; S(ges)2,90; P(ges)2,90; P(ges)2,90; S(Tent)0,64; P(Tent)0,92; S(Brach)2,57; P(Brach)0,83; S(Pele)0,69; S(Stroph)1,50; P(Stroph)0,84; S(Orth)0,69; P(Orth)1,00; S(Spir)2,06; P(Spir)0,83
 Hohlweg-Profil: r93030, h54000 bis r93085, h54095

-I-n1: bn-gngr- sd- Usfr und Tsfr, sd-Lagen bis 7cm mächtig; S(ges)2,22; P(ges)0,96; S(Brach)1,52; P(Brach)0,95; S(Stroph)0,64 | -I-2: Echinodermen-Pack- bis Rudstone mit reichlich Bryozoen und Stromatoporen, zerbrochene Fauna, die möglicherweise am Schelfhang gelebt hat und bei einem Sturm zusammen mit dem Riffschutt abgelagert wurde; hgr- K; S(ges)2,66; P(ges)0,85; S(Brach)2,20; P(Brach)0,81; S(Stroph)1,30; P(Stroph)0,70; S(Spir)1,65; P(Spir)0,79 | -I-n2: sd- m- Usfr/Tsfr; S(ges)1,72; P(ges)0,58; S(Tent)0,08; S(Brach)1,12; P(Brach)0,48; S(Pele)1,33; S(Stroph)0,84; S(Spir)1,33 | -I-n3: knolliger, unreiner K (sd-/m-); SCH097{: 2,8 kg, nC[ensensis-Zone], 10YR 5/3}; S(ges)0,43; P(ges)0,24; S(Brach)1,10; P(Brach)1,00; S(Rhynch)0,69 | -I-6: K; SCH021{: 2 kg, C[untere Odershausen-Fm., unt. *ensensis-Zone*], 2,5Y 5/4}; S(ges)2,62; P(ges)0,84; S(Tent)0,63; P(Tent)0,92; S(Brach)1,89; P(Brach)0,74; S(Pele)0,69; P(Pele)0,98; S(Stroph)1,33; P(Stroph)0,97; S(Spir)1,46 | -I-n4: >sd- bn- v! Lagen bis Fsst; S(ges)2,74; P(ges)0,95; S(Brach)2,24; P(Brach)0,97; S(Pele)1,75; S(Stroph)2,02 | -I-n8: knollige Kalk; SCH099{: 4 kg, nC[Eifel-Stufe nahe Givet-Stufe ?], 10YR 5/3} | -I-10: Stromatoporen-Boundstone; SCH022{: 1,9 kg, C[ensensis/hemiantsatus-Zone], 10YR 4/4} | -I-n7: gn= sd- Tsfr/Usfr | -I-n5: Stromatoporen-Boundstone; und m-Ust/Fsst; S(ges)1,30; P(ges)0,81; S(Brach)1,10; P(Brach)0,68; S(Spir)1,10 | -I-n9/ -In7: sd- Usfr | -I-n6: Ksst und olivgn- Usfr/Fsst; SCH098{: 4 kg, nC[hemiantsatus-Zone ?], 10YR 5/4}

New York State, U.S.A.; Straßenaufschluß, Otsega County, Route 54, S' Einfahrt auf Route 20 (Richtung Albany)

Profilbeschreibung: 318-Union Springs NY0: schwarze Union Springs-Tonsteine mit Kalkknollen-Lage SCH113{: 1,25 kg, nC[kockelianus-Zone]} | 318-Union Springs NY1: Union Springs-Top-Bereich, schwarze Tonsteine | Basis des etwas mehr als 1,3 m mächtigen Cherry Valley-Kalksteins beginnt etwa 50cm über Kalkknollen-Lage | 318-Cherry Valley NY2: SCH112{: 0,36 kg, C[*Polygnathus linguiformis* div. ssp., *Icriodus arkonensis tiliaris*, *Icriodus* sp. aff. *Icr. struvei* vel aff. *Icr. amabilis*, *Hindeonella*, *Neoprioniodina*, *Ozarkodina*, *Plectopathodus*][*kockelianus-Zone*]} | 318-Cherry Valley NY3: Oberkante des Cherry Valley-Kalksteins; SCH111{: 0,22 kg, C[*Polygnathus linguiformis* div. ssp., *Icriodus* sp.][*kockelianus-Zone*]} | 318-Chittenango NY4: Schwarze, dünnplattige Tonsteine | 318-Chittenango NY5: 20cm über Top des Kalkkomplexes etwas festerer Tonstein mit reichlich *Dacryocanarida* indet., möglicherweise u. a. *Styliolina* sp. | 318-Chittenango NY6: etwa 1m über Top des Kalkkomplexes schwarzer, dünnplattiger Tonschiefer.

Fossiliste (ab S. 122):

Abkürzungen: gr = groß tw = teilweise py = pyritisiert k = kalkig zT = zum Teil
 v = vollständig, vollkörperlich d = doppelklappig xT = x verschiedene Taxa
 ? = unsichere Bestimmung art = artikuliert, zusammenhängend, im Originalverband
 F = Fragment S = im Schutt X, XX, XXX = vorhanden, viel, sehr viel

Blauer Bruch; 318-1- // 318-4820-

Fundhorizont	5	X
n	875+	376+
<i>Polygnathus</i> "pr." <i>hemiansatus</i> BULTYNCK 1987		X
<i>Polygnathus linguiformis</i> div. ssp.		X
<i>Polygnathus linguiformis</i> ssp. (Zwerg)	X	
<i>Polygnathus pseudofoliatus</i> WITTEKINDT 1966	XX	X
<i>Polygnathus angusticostatus</i> WITTEKINDT 1966	X	
<i>Polygnathus eifflii</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957	XX	
<i>Icriodus struvei</i> WEDDIGE 1977	X	
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. N. (N.) <i>otomari</i> BOUČEK & PRANTL 1959	23,4 %	39,64%
<i>Nowakia</i> (<i>Dmitriella</i>) ? sp.		1,06
<i>Nowakia</i> sp.	1,5	
<i>Clinotellina asymmita</i> SCHÖNE & SCHUBERT 1996		2,94
<i>Clinotellina</i> sp. A SCHÖNE & SCHUBERT 1996		0,53
n gen. A n.sp. 1 SCHÖNE & SCHUBERT 1996		0,27
<i>Viriatellina holochlidana</i> SCHÖNE 1996		5,33
<i>Viriatellina minuta</i> MU & MU 1974		1,06
<i>Viriatellina</i> sp. A (glubose TR)		1,86
<i>Viriatellina</i> sp. B (schlank)		1,06
<i>Viriatellina</i> sp. C (aff. <i>Clinotellina asymmita</i> SCHÖNE & SCHUBERT 1996)		4,79
<i>Viriatellina</i> sp. A	7,4	
<i>Costulatostyliolina deflexa</i> (BOUČEK 1964)		0,54
<i>Metastyliolina</i> sp. A	5,7	1,06
<i>Metastyliolina</i> ? sp. B		1,06
<i>Stratostyliolina striatula</i> (NOVÁK 1882)	2	2,34
<i>Styliolina fissurella</i> (HALL 1843)		0,80
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957		15,97
<i>Styliolina minuta</i> (BOUČEK 1964)		0,80
<i>Styliolina</i> aff. <i>nucleata</i> (KARPINSKIJ 1884)		0,80
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957		4,52
<i>Styliolina</i> div. sp.	60	
<i>Styliolina</i> sp.		6,65
<i>Homocentrus</i> ? sp.		(3T) 0,80
orthoconer Cephalopode indet.		1,59
<i>Orbiculoidea</i> sp.		0,80
Spiriferida indet. aff. Spinocyrtidae indet.		0,27
Douvilleinidae indet.		0,53
<i>Buchiola</i> sp.		0,27
<i>Cardiola subconcentrica</i> BEUSHAUSEN 1895		0,53
<i>Cardiola</i> ? sp.		0,27
<i>Pterochaenia hians</i> (WALDSCHMIDT 1885)		0,27
Muschel indet.		(2T) 1,33
Ostracoda indet.		0,53
Pisces indet. (Schuppen)	X	

Fundpunkt	Remblinghausen; 318-4-II- // 318-4615-II				
	a	b	c	d	e
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. N. (N.) <i>otomari</i> BOUČEK & PRANTL 1959	57	16	27	92	
<i>Viriatellina</i> sp.	2	5	5	5	
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUČEK 1964)		5	5	5	
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957		5	5	5	
<i>Styliolina</i> sp.	54	12	80		
<i>Homocentrus</i> sp.		1			
orthoconer Cephalopode indet.					
winzige py= Muscheln indet.					
<i>Triobolia</i> indet.	1				

ehem. Bahnhof Bremke; 318-5-BfBr // 318-4715-BfBr

Fundpunkt	112	111	102	101	100	98,5	95	88,5	80	57	20
n	14	21*	12*	43		139	103	710	28	25	45
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. N. (N.) <i>otomari</i> BOUČEK & PRANTL 1959				2		73	6	7			
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUČEK 1964)		4		33	X	10	55	5	2		5
<i>Costulatostyliolina deflexa</i> (BOUČEK 1964)								3			
<i>Viriatellina holochlidana</i> SCHÖNE 1996								aff(1)			(aff)1
<i>Viriatellina minuta</i> MU & MU 1974				(aff)1							
<i>Viriatellina</i> sp. A	1	(?)2				2	1	2			
<i>Viriatellina</i> sp. E						1		10	2		1
<i>Viriatellina</i> sp.	(?)5									1	(2T)2
<i>Metastyliolina</i> sp. A	2	(?)2					17	1	2		1
<i>Metastyliolina</i> ? sp. B							3		(?)2		3
<i>Stratostyliolina striatula</i> (NOVÁK 1882)								1			
<i>Styliolina</i> sp. (kir. phill. = 80.18, etc. 2&)	1	2				23	6	630	1	20	8
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957				1		4		1			
<i>Styliolina</i> aff. <i>S. philippovae</i> LJASCHENKO 1957								(aff)3			
<i>Styliolina fissurella</i> (HALL 1843)						(aff)1	(aff)1				(aff)1
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957	1					2	1	2			
<i>Styliolina nucleata</i> (KARPINSKIJ 1884)						(aff)1	(aff)3		(aff)1		3
Dacryoconarida indet.		X	X		X	2					
Orthothecida indet. (<i>classis</i> Hyolitha)	1	2			X						
Goniatit indet.					X			10			
orthoconer Cephalopode indet.				1				2	2	1	
<i>Cyrtina</i> sp.				1	X	4	1	2	9	1	1
Lissatrypidae indet.								1			
<i>Orbiculoidea</i> sp.						3					
<i>Buchiola aquarum</i> BEUSHAUSEN 1895				1		6	1	9		1	
<i>Buchiola</i> sp.				1			2				1
<i>Pterochaenia hians</i> (WALDSCHMIDT 1885)						1	(aff)1				
winzige py= Muschel indet.							2	2		1	1
<i>"Ctenodonta"</i> sp.								1			
<i>Nuculoidea</i> sp.								7	3		3
<i>"Nucula"</i> sp.								3			
nuculoide Muschel indet.	(?) 2			(?) 1		3	2		1		(4T)5
Pterineidae indet.								4	1		
<i>Gyronema</i> sp.											1
<i>Laxonema</i> sp.											2
<i>Murchisonia</i> ? sp.					1						
trochospirale Gastropoda indet.						(?) kl) 1					3
aff. <i>Holynetes</i> cf. <i>H. holynensis</i> HAVLÍČEK & RACHEBOEUF 1979			2						1		1
Chonetidina indet. (dünnchalig, klein)		2						aff(1)	1		
Schalenfragmente Chonetidina indet.	(aff)1	2									2
Reticulariidae indet. Fragment				1							
<i>Geesops</i> ? sp.										1	
Acanthodier-Reste ?						1					
Speiballen vel Koprolith						1		1	1		

Heggen-Schederberge; 318-3- // 318-4615/16-

Fundpunkt	"Klar"	VI	III-1	III-2	obh. Stbr	ob. Weg	III
n	173	44	22	7	15	90	94
? <i>Nowakia (N.)</i> sp.							
<i>Styliolina</i> sp.		3	(?)1	1			(?)1
Orthocer. Cephalopode indet.							
Tentaculitida indet.		2					1
Dagueronetes sp.	1						
<i>Devonaria minuta</i> (VON BUCH 1837)			1		1	(af)1	(af)3
<i>Devonaria minutissima</i> STRUVE 1981						4	(S)4
Chonetina indet. (Klein, dünnschalig, schwach berippt)			2			2	(S)2
Holmetinae ? indet.							
Holmetinae indet. aff. <i>Halymetes</i> sp.			2				(?)1
<i>Leptaena anagogaeformis</i> BIERNAT 1966							1
<i>Leptaena</i> sp.							
<i>Parastrophonella a. anaglypha</i> (KAYSER 1871)	3				1		
<i>Prodavakonia</i> sp.						(?)1	
<i>Xyctostrophia</i> sp.	4		1		1	1	(af)15
<i>Xyctostrophia</i> cf. <i>braeculum</i> (VON SCHLOTHEIM 1820)	9	7	1	1	1	1	1
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)		1				43	
<i>Protogarythina f. interspiralis</i> (PHILLIPS 1841)	2	3	1	1	1	1	1
Souffleuridae indet.	2						
Strophomenina indet.	1						
<i>Strophomena</i> sp.							
<i>Stemmerides</i> sp.	2					(dv)1	2
<i>Acraspinger (Acraspinger) supraspiculosus</i> ssp.							
<i>Acraspinger (Acraspinger)</i> sp.							
<i>Atrypa (Planatrypa) squamifera</i> ? ssp.	(af)2						1
<i>Atrypa (Planatrypa) colligata</i> ? STRUVE 1966	(af)3						
<i>Atrypa (Planatrypa)</i> sp.	6				2	2	
<i>Atrypa</i> sp.	1						
<i>Spinatrypa (Isospinatrypa) aff. Sp. (L.) aspera</i> ssp. ?						2	
<i>Spinatrypa (Sp.)</i> sp.		1					
<i>Spinatrypa</i> sp.	3	(?)1		2		(?)2	
<i>Atrypidina</i> indet. (ex gr. s. o.)	38	5	1	1	3	3	
<i>Bifida lepta</i> (D'ARCHIAC & DE VERNEUIL 1840)							
<i>Bifida nitida</i> (HERTA SCHMIDT 1851)	1					1	
<i>Cyrtina heteroclitia intermedia</i> OEHLERT 1886							3
<i>Cyrtina laevis</i> (KAYSER 1871)	5		3	1		2	
<i>Cyrtina</i> sp.							
<i>Merista</i> sp.						1	(?)2
<i>Quadrithyrus macrothyrsa</i> (SCHNUR 1853)			1				1
<i>Minatathyris concentrica</i> (SCHNUR 1951)						(?)1	1
Reticulariidae indet.	6	1				2	1
Ambocoeliidae indet.							
Athyridae indet.		(?)1					
<i>Devonogyra globa</i> (BRONN in SCHNUR 1853)	1			1			1
<i>Pseudoleberella</i> sp.							
Gyridulinae indet.							
Pentamerida indet.							
<i>Septalaria</i> sp.							
<i>Buchiola</i> ? sp.		1			1	1	
„Clenodonia” sp.							
nuculide Muschel indet.							
ästige Bryozoa indet.		1	1				
Fenesitellide Bryozoa indet.	6	10	2		9	9	18
<i>Cleistogona</i> sp.	1						
<i>Hadrochylum</i> sp.							
<i>Meliconaxion</i> sp.							
kl. solitary Rugose indet.							
Crinoiden-Oszikels							
<i>Ratasaccus</i> cf. <i>R. dentifer</i> HAUDE & LANGENSTRASSEN 1976	3	2	1	1	(art)2		25
Endozoa indet.							
Enizoa indet.	5						
<i>Gyromema</i> sp.							
<i>Platyceras</i> ?						(af)1	
<i>Pseudoparops</i> cf. <i>P. bramanti</i> (STEININGER 1833)							
Phacopinae indet.		1					
<i>Chonetites</i> sp.	70						
<i>Ostracoda</i> indet.							
<i>Actinostroma</i> ? sp.							

Hellbecke-Tal; 318-2- // 318-4617-

Fundpunkt	n
Holmetinae indet.	339
Arcopilinae indet.	6
<i>Parastrophonella a. anaglypha</i> (KAYSER 1871)	12
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)	3
<i>Leptaena anagogaeformis</i> BIERNAT 1966	9
<i>Xyctostrophia braeculum</i> (VON SCHLOTHEIM 1820)	12
Strophomeninae	3
<i>Atrypa (Planatrypa)</i> sp.	9
<i>Spinatrypa</i> sp.	9
<i>Atrypidina</i> indet.	21
<i>Cyrtina</i> sp.	6
<i>Reticularopsis</i> cf. <i>R. aviceps</i> (KAYSER 1871)	18
<i>Quadrithyrus</i> sp.	9
<i>Quadrithyrus</i> f. aff. <i>Qu. elegans</i> (STEININGER 1853)	16
<i>Subcupadella</i> ? sp.	6
Ambocoeliidae indet.	15
Reticulariidae indet.	6
<i>Plectospira tenuis</i> (VON BUCH 1834)	9
<i>Nucleospira lens</i> (SCHNUR 1853)	3
<i>Pseudocamarophora</i> cf. <i>P. undulataeformis</i> BIERNAT 1966	45
Rhynchonellida indet.	12
<i>Procteria (Granulidactylum) granulifera</i> (SCHLÜTER 1889)	15
<i>Kerfordendictylum kerfornei</i> (COLLIN 1912)	27
kl. solitary Rugose indet.	3
„Nuculites” sp.	3
nuculide Muschel indet.	3
<i>Conchifera</i> sp.	3
Bohrspöngien indet.	3
<i>Cladachonus</i> sp.	12
kl. Gastropoda indet.	9
Crinoiden-Oszikels	15

Locus typicus Rospe-Mb. MAY 1986
& Umgebung: 318-4911-IV-

Fundhorizont	n	1	2
<i>Polygnathus linguiformis</i> ssp.	44+	1	2
<i>Styliolina</i> sp.	X	X	
Tentaculitida indet.	7	1	1
Chonetida indet. aff. <i>Chonetes</i> (<i>Plebechonetes</i>)? sp.	3	3	
<i>Leptaena</i> sp.	1	1	
<i>Parastrophomenella a. anaglypha</i> (KAYSER 1971)	(dv)1	4	
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)		1	
<i>Xistostrophia umbraeolum</i> (VON SCHLOTHEIM 1820)		1	
Chilidopsidea indet.	2	2	
Productida indet.		3	
Strophomenida indet.	1	(?)1	
<i>Alvea</i> (<i>Planatrypa</i>) <i>colligata</i> STRUVE 1966 →		(dv)1	
<i>A. (P.) sphenoides</i> STRUVE 1966	(cf)1	2	
<i>Alvea subaculeata</i> (STRUVE 1966)		1	
<i>Alvea</i> (<i>Kyrtalrypa</i>) <i>euimbrata</i> STRUVE 1966		1	
<i>Alvea</i> (<i>Kyrtalrypa</i>) (<i>Asospinartypa</i>) <i>a. aspera</i> (VON SCHLOTHEIM 1819)		2	
<i>Spinatrypa</i> sp.	3	3	
<i>Alveolina</i> sp.	7	1	
Spinocellidae indet.		1	
Ambocoeliidae indet.	(dv)2	1	
<i>Tripliplana plimphalis</i> (VON BUCH 1834)		1	
Trispiridae indet.		(ki)2	
Gyrodulnidae indet.		(ki)3	
Pentamerida indet.	1	8	
ki. glattsch. Brachiopoda indet.	1	1	
<i>Eumorfia</i> sp.	1	1	
<i>Palaeonella</i> sp.		1	
Pectinacea indet.		2	
Pelecypoda indet.	1	2	
ki. glattsch. Pelecypoda indet.		1	
<i>Eumorphius radiatus</i> GOLDFUSS 1832		1	
Eumorphiidae indet.	1	1	
<i>Falsipollex</i> ? sp.	X	(dv)1	
Ostracoda indet.		1	
<i>Athraothis</i> sp.	X	XX	
Cinoidae-Oszkels	X	XX	
ki. solitare Rugose indet.		1*	
ex gr. <i>Karyosites</i> sp.	X		
Trilobita indet.	X	(F)1	
Athropoda indet.			
Fenestellidae Bryozoa indet.	X	3	

Menkhausen; 318-6- // 318-4715-

Fundhorizont	VIII-1	VIII-2	VII-F0	VII-F24	VII-F38	VII-F44	VII-F51	VII-F58	VII-B	VII-2m	VII-2h
n	100+	100+	100+	100+	20+	58+	200+	10+	10+	200+	10+
<i>Polygnathus</i> cf. <i>Po. pseudofolius</i> WITTEKINDT 1966										X	
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. <i>N. (N.) otomari</i> BOUČEK & PRANTL 1959	X	X		X	2	38			4	6	1
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUČEK 1964)						13	4	2		1	2
<i>Metastyliolina</i> n. sp. A						2					1
<i>Striatostyliolina striatula</i> (NOVÁK 1882)						1					
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957				(aff) 98%					1		
<i>Styliolina</i> div. sp.	XX		X		90%	5%	98%	80%	40%	90%	60%
<i>Homocetus</i> sp.									1		
orthoconer Cephalopode indet.										3	
aff. <i>Holynetes</i> sp.										1	
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)										1	
<i>Bifida nitida</i> (HERTA SCHMIDT 1951)										2	
Ambocoeliidae indet.										2	
Reticulariidae indet.										2	
Muschel indet.										(?)1	
Schalenreste indet.				2							
kleine solitare Rugosa indet.										1	
Trilobita indet.							X				

Menkhausen (Fortsetzung); 318-6-VII- // 318-4715-VII-

Fundhorizont	7.1	7.2	7.3	9	9.1	12	14	15.1
n	100+	5	6	4		100+	10+	3+
<i>Polygnathus</i> sp.							X	X
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. <i>N. (N.) otomari</i> BOUČEK & PRANTL 1959	1	1						
<i>Viriatellina holochlidana</i> SCHÖNE 1996 vel. V. sp. X	3				(?)X		2	
<i>Viriatellina</i> sp. A	(?)6							
<i>Viriatellina</i> ? sp. vel <i>Metastyliolina</i> ? sp.							1	
<i>Costulatostyliolina deflexa</i> (BOUČEK 1964)	8							
<i>Costulatostyliolina</i> aff. <i>C. deflexa</i> (BOUČEK 1964)	2							
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUČEK 1964)			1				2	
<i>Metastyliolina</i> sp. A	1	1		(?)2				
<i>Metastyliolina</i> ? sp. B	1							
<i>Striatostyliolina striatula</i> (NOVÁK 1882)			1					
<i>Styliolina</i> sp.	70%	1		1	X	X		
Tentaculitida indet.							1	
Hyolitha indet.	(?)1							
orthoconer Cephalopode indet.	1							
aff. <i>Holynetes</i> indet.	(?)1		1				1	2
<i>Paraplicanopia</i> sp.	1							
Orthida indet.					X			
<i>Bifida lepida</i> (D'ARCIAC & DE VERNEUIL 1842)	2		(dv)2				1	
Ambocoeliidae indet.						1		
<i>Pseudocamarophoria</i> sp.	(ki?)2							
ki. dünnschaliger Brachiopode indet.	1							
Craniacea indet.	2	1						
Inarticulata indet.		1						
<i>Ctenodonta</i> ? sp.	(?)1							
<i>Palaeonello</i> sp.				1				
nuculide Muschel indet. aff. <i>Nucula</i> ? sp.	1				(?)1		1	1
<i>Leiopteria</i> sp.							1	
Phacopinae indet.	1							
kleine solitare Rugosa indet.	1							

Fundhorizont	II	I-102	I-44	I-33	I-1	IVa	IVc	IV-3	IV-8	8(a) Lgst	IV-16	IV-18	IV-20,5	IV-32	IV-38	IV-42,5	IV-50
Rhynchonellida indet.								1								1	1
<i>Pseudosieberella</i> sp.																	
glattschaliger Brachiopode indet.					3												
<i>Acanthocrania</i> sp.									(?)1								
<i>Buchiola aquarum</i> BEUSHAUSEN 1895	(cf)1		(cf)1														
<i>Paracyclas</i> sp. vel <i>Grammysia</i> sp.								1									
<i>Ctenodonia</i> sp.			1														
<i>Lepidodisma</i> sp.																	1
muschelige Muschel indet.			1		2			1					1				
Schalenreste indet.																	
<i>Loxonema</i> sp.						X											2
<i>Pleurotomaria</i> sp.																	
trochospirale Gastropoda					(F)1											1	
kl. Gastropoda indet.																	
Koprollith vel Speiballen	X				1			2	6					1			5
fenestellide Bryozoen indet.	(kl)1	(F)1			(S)X												X
<i>Cladochonus</i> sp.		4				1									X	2	2
<i>Ctionolithes</i> sp.									X							X	1
<i>Conchifora</i> sp.									X								
Endozoa indet.								1									
<i>Ropalonaria</i> sp.									(?)X								X
Serpulida indet.																	X
Bryozoa-Epizoa								1								X	X
Epizoa indet.	(S)1																
<i>Chaetetes</i> sp.																	
<i>Procteria (Granulidictyum) granulifera</i> (SCHLÜTER 1889)	2	3			5					1				1	2		2
<i>Kerfordidictyum kerfordi</i> (COLLIN 1912)										1							
" <i>Pteridictyum</i> " sp.										1							
Thamnoporida indet.										X							X
<i>Calcaola</i> sp.																	1
<i>Melrionaxion</i> sp.										1							
solliste rugose Koralle								(kl)7	X		X						X
<i>Rotascacus cf. R. dentifer</i> HAUDE & LANGENSTRASSEN 1876		3															
<i>Haploctenites</i> sp.									X								
Crinoiden-Oszikels	(k, art 1	(k, art 9	1		X	1		(art) X			X			1	1	X	X
Kronenteile (sehr klein)	X																
cf. <i>Anatopsis</i> sp.					X												
Echiniden-Platte			1						1	X							
Bohrspangien		X															
<i>Chondrites</i> sp.	X			X													
senkrechte Bohrgefuge indet.													(3)X				
<i>Turriopsis</i> sp.		1				1											2
<i>Aechmina</i> sp.										2							
<i>Bufina ? asymmetrica</i> (POKORNY 1950)										1							
<i>Ctenoloculina</i> sp.		1											X			1	
<i>Jenningsina</i> ? sp.									X								
<i>Leptoprimitia granosa</i> ZAGORA 1968																	
<i>Parabolina</i> sp.									(?)1				X				X
<i>Poloniella</i> sp.									1								
<i>Polyzygia insculpta</i> ? ssp.									2								
<i>Polyzygia trigonata</i> (GURICH 1900)									2								
<i>Polyzygia cf. Po. trigonata</i> (GURICH 1900)									2								
<i>Polyzygia symmetrica</i> GURICH 1896				(?)1	10			3									X
<i>Ponderodictya</i> ? sp.					10	1		2									
<i>Tricornina</i> sp.								1									
<i>Tubuliferidia</i> ? sp.								1	2								
<i>Ulrichia</i> sp.								1	2								
Ostracoda indet.							1	3	8				X				
<i>Gerastos</i> sp.n. A BASSE 1996																	2
<i>Kornuproetus</i> sp.n. BASSE 1996																	8
<i>Pedinopariops</i> sp.n. BASSE 1996																	3
<i>Otarion</i> sp.																	1
Asteropyginae indet.							1										
Pracellide																	
Phacopinae indet.	2		1			1											1
Phacopidae indet.		1							1								
Trilobita indet.	(F)1				2			1					X		X		
Endolith									X								
Pisces indet.									2								
Pflanzenhächsel					(?)1												

Raum Meinkenbracht: Kupferberg; 318-7-Kupf // 318-4714-Kupf-

Fundpunkt	Sei?	44	a	b	c	d
n	15	282	41	7	11	322
<i>Nowakia (N.) ex gr. N. (N.) otomari</i> BOUCEK & PRANTL 1959		28			4	53
<i>Viriatiellina</i> aff. <i>V. gracilistriata</i> (HALL 1870)					2	3
<i>Viriatiellina guangxiensis</i> MU & RUAN 1983		1			(cf)1	(aff)2
<i>Viriatiellina holochlidana</i> SCHÖNE 1996						(aff)12
<i>Viriatiellina</i> sp.		1			1	2
<i>Syliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957		1	2	1		
<i>Syliolina</i> aff. <i>S. nucleata</i> (KARINSKIJ 1884)					1	
<i>Syliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957		8	1			
<i>Syliolina</i> sp.		8	200	35	5	108
<i>Holynetes</i> cf. <i>H. holynensis</i> HAVLÍČEK & RACHEBOEUF 1979		2	8	1		11
<i>Philippolia</i> sp.		1	1			(?)1
Chonetidina indet. (glattsch.)						1
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)						1
Strophomenidina indet.						1
<i>Phragmophora schnuri</i> COOPER 1965		2				
Dalmanellidae indet.						(?)1
<i>Othida</i> indet.						1
<i>Pseudocamarophora</i> cf. <i>P. undulataeformis</i> BIERNAT 1966		5				
<i>Spinatrypa (Invertrypa)</i> sp.						1
Reticulariidae indet.		1		(?)1		
Athyrididae indet.						1
<i>Procteria (Granulidictyum) granulifera</i> (SCHLÜTER 1889)		1				
<i>Pterinopecten (P.) radiatus</i> (GOLDFUSS 1836)						1
" <i>Pteria</i> " sp.					1	
<i>Haploctenites</i> sp.		2				
Crinoiden-Oszikels						1
<i>Rotascacus</i> cf. <i>R. dentifer</i> HAUDE & LANGENSTRASSEN 1976		12				23
<i>Goosops</i> sp.n. BASSE (i.V.)		1				
Trilobita indet.				1		
<i>Polyzygia trigonata</i> (GURICH 1900)				1		
Ostracoda indet.						1

Bonzel; 318-9-IIIa- // 318-4814-IIIa-

Fundhorizont	5	0	1	3
n			177	69+
<i>Polygnathus hemiansatus</i> BULTYNCK 1987 (div. Morphotypen)				X
<i>Polygnathus hemiansatus</i> BULTYNCK 1987 ↔ <i>Po. ensensis</i> ZIEGLER & KLAPPER 1976				X
<i>Polygnathus hemiansatus</i> BULTYNCK 1987 ↔ <i>Po. pseudofoliatus</i> WITTEKINDT 1966				X
<i>Polygnathus ensensis</i> ZIEGLER & KLAPPER 1976				X
<i>Polygnathus linguiformis</i> div. ssp.				X
<i>Icriodus obliquimarginatus</i> BISCHÖFF & ZIEGLER 1957				X
<i>Icriodus regularicrescens</i> BULTYNCK 1970				X
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. N. (N.) <i>otomari</i> BOUCEK & PRANTL 1959	X		45	
<i>Clinotellina</i> sp.			(?)2	
n.gen. A n.sp. 1 SCHÖNE & SCHUBERT 1996	1			
<i>Viriatellina</i> sp. A			3	
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUCEK 1964)			1	
<i>Striatostyliolina striatula</i> (NOVAK 1882)			1	
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957			13	
<i>Styliolina minuta</i> BOUCEK 1964			1	
<i>Styliolina nucleata</i> (KARPINSKIJ 1884)			1	
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957			1	
<i>Styliolina</i> sp. (s.o.)	X		100	
Dacrycoconarida indet.				10
<i>Homoctenus</i> sp.	XX			
<i>Bacrites</i> ? sp.				1
<i>Kokenia obliquecostata</i> (HOLZAPFEL 1895)				1
orthoconer Cephalopode indet.			2	10
Goniatit indet.				2
Spiriferidina indet.				1
Acrotretacea indet.				2
<i>Buchiola aequorum</i> BEUSHAUSEN 1895			1	3
<i>Pterochaenia hians</i> (WALDSCHMIDT 1885)			2	
<i>Ptychopteria (Actinopteria) reticulata fenestrata</i> (FOLLMANN 1885)			1	
winzige Muschel indet.			1	4
<i>Conocardium</i> sp.				2
<i>Euomphalus</i> ? sp.				2
<i>Murchisonia</i> ? sp.				1
<i>Turbonitella</i> ? <i>pilligera</i> (SANDBERGER 1852)				1
winzige Gastropoda indet.				(py)10
<i>Polyzygia</i> sp.				1
Ostracoda indet.		X	2	
<i>Parastriolopora</i> sp. vel <i>Taouzia</i> sp.				30%
<i>Trachypora</i> sp. → <i>Dendropora</i> sp.				20%
tab. Koralle indet.				5%
kl. solitary rugose Koralle				2
<i>Cornulites</i> sp.				1
fädige Bohrspongien auf Schalenrest				1
Epizoa indet.				1
Phacopinae indet.				2
<i>Haplocrinites</i> sp.				2
Crinoiden-Teile indet.				1
<i>Chondrites</i> sp.				2
Koprolith vel Speiballen m. <i>Styliolina</i> sp.				1

Bonzel; 318-9-III- // 318-4814-III-

Fundhorizont	0b	0a	0	1	3	3a	7
n	70	170+					
<i>Polygnathus ensensis</i> ZIEGLER & KLAPPER 1976 (fortgeschrittene Form)							X
<i>Polygnathus</i> aff. <i>Po. ensensis</i> ZIEGLER & KLAPPER 1976							XX
<i>Polygnathus</i> ex gr. <i>Po. pseudofoliatus</i> WITTEKINDT 1966 <i>Po. ensensis</i> ZIEGLER & KLAPPER 1976							X
<i>Polygnathus</i> aff. <i>xylus</i> ssp. <i>Po. pseudofoliatus</i> WITTEKINDT 1966							X
<i>Polygnathus linguiformis</i> ssp. (juvenil)							X
<i>Polygnathus</i> sp. indet.							X
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. N. (N.) <i>otomari</i> BOUCEK & PRANTL 1959	20	139		X			
n.gen. A n.sp. 1 SCHÖNE & SCHUBERT 1996				1			
<i>Clinotellina</i> sp.							(?)X
<i>Viriatellina holochlidana</i> SCHÖNE 1996				(aff)3			
<i>Viriatellina</i> sp.				1			
<i>Viriatellina</i> ? sp. (weitst. LL)				1			
<i>Styliolina fissurella</i> (HALL 1843)				1			
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957	2	11		X			
<i>Styliolina nucleata</i> (KARPINSKIJ 1884)	1	3					
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957	3	3		X			
<i>Styliolina</i> sp.	42	5					X
<i>Homoctenus</i> sp.				1			
orthoconer Cephalopode indet.				1			
nuculide Muschel indet.				1			
winzige Muschel indet.				X			
Schalenreste indet.				X			
Annelida ? (Endolithgang)							X
Ostracoda indet.				X			
entomozoide Ostracode indet.				X			

Bonzel; 318-9-III- // 318-4814-III-

Fundhorizont	02	03	04	05	06	07	08	09	10
n	34	47	5	X	X	19	7	20	
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. N. (N.) <i>otomari</i> BOUCEK & PRANTL 1959				X	X				
<i>Nowakia</i> ? sp.				X	X				
<i>Nowakia</i> (<i>Viranowakia</i> ?) sp.				X	X				
<i>Viriatellina</i> sp. A				X	X				
<i>Viriatellina</i> sp.				X	X				
<i>Clinotellina</i> sp.				X	X				
<i>Costulatostyliolina deflexa</i> (BOUCEK 1964)									(aff)1
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUCEK 1964)									7
<i>Melastyliolina</i> sp. A									5
<i>Melastyliolina</i> ? sp. B									1
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957									8
<i>Styliolina nucleata</i> (KARPINSKIJ 1884)									2
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957									2
<i>Styliolina</i> sp.									40
<i>Homoctenus</i> sp.									2
Anarctide indet.									2
orthoconer Cephalopode indet.									1
winzige Muschel indet.									1
<i>Pseudocamarophoria</i> ? sp.									3
Athyrididae indet. (<i>Glaesia</i> sp. vel <i>Lepithyris</i> sp.)									(?)X
Gastropoda indet.									1
Ostracoda indet.									1
Trilobita indet.									1
Speiballen vel Koprolith									1

Bonzel; 318-9-III- // 318-4814-III-

Fundhorizont	71	72	73	74
n	100	215+	105	85+
<i>Tortodus k. kockellanus</i> (BISCHÖFF & ZIEGLER 1957)				X
<i>Nowakia</i> (<i>Cepanowakia</i>) <i>pumilio</i> ? ALBERTI 1978				X
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. N. (N.) <i>otomari</i> BOUCEK & PRANTL 1959				6
<i>Viriatellina</i> sp. A				5
<i>Viriatellina</i> sp.				18
<i>Viriatellina minuta</i> MU & MU 1974				2
<i>Costulatostyliolina deflexa</i> (BOUCEK 1964)				1
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUCEK 1964)				8
<i>Melastyliolina</i> n.sp. A				(?)1
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957				31
<i>Styliolina minuta</i> BOUCEK 1964				6
<i>Styliolina nucleata</i> (KARPINSKIJ 1884)				2
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957				12
<i>Styliolina</i> sp. (u.a. <i>kireevae</i> et <i>philippovae</i>)				6
<i>Bacrites</i> sp.				X
<i>Michelinoceras</i> sp.				27
orthoconer Cephalopode indet.				1
winzige Gastropoda indet.				4
winzige Muschel indet.				(py) 1
Crinoiden-Ostzeils				(tw py) 8
Trilobita indet.				X
Brachiopoda ? indet.				3%
Koralle indet.				2
Endolith				4
Koprolith vel Speiballen				1%

Bonzel; 318-9-III- // 318-4814-III-

Fundhorizont	c1	c2	c3	c4	c5	c6	c7u	c7	c8
n	35	150	337	112	252+			102+	
<i>Polygnathus hemiansatus</i> BULTYNCK 1987								X	
<i>Polygnathus hemiansatus</i> BULTYNCK 1987 (fortgeschrittene Form. forma <i>eiffia</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957)							X		
<i>Polygnathus hemiansatus</i> BULTYNCK 1987 → <i>Po. ansatus</i> ZIEGLER & KLAPPER 1976								X	
<i>Polygnathus</i> n. sp. vel <i>Po. eiffius</i> Bischoff & Ziegler 1957 (forma morba)					X				
<i>Polygnathus linguiformis</i> ssp.						X	X	X	
<i>Polygnathus pseudofoliatu</i> WITTEKINDT 1966 / <i>Po. ensensis</i> ZIEGLER & KLAPPER 1976 (div. Morphotypen)								XX	
<i>Polygnathus</i> ex gr. <i>Po. pseudofoliatu</i> WITTEKINDT 1966					X				
<i>Polygnathus pseudofoliatu</i> WITTEKINDT 1966 (→ <i>Po. hemiansatus</i> BULTYNCK 1987)							X		
<i>Polygnathus pseudofoliatu</i> WITTEKINDT 1966 → <i>Po. hemiansatus</i> BULTYNCK 1987						XX	X		
<i>Icriodus obliquimarginatus</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957					X			X	
<i>Icriodus regularicrescens</i> BULTYNCK 1970							X		
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. <i>N. (N.) otomari</i> BOUČEK & PRANTL 1959	13	106	30	1					X
<i>Costulatostyliolina deflexa</i> (BOUČEK 1964)		2							
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUČEK 1964)		(aff)1							
<i>Viriatellina holochlidana</i> SCHÖNE 1996		4							
<i>Viriatellina</i> sp. A			1						
<i>Viriatellina</i> sp. (sehr schlank, deutl. LL)		1							
<i>Viriatellina</i> sp.	1			1					
<i>Viriatellina</i> sp. (weitst. TR)		6							
<i>Metastyliolina</i> sp. A	1								
<i>Metastyliolina</i> ? sp. aff. M. ? sp. B					3				
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957	(aff)5	13							
<i>Styliolina minuta</i> BOUČEK 1964	(aff)1								
<i>Styliolina nucleata</i> (KARPINSKIJ 1884)		(?)2		(aff)1					
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957		4							
<i>Styliolina</i> (<i>kireevae</i> et <i>philippovae</i>) sp.	13	7	300	98	(kir.) 150				X
Dacryoconarida indet.								90	
<i>Homoctenus</i> sp.		2							
orthoconer Cephalopode indet. (u.a. Nautiloidea indet.)			2	1	(4T) 25			8	
<i>Kokenia obliquecostata</i> HOLZAPFEL 1895					3				
<i>Anarcestes</i> sp.				1					
Anarcestide indet.					2				
<i>Holzapfeloceras circumflexiferum</i> (SANDBERGER 1850-56)					1				
<i>Holzapfeloceras</i> cf. <i>H. circumflexiferum</i> (SANDBERGER 1850-56)					1				
Goniatit indet.				3	9			2	
<i>Acanthocrania</i> sp.				(?)1					
Orbiculoidea sp.				1					
<i>Buchiola aquarum</i> BEUSHAUSEN 1895	(aff)1			1	4				
<i>Buchiola digitata</i> ROEMER 1850					4				
<i>Buchiola</i> aff. <i>B. ferruginea</i> HOLZAPFEL 1895					2				
<i>Buchiola mucronata</i> BEUSHAUSEN 1895					4				
<i>Buchiola</i> sp.					13				
<i>Cardiola subconcentrica</i> BEUSHAUSEN 1895					9				
<i>Cardiola</i> sp.					11				
<i>Lunucardiola</i> sp.					1				
<i>Pterochaenia hians</i> (WALDSCHMIDT 1885)					4				
winzige Muschel indet.		(py)2		(py)2					
Schalenreste von Inartikulaten indet.			2						
Schalenreste indet.				1					
Gastropoda indet.					1				
Brachiopoda ? indet.					4				
<i>Polyzygia</i> sp.									X
Ostracoda indet.			(?)2		1				

Bonzel; 318-9-III- // 318-4814-III-

Fundhorizont	c0	c1	c2	c3	c1	c2	c1	c2
n	149	108	26		70	19	105+	9
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. <i>N. (N.) otomari</i> BOUČEK & PRANTL 1959	60	3	4		16	3	3	
<i>Viriatellina</i> sp. A	7	10	1		16		1	1
<i>Viriatellina minuta</i> MU & MU 1974								(aff)1
<i>Metastyliolina</i> sp. A								4
<i>Costulatostyliolina deflexa</i> (BOUČEK 1964)		1						2
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUČEK)								9
<i>Striatostyliolina striatula</i> (NOVAK 1882)								2
<i>Styliolina elongata</i> PÉNEAU 1928		2						
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957	16	21	4		4	9	52	5
<i>Styliolina minuta deflexa</i> (BOUČEK 1964)	1					3		
<i>Styliolina nucleata</i> (KARPINSKIJ 1884)			3					
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957	13	2			1	4	2	
<i>Styliolina</i> sp. (bes. <i>kireevae</i> & <i>philippovae</i>)	45	55	7		33		30	1
Dacryoconarida indet.				100%				
<i>Homoctenus</i> sp.	5	5	1					
orthocone Nautiloidea indet.			1					
orthoconer Cephalopode indet.	2		1					
Goniatit indet.		1						
<i>Buchiola aquarum</i> BEUSHAUSEN 1895			1					
nuculide Muschel indet., tw. klaffend	4	2						
winzige Muschel indet.	1							
Athyrididae indet.	1							
Entomozoa indet.	1							
<i>Cladochonus</i> sp.		1						
Koprolith vel Speiballen		1					4%	

Burbecke; 318-9a-I- // 318-4814-I-

Fundhorizont	n8	n7	n4	n3	n2	l	s	n1	12	Bsp	n9	ll
n	37+	116	43+		56+			98+			26+	
<i>Polygnathus ensensis</i> ZIEGLER & KLAPPER 1976 (juv.)												X
<i>Polygnathus</i> ex gr. <i>Po. pseudofoliatulus</i> WITTEKINDT 1966							X					
<i>Icriodus regularicrescens</i> BULTYNCK 1970							X					
<i>Nowakia</i> (<i>N.</i>) ex gr. <i>N. (N.) otomari</i> BOUCEK & PRANTL 1959	21	35	1	X	34		XX	5		X	6	
<i>Nowakia</i> sp.		1									1	
<i>Clinotellina</i> sp.		(?)1										
<i>Viriatellina guangxiensis</i> MU & RUAN 1983		28			16	[X]						
<i>Viriatellina holochlidana</i> SCHÖNE 1996								(aff)4				
<i>Viriatellina</i> sp. A			7	18								(?)2
<i>Viriatellina</i> sp.	(?)2				5	[X]						
<i>Costulatostyliolina deflexa</i> (BOUCEK 1964)								2				
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUCEK 1964)								(?)1				
<i>Metastyliolina</i> sp. A	1	2	4					10		X	(?)1	
<i>Striatostyliolina striatula</i> (NOVÁK 1982)		33		X				4				
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957	13		95%		85%			2				
<i>Styliolina minuta</i> BOUCEK 1964								1				
<i>Styliolina nucleata</i> (KARPINSKIJ 1884)		2			1			(aff)2			(aff)5	
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957		7	20					1			3	
<i>Styliolina</i> sp.	75%			X				14		XXX	XX	
<i>Homocentrus</i> sp.											1	
orthoconer Cephalopode indet.											4	
Trilobita indet.										1		
<i>Buchiola</i> sp.											1	
<i>Cardiola</i> ? sp.											1	
nuculoides Muschel indet.									(kl)X	(kl)X	(?)1	
<i>Leiopteria (Leptodesma)</i> sp.												
winzige Brachiopoda indet.							X					
winzige Muscheln indet.							(py)XX					
winzige Gastropoda indet.							(py)X					
Ostracoda indet.							X					
Schalenreste indet.											X	
Holz oder Knochenrest ?											X	
Crinoiden-Oszikels											X	

Hengstebecktal; 318-9b-III- // 318-4813-III-

Fundhorizont	n	α	γ	20a	20
n			9		624
<i>Polygnathus linguiformis</i> ssp.					X
<i>Nowakia (Cepanowakia) pumilio</i> ALBERTI 1978					8
<i>Nowakia (Cepanowakia) pumilio</i> ALBERTI 1978 → <i>N. (Cep. ?) chlupaciana</i> ALBERTI 1979					2
<i>Viriatellina</i> sp. 1					1
<i>Viriatellina</i> sp. 2					1
<i>Viriatellina</i> sp.				X	
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUCEK 1964) vel. <i>C. ornata</i> RUAN & MU 1989					7
<i>Costulatostyliolina</i> sp. 1					4
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957		40%			300
<i>Styliolina minuta</i> BOUCEK 1964 → <i>St. philippovae</i> LJASCHENKO 1957					80
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957					70
<i>Styliolina</i> sp.				XXX	
<i>Homocentrus</i> sp.			(?)1		5
orthoconer Cephalopode					6
<i>Plectodonta</i> sp.				X	
Holynetinae indet.			3		1
Chonetidina indet. (fein berippt)			1		
Chonetidina indet.				(31)XX	
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)				X	
Stropheodontidae indet.			1		
<i>Cyrtina</i> ? sp.				(F)X	
<i>Arduspirifer</i> ? sp.				(F)X	
<i>Spinatrypa</i> ? sp.				X	
Athyridae indet.				X	
<i>Prokopia</i> ? sp.				X	
Rhynchonellida indet.				X	
<i>Orbiculoides</i> sp.					5
nuculide Muschel indet.			1		9
winzige Muschel indet.					(py)87
<i>Buchiola digitata</i> ROEMER 1850					3
<i>Buchiola</i> sp.					3
<i>Conocardium</i> sp.				X	
winzige Gastropoda indet.					(py)12
<i>Haplocrinites</i> sp.				X	
Crinoiden-Oszikels		5			
Echiniden-Platte				X	
<i>Procteria (Granulidictyum) granulifera</i> (SCHLÜTER 1889)		(k)1			
<i>Polyzygia symmetrica</i> ? GURICH 1896		4			
<i>Polyzygia</i> sp.				X	
<i>Richteria fragilis</i> (ROEMER 1850)					4
Ostracoda indet.					6
fenestellige Bryozoa indet.				X	
flächige Bryozoa indet.				X	
knopfförmige Bryozoa indet.				X	
<i>Rugosa</i> indet.				X	
<i>Geosops</i> sp. n. BASSE (i. V.)			1		
<i>Kettneraspis</i> sp.			1		
<i>Scutellum</i> sp.			1		X
<i>Cyphaspis</i> sp.			1		
<i>Leonaspsis</i> sp.					X
<i>Gerastos</i> sp.			1		
<i>Otarion (Aulacopleura)</i> sp.			1		X
Phacopiniae indet.			1		X
Trilobita indet.			2	2	

Bonzel; 318-9-III- // 318-4814-III-

Fundhorizont	n	α1	α2	α3	α6	α7	W1
n					55+		
<i>Polygnathus pseudofoliatulus</i> WITTEKINDT 1966 → <i>Po. ensensis</i> ZIEGLER & KLAPPER 1976						X	
<i>Polygnathus pseudofoliatulus</i> WITTEKINDT 1966 (→ <i>Po. hemiansatus</i> BULTYNCK 1987)						X	
<i>Polygnathus pseudofoliatulus</i> WITTEKINDT 1966						X	
<i>Viriatellina</i> sp.			X			X	
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957					X	X	
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957					X	XX	
<i>Styliolina</i> sp. (s. o.)			X		60%	XX	
orthoconer Cephalopode indet.					4	X	
Goniatit indet.						X	
Acrotreta sp.			(?)X			X	
winzige Brachiopoda indet.						X	
<i>Buchiola aurorata</i> BEUSHAUSEN 1895					15	X	
<i>Buchiola mucronata</i> BEUSHAUSEN 1895					5	X	
<i>Cardiola subconcentrica</i> BEUSHAUSEN 1895					6	X	
<i>Pracordia</i> sp. indet.					4	X	
winzige Muschel indet.					19	XX	
winzige Gastropoda indet.						X	
Ostracoda indet.						X	
Senarionitulus indet.							2
<i>Chonetes</i> sp.							2

Hohlweg Holzweg; 318-10- // 318-4813-

Fundhorizont	I-1	I-2	I-3a	I-3g4	I-6u'st	Holz-G	I-6o'st
n	33	8					27+
<i>Polygnathus cf. Po. eiffius</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957					X		
<i>Polygnathus linguliformis</i> sp.					X	X	X
<i>Icriodus</i> aff. <i>Icr. platybluquimarginatus</i> BULTYNCK 1987				X			
<i>Icriodus</i> aff. <i>Icr. regularicrescens</i> BULTYNCK 1970			X				
<i>Icriodus</i> cf. <i>Icr. regularicrescens</i> BULTYNCK 1970					X	X	X
aff. <i>Holynetes</i> cf. <i>H. holynensis</i> HAVLIČEK & RACHEBOEUF 1979	2						2
aff. <i>Devonaria minutissima</i> STRUVE 1981	6	2					
Chonetidina indet. (maßg berippt)	2	1					1
<i>Parastrophonella a. anaglypha</i> (KAYSER 1871)	3						4
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)							3
Douvillinae indet.	2						2
Strophomenidina indet.							1
<i>Aulacella</i> sp.							(?)1
Orthida indet.		(kl)1					
<i>Bifida lepida</i> (D'ARCHIAC & DE VERNEUIL 1842)	1	1					1
<i>Bifida nitida</i> (HERTA SCHMIDT 1951)	2						2
<i>Spinatrypa</i> (<i>Isospinatrypa</i> ?) <i>aspera</i> ssp.							1
<i>Spinatrypa</i> sp.	1						
Atrypidina indet.	1						1
Reticulariidae indet.		1					1
<i>Orbiculoides</i> sp.				1			
" <i>Pterinea</i> " sp.	(ef)1						
Crinoidenfragmente	3						
Crinoiden-Oszikels	3	2					
<i>Procteria</i> (<i>Granulidictyum</i>) <i>granulifera</i> (SCHLÜTER 1889)							2
kleine solitäre Rugosa indet.	2						1
feneställide Bryozoa indet.	4						2
Bryozoa-Endozoa indet.							1
Ostracoda indet.	1						
Trilobita indet.							1

Fundhorizont	I-7- O/H.α	Holz- β	I-7-1	I-7-6,6	I-7-9	I-7- 10,5	I-7- 14,3	Holz- γ	I-7- 16	Holz- δ	Holz- ε	I-7- 19
n	95	11	39	124	62		60	45	71	39	17	25
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. <i>N. (N.) otomari</i> BOUČEK & PRANLT 1959			4	3	21		39	7	8	14		1
<i>Viriatellina quangxiensis</i> ? MU & RUAN 1983					4			(?)1				
<i>Viriatellina</i> sp. A			3	1	1			6	4			
<i>Viriatellina</i> ? sp.					4							
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUČEK 1984)							3	1				
<i>Styliolina fissurella</i> (HALL 1843)					(aff)1							
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957							4	2	1			1
<i>Styliolina nucleata</i> (KARPINSKIJ 1884)												1
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957							1					2
<i>Styliolina</i> sp. (incl. <i>kireevae</i> & <i>philippovae</i>)	5		2	100	2	X	1	3	15	5	7	24
Hyalitha indet.						(aff)X						
Goniatit indet.							(?)1					
orthoconer Cephalopode indet.		1	1	1			4					
<i>Chlupacina</i> sp.					1		1	1		3		
<i>Devonaria</i> sp.	2											
aff. <i>Holynetes</i> cf. <i>H. holynensis</i> HAVLIČEK & RACHEBOEUF 1979	37	5	22	5	1		5	3	22	14	3	
Chonetidina indet.	(2T)5	2					2	1				
Chonetidina indet. (dünn-sch., breit, glattsch.)	3		1				1	1				1
Chonetidina indet. (glattschalig)					5							
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)	1											
winziger Productellidae indet.									3			
<i>Parastrophonella anaglypha</i> ssp.	5	1										
<i>Xystostrophia umbraculum</i> (VON SCHLOTHEIM 1820)	2											
Douvillinae indet.	4											
<i>Aulacella</i> sp.											(?)1	
Orthida indet.	2											
<i>Atrypa</i> (<i>Planatrypa</i>) <i>squamifera petasa</i> COPPER 1967 vel <i>A. (Pl.) confusa</i> (STRUVE 1992)		1										
<i>Bifida lepida</i> (D'ARCHIAC & DE VERNEUIL 1842)	11			2								
<i>Bifida nitida</i> (HERTA SCHMIDT 1951)	5	1		1								
<i>Cyrtina</i> sp.	1											
<i>Reticulariopsis</i> cf. <i>R. aviceps</i> (KAYSER 1871)	2											
Reticulariidae indet.	2											
Ambocoeliidae indet.	1											
<i>Buchiola aquarum</i> BEUSHAUSEN 1895					4			4	(ef)1			
<i>Buchiola</i> sp.								4			1	
<i>Pterochaenia</i> sp.					(?)1				(?)1			
<i>Ptychopteria</i> (<i>Actinopteria</i>) sp.										(?)1		
" <i>Ctenodonta</i> " sp.								5			(?)1	
nuculoide Muschel indet.			1	1	6		1	(2T)3				
glattschalige Muschel indet.								2				
gefaltete Muschel indet.								1				
<i>Cladochonus</i> sp.	1											1
<i>Bythocyproidea</i> ? sp.												
<i>Ctenoluculina</i> sp.	1		1(we.)						1			
<i>Kozłowskiella</i> sp.									1			
Ostracoda indet.				1				1				
Schalendetritus indet.									X			
tabulate Koralle indet.	X											
<i>Cyphaspis</i> sp.				1								
<i>Gaesops</i> sp. n. BASSE (i.V.)	1											
Phacopinae indet.		1	2						1			
Trilobita indet.					(twpy)1					1		
Gastropoda indet.							(?)1	2				
trochosp. Gastropoda indet.	(py)2		(klpy)1	(klpy)1								
<i>Rafinesaccus</i> cf. <i>R. dentifer</i> HAUDE & LANGENSTRASSEN 1976			2		12		1	3				
Crinoiden-Oszikels	3			6								
<i>Turrilepas</i> sp.										3		
Pflanzenhäusel indet.						X						

Listertalsperre; 318-11-I- // 318-4913-I-

Fundhorizont	5	1(Sel)	1 (OdK)	1 (OdS)	2	3
n	71	60	50	109+		33
<i>Nowakia (N.) ex gr. N. (N.) otomari</i> BOUČEK & PRANTL 1959		1	1(py)	12		
<i>Viriatellina quangxiensis</i> MU & RUAN 1983				(?)2		
<i>Viriatellina</i> sp. A				1		
<i>Viriatellina</i> sp.				2		(?)2
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUČEK 1964)						8
<i>Metastyliolina</i> ? sp. B				1		
<i>Striatostyliolina striatula</i> (NOVAK 1882)				(?)2		
<i>Styliolina fissurella</i> (HALL 1843)				1		
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957			(twpy) 32	73		7
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957 vel <i>S. philippovae</i> LJASCHENKO 1957						4
<i>Styliolina minuta</i> BOUČEK 1964			1	3		
<i>Styliolina nucleata</i> (KARPINSKIJ 1884)			1			(aff)1
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957			(twpy) 3	5		2
<i>Styliolina</i> sp.		2				3
Tentaculitida indet.		1				
orthoconer Cephalopode indet.			(k-)7	(py)2		1
<i>Devonaria minuta</i> (VON BUCH 1837)	1	3				
<i>Frankiella</i> sp.		4				
<i>Holynetes</i> sp. cf. <i>H. holynensis</i> HAVLIČEK & RACHEBOEUF 1979		(?)1				
Chonetidina indet. (gröberrippig)		1			1	
<i>Leptaena analogaeformis</i> BIERNAT 1966	3	2				
<i>Leptostrophia</i> sp.					(?)2	
<i>Parastrophonella a. anaglypha</i> (KAYSER 1871)	2	2				
<i>Parastrophonella anaglypha quadrata</i> (LOTZE 1928)		1				
<i>Protodouvillina i. interstitialis</i> (PHILLIPS 1841)	4					
Douvilliniidae indet.	3	2				
<i>Xystostrophia umbraculum</i> (von SCHLOTHEIM 1820)	4	3			1	
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)	12				X	
Productellidae indet.					X	
Strophomenidina indet.	1					
<i>Aulacella prisca</i> (SCHNUR 1851)	3	(?)3			(?)X	
<i>Isorthis</i> sp.					(d,?)2	
<i>Phragmophora</i> sp.					(?)1	
<i>Skenidioides</i> cf. <i>S. polonicum</i> (GÜRICH 1896)	9					
<i>Dalmanella</i> sp.						(?)1
<i>Pseudocamarophoria</i> sp.	1	(cf)1				
<i>Spinatrypa</i> sp.		1				
<i>Atrypa (Atrypa ?)</i> sp.	2					
Atrypidina indet.	2	6			X	
<i>Bifida lepida</i> (d'ARCHIAC & DE VERNEUIL 1842)	4	2				
<i>Cyrtina</i> sp.		6			1	
<i>Nucleospira lens</i> (SCHNUR 1853)		1				
<i>Leptathyris</i> ? sp.						1
<i>Polyzygia</i> sp.		1				
Ostracoda indet.		3	(py)3		2	
Asteropygidina indet.	1					
<i>Tropidocoryphe</i> sp.	1					
Trilobita indet.	1					
<i>Buchiola aquarum</i> BEUSHAUSEN 1895						(cf)3
* <i>Ctenodonta</i> * sp.	(?)1					
winzige Muschel indet.			(py)10			
winzige Gastropoda indet.			(py)5	(py)3		
Gastropoda indet.					1	
Auloporida indet.					X	
Thamnoporidae indet.					X	
fenestellige Bryozoen indet.	10	10			20	
Crinoiden-Oszikels	5	5			(S)XX	
Koprolith vel Speiballen				X2		
gegabelter Pflanzenrest indet.	2	1				

Raum Selscheid; 318-12- // 318-4712-

Fundhorizont	I-1	I-2	JE- Str. bö.	I-3	IV	IV (Kurve Lgstr)	„Eiche (Lgstr)	JE- KKe	IX
n	10+	120+	170+	10+	147+	648+	541+		313+
<i>Polygnathus linguiformis</i> ssp.			X					X	
<i>Polygnathus pseudofoliatus</i> WITTEKINDT 1966 (mit schwacher <i>ensensis</i> -Tendenz)			X						
<i>Polygnathus</i> ex gr. <i>xylus</i> ssp. I <i>Po. pseudofoliatus</i> WITTEKINDT 1966								X	
<i>Icriodus</i> sp.								X	
<i>Icriodus</i> cf. <i>Icr. arkonensis</i> STAUFFER 1938			X						
<i>Icriodus</i> aff. <i>Icr. ex gr. Icr. arkonensis</i> STAUFFER 1938			X						
<i>Nowakia</i> (<i>N.</i>) ex gr. <i>N. (N.) otomari</i> BOUČEK & PRANTL 1959			(?)1			1	21		
<i>Virlatellina guangxiensis</i> MU & RUAN 1983							(?)1		
<i>Virlatellina</i> sp. A					(?)1		3		
<i>Costulatostyliolina deflexa</i> (BOUČEK 1964)							(?)1		
<i>Costulatostyliolina r. roemeri</i> (BOUČEK 1964)					7	2			
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHEENKO 1957						(aff)2			
<i>Styliolina nucleata</i> (KARPINSKIJ 1884)					(aff)1				
<i>Styliolina</i> sp.					7	1			
Dacrycoconarida indet.				1					
<i>Dicricoconus</i> sp.			5						
<i>Devonaria minuta</i> (VON BÜCH 1837)		19	3		(?)1	17	11		11
<i>Devonochonetes</i> sp.						6	5		
Holynetineae indet.					1	3	(?)3		
Strophochonetidae indet.						3			
Anopliidae indet.						1			
<i>Plicanoplia</i> sp.						3			
Chonetidina indet. (glatt)						4	1		
Chonetidina indet. (berippt)		1	2		1	6	1		
<i>Leptaena analogaeformis</i> BIERNAT 1966					1	4	63		
<i>Leptaena</i> sp.					(?)1		2		
<i>Leptaena</i> sp.						1			
<i>Leptodontella caudata</i> (SCHNUR 1853)		1				14			
<i>Leptodontella keratophora</i> (LOTZE 1928)						1			
<i>Leptodontella</i> sp.							(?)1		
<i>Nervostrophia</i> sp.						(?)4	5		
<i>Parastrophonella a. anaglypha</i> (KAYSER 1871)		4			11	33	83		8
<i>Parastrophonella anaglypha quadrata</i> (LOTZE 1928)						3	7		
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)	1	2	4		6	25	32		8
<i>Protodouvillina i. interstitialis</i> (PHILLIPS 1841)	2	3		1	7	(twg)14	12		1
<i>Strophalosia</i> sp.						1			(?)1
<i>Xystostrophia umbraculum</i> (VON SCHLOTHEIM 1820)	4	3	3	2	(twdv)47	101	58		51
<i>Xystostrophia</i> sp.							8		1
Douvilliniinae indet.		6	2		4	2	29		4
Productellidae indet.									1
Stropheodontidae indet.	1	(2)2				1	12		
<i>Aulacella prisca</i> (SCHNUR 1851)						3			
<i>Aulacella</i> sp.							(?)1		
<i>Kaysarella lepida</i> (SCHNUR 1853)	1		4			18	5		
<i>Kaysarella</i> sp.							6		
<i>Kaysarella</i> sp. vel <i>Mesostrophia</i> sp.						1			
<i>Schizophoria pygmaea</i> STRUVE 1963						(cf)2	3		
<i>Schizophoria schnuri</i> ssp.							3		
<i>Schizophoria</i> sp.					1	8	8		2
<i>Skenidioides</i> cf. <i>S. polonicus</i> (GÜRICH 1896)		2			5	11	6		4
<i>Skenidioides</i> sp.							1		
Enteletacea indet.						1			
Orthida indet.						5	(3T)10		1
winzige Orthida indet.							1		
<i>Arduspirifer</i> ? sp.									X
<i>Atrypa (Planatrypa) collega</i> Struve 1966 → <i>A. (Pl.) squamifera</i> ssp.						1			
<i>Atrypa (Planatrypa ?) sp. vel Atryparia</i> sp.		1	7			1	2		6
<i>Atryparia</i> sp.			27			5	1		1
<i>Atryparia</i> sp. vel <i>A. (Kyratrypa) sp.</i>			2						
<i>Kerpina</i> sp.							(?)1		
<i>Spinatrypa (Invertrypa) sp.</i>		(?)1					(?)1		
<i>Spinatrypa (Isospinatrypa) a. aspera</i> (VON SCHLOTHEIM 1813)						2			3
<i>Spinatrypa (Isospinatrypa) sp.</i>							(?)2		
<i>Spinatrypa</i> sp.	1	(?)9	(?)1		1	5	14		(?)6
Atrypidina indet.		(2)44	16	1	1	6	(2)16		(2)16
<i>Bifida lepida</i> (D'ARCHIAC & DE VERNEUIL 1840)		2				13	2		6
<i>Cyrtina heteroclyta</i> ssp.						7	3		
<i>Cyrtina laevis</i> (KAYSER 1871)						7	2		
<i>Cyrtina</i> sp.					1	6	5		(?)2
<i>Cyrtinaella simplex</i> (PHILLIPS 1841)					(?)1				
<i>Mucrospirifer diluvianus</i> (STEININGER 1853)		5	6			16	22		2
<i>Quirindites</i> ? aff. <i>Qu. elegans</i> (STEININGER 1853)						19	24		16
<i>Subcuspidella</i> ? sp.					1				
<i>Eomartiniopsis</i> ? sp.						(cf)1			
<i>Eomartiniopsis</i> sp.						(cf)1	1		

Fundhorizont	I-1	I-2	JE- Str. bō.	I-3	IV	IV (Kurve Lgstr)	„Eiche (Lgstr)	JE- KKe	IX
<i>Minatothyris</i> sp.						(?)1			
<i>Eomartiniopsis</i> sp. vel <i>Minatothyris</i> sp.						7			
<i>Reticulariopsis</i> cf. <i>R. aviceps</i> (KAYSER 1871)			6			3			
Reticulariidae indet.		1		2	2	10	2		
<i>Plectospira ferita</i> (VON BUCH 1834)						16			6
Ambocoellidae indet.						1			
Spiriferidina indet.		6				4	12		3
<i>Alyris</i> sp.		1							
<i>Dicamara</i> sp.						(?)1			
<i>Merista</i> sp.						8			
<i>Peratos whidbornei</i> (DAVIDSON 1882)						1			
<i>Nucleospira lens</i> (SCHNUR 1853)					3	33	1		
Athyrididae indet.				1					
<i>Kransia parallelepiped</i> (BRONN 1837)						1			
<i>Pseudocamarophoria</i> cf. <i>P. undulataeformis</i> BIERNAT 1966					7	(?)23			
Rhynchonellida indet.				1					
<i>Gyridula</i> sp.						(?)3			
Pentamerida indet.					(?)1				
punktater Brachiopoda indet.					1	4	2		1
winziger glatter Brachiopoda indet.					1	1			
<i>Acanthocrania</i> sp.					(?)1				
<i>Philhedra</i> sp.						1	1		
Inarticulata indet.							1		
<i>Aviculopecten</i> sp.						7			
" <i>Ctenodonta</i> " sp.					2	3			
<i>Palaeoneilo</i> sp.						3			3
<i>Ptychopteria</i> (Actinopteria) <i>reticulata fenestrata</i> (FOLLMANN 1885)	1					3			
<i>Ptychopteria</i> sp.						2	(d)5		
<i>Leiopteria</i> sp.	1	2		1					
Præcardiidae indet.						1			
Pteriacea indet.					1		(2T)2		
aviculide Muschel indet.						1			
Muschel indet.		1			1		1		
<i>Gyronema</i> ? sp.			1						
<i>Palaeozygopleura</i> sp.					(?)1				
<i>Pleurotomaria</i> sp.						1			
kl. Gastropoda indet.		1	1						
Schalenfragmente indet.					X	XX			X
<i>Calceola sandalina</i> (LINNÉ 1771)						10	99		
Knopfkoralle indet.						1			
kl. solitäre Rugosa indet.		1	9			3	5	3	3
<i>Alveolites</i> ? sp.			4				(twgr)1		
<i>Pleurodictyum</i> sp.						1			
<i>Arthrocantha</i> sp.						2			
Crinoiden-Oszikels	X		30		XX	X	X		
Crinoiden-Detritus	X		X	X			X		
Siebplatte Ech.							1		
<i>Fistulipora</i> sp.						X			
ästige Bryozoa indet.						X	X		
fenestellige Bryozoa indet.	X	(twgr)X	19			XX	X		X
Auloporida indet.			1			X			
<i>Cladochonus</i> sp.		1				X	X		
<i>Hernodia</i> sp.						X			
<i>Spirorbis</i> sp.		X			3	3			
Bryozoa-Epizoa indet.		X	2		X		3		
<i>Conchifora</i> sp.							1		
<i>Polyzygia</i> sp.							1		
<i>Ponderodictya</i> sp.						(?)1			
<i>Kozłowskiella</i> sp.						(?)1			
<i>Ronnyella</i> sp.						1			
Ostracoda indet.			XX						
<i>Cyphaspis</i> sp.					1				
<i>Geesops</i> sp.							1		
ex gr. <i>Kayserops</i> sp.					1				
cf. <i>Nyterops</i> sp.			1						
Phacopinæ indet.		1	1						
Phacopida indet.						2			
Koprolith vel Speiballen									1
Pflanzenrest indet.						1			

Raum Perne/Wiedenest; 318-14- // 318-4912-

Fundhorizont	II	GzP (u)	GzP (o)	B1	B2+B 3	III	IV/ Pernz	B4
n	149+	718	112+	19	41	262+	368+	148+
<i>Polygnathus linguiformis</i> ssp.	1							
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. N. (N.) <i>otomari</i> BOUČEK & PRANTL 1959	7	14	7		1	34	(?)3	5
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. N. (N.) <i>otomari</i> BOUČEK & PRANTL 1959 → N. (N.) <i>postotomari</i> ALBERTI & SALAH 1980						(?)3		
<i>Viriatiellina guangxiensis</i> MU & RUAN 1983							1	
<i>Viriatiellina holochlidana</i> SCHÖNE 1996			(aff)7		2			
<i>Viriatiellina</i> sp. A		2	3			5	2	
<i>Metastyloliolina</i> sp. A			4		3			
<i>Costulatostyloliolina deflexa</i> (BOUČEK 1964)			1		1	(?)2		
<i>Striatostyloliolina striatula</i> (NOVAK 1882)			2		1	1		
<i>Styliolina fissurella</i> (HALL 1843)				1				
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957			(?)40	4	6			
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957O			1					
<i>Styliolina</i> sp.	5	700				28	5	
<i>Dicriconconus</i> sp.							1	
Uniconidae indet.	3						6	
<i>Homoclenus</i> sp.	1				1	1		
" <i>Orthoceras</i> " <i>clavatum</i> CORRENS 1923	1							
othoconer Cephalopode indet.	1		1	2		(2T)28	5	2
<i>Phillipolia</i> sp.			1			(?)9	(?)2	
<i>Devonaria minuta</i> (VON BUCH 1837)							2	
<i>Devonaria minutissima</i> STRUVE 1981						(?)1		
<i>Holynetes</i> aff. <i>H. holynensis</i> HAVLÍČEK & RACHEBOEUF 1979	69		7		5	31	(twv/d)10	27
aff. <i>Dagnachonetes</i> sp.							(aff)1	
aff. <i>Chonetes</i> (<i>Plebejochonetes</i>) sp.							2	
aff. <i>Retichonetes</i> sp.							1	
Chonetidina indet. (aff. <i>Devonaria</i> sp.)							1	
Chonetidina indet. (aff. <i>Holynetes</i> sp.)			4			(2T)25	7	1
Chonetidina indet. (glattschalig)			1		8			(kl)5
Chonetidina indet. (breit)	3							6
<i>Paraplicanopia</i> sp.					1			
<i>Parastrophonella a. anaglypha</i> (KAYSER 1871)							26	
<i>Parastrophonella anaglypha quadrata</i> (LOTZE 1928)							1	
<i>Protodouvillina i. interstitialis</i> (PHILLIPS 1841)							(twgr)6	
<i>Xystostrophia umbraculum</i> (VON SCHLOTHEIM 1820)						(?kl)1	10	
Douvilliniidae indet.							6	
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)							3	
Productellidae indet. (glatt, winzig)						X	X	
Stropheodontidae indet.						(Sk)X	2	
<i>Aulacella</i> sp.							1	
<i>Kaysarella</i> sp.							1	
<i>Phagmophora schnuri</i> COOPER 1965							(?)2	
<i>Prokopia</i> sp.							1	
<i>Schizophoria</i> sp.							2	
<i>Skenidioides</i> cf. <i>S. polonicus</i> (GÜRICH 1896)							11	
Orthida indet. aff. <i>Skenidioides</i> sp.								1
Orthida indet.							1	
<i>Atrypa</i> (<i>Planatrypa</i>) <i>sgamifera</i> ssp.							2	
<i>Atrypa</i> (<i>Planatrypa</i>) <i>confusa</i> (STRUVE 1992)								
<i>Atrypa</i> (<i>Planatrypa</i>) aff. <i>A. (Pl.) confusa</i> (STRUVE 1992)								
<i>Atrypa</i> (<i>Planatrypa</i>) sp.							1	
<i>Atrypa</i> (A.) ? sp.							1	
<i>Atryparia</i> sp.							2	
<i>Atryparia</i> ? sp.							3	
<i>Spinatrypa</i> (<i>Isospinatrypa</i>) <i>a. aspera</i> (VON SCHLOTHEIM 1813)							(cf)5	
<i>Spinatrypa</i> ? sp.							(?)1	
Atypidina indet.							27	
<i>Bifida lepida</i> (D'ARCHIAC & DE VERNEUIL 1842)							(d)32	
<i>Cyrtina</i> sp.			3					
<i>Minatothyris</i> sp.							(?)1	
<i>Reticulariopsis</i> cf. <i>R. aviceps</i> (KAYSER 1871)	3						(gr)2	
<i>Reticulariopsis effliensis</i> (SCUPIN 1900)							(gr)1	
Reticulariidae indet.	1					(kl)1	4	
<i>Plectospira ferita</i> (VON BUCH 1834)	1							
Ambocoeliidae indet.	17				1		1	14
<i>Pseudocamarophoria</i> cf. <i>P. undulataeformis</i> BIERNAT 1966				(?)1	1	(?)2	4	73
Rhynchonellidae indet.							1	
<i>Primipilaria primipilaris</i> (VON BUCH 1834)							1	
<i>Kranzia subcordiformis</i> (SCHNUR 1853)							1	
Uncinulidae indet.							1	
<i>Pseudosieberella montana</i> (SPRIESTERSBACH 1942)							(cf)1	
<i>Cranaena</i> sp.						(?)2		
kl. glattsch. Brachiopode indet.					1	(kl)XX		
Inarticulata indet.							(kl)1	
<i>Buchiola aquarum</i> BEUSHAUSEN 1895			(cf)2	2		32		3
<i>Buchiola mucronata</i> BEUSHAUSEN 1895						5		
<i>Buchiola</i> sp.	6							
" <i>Ctenodonta</i> " sp.		1	4		(kla)1	1		
<i>Cypricardinia</i> sp.							1	
<i>Leiopteria</i> (<i>Leptodesma</i>) sp.	1							
<i>Leiopteria</i> sp.						(?)1		

Fundhorizont	II	GzP (u)	GzP (o)	B1	B2+B 3	III	IV/ Pernz	B4
<i>Nuculites</i> sp.						1		
<i>Pterochaenia hians</i> (WALDSCHMIDT 1885)		1	1	2	2	(?)1		
<i>Palaeoneilo</i> sp.						(?)1		
<i>Sphenotus</i> sp.								
nuculoide Muschel indet. div. sp.			2		1	(kl)XX		2
winzige Muschel indet.			1			(py)1		
kl. dünnsch., ovale Muschel indet.				7				
Schalendetritus indet.	XX		X			XX	XX	
<i>"Euomphalus" radiatus</i> GOLDFUSS 1832			3					
Euomphalide indet.						(kl)X		
<i>Gyronema</i> ? sp.	4					3		
<i>Loxonema</i> sp.	(?)1							
<i>Pleurotomaria</i> sp.	1							
kl. trochosp. Gastropoda indet.							(py)1	
kl. Gastropoda indet.						(py)1	(py)2	
<i>Cladochonus</i> sp.	4						2	
<i>Procteria (Granulidictyum) granulifera</i> (SCHLÖTER 1889)							4	
kl. solitäre Rugosa indet.							2	
Koralle indet.								
fenestellide Bryozoa indet.							40	
ästige Bryozoa indet.							1	
Bryozoa-Epizoa indet.	1							
<i>Conchifera</i> sp.							1	
<i>Rotasaccus</i> sp.	1				3	4		
<i>Arthrocantha</i> sp. (Kelchreste)	2							
<i>Aulacophora</i> ? sp.	1							
<i>Ctenocrinus</i> sp.							1	
<i>Haplocrinites</i> sp.			X					
kl. pinnuliferter Crinoiden-Armtel indet.	X							
Crinoiden-Wurzeläste								X
Crinoiden-Oszikels	(art)3		5				30	
Crinoiden-Reste								5
<i>Beirdia</i> ? sp.						1		
<i>Ctenoloculina</i> sp. (männl.)			6					
<i>Ctenoloculina</i> ? sp.						1		
<i>Polyzygia symmetrica</i> GÜRICH 1896	(?)2							1
<i>Ponderodictya</i> ? sp.								1
Ostracoda indet.								
<i>Cyphaspis</i> sp.			1				1	
<i>Geesops</i> sp.	1		1					
Phacopinae indet.			1				(gr)1	1
Phacopida indet.							1	
Trilobita indet.					2			
<i>Condrites</i> sp.							XX	
<i>Turrilepas</i> sp.			2					

Grüner Bach; 318-13- // 318-4612-

Fundhorizont	D1	D2	D3	D4
n	54	72	100	82
<i>Styllolina</i> sp.	6			
Tentaculitida indet.	8	2		18
<i>Devonaria minuta</i> (VON BUCH 1837)		2		
Holynetinae ? indet.	12	60		
Anopliidae indet.	2	6		
cf. Anopliidae indet.	2			
Ambocoeliidae indet.	(S)6		4	2
<i>Minatothyris weigelti</i> STRUVE 1970 vel <i>M. torleyi</i> STRUVE 1970			(?)4	
Reticulariidae indet.			10	
<i>Bifida lepida</i> (D'ARCHIAC & DE VERNEUIL 1842)			2	
<i>Cyrtina</i> sp.			4	2
<i>Spinocyrtia (Carpinaria) a. ascedens</i> (SPRIESTERSBACH 1935) vel <i>Sp. (C.) an. andreasmayi</i> STRUVE 1992			4	
Spiriferida indet.	(S)6			2
<i>Athyris gerolsteinensis</i> (STEININGER 1853)			8	
Athyridae indet.			2	
<i>Beckmannia</i> sp.	(?)2			
Rhynchonellida indet.	(S)4			
<i>Cincinella</i> sp.			4	
Schalenreste indet.				40
<i>Parallelodon</i> sp.				4
aviculide Muschel indet.				2
<i>Ptychopteria (Actinopteria) reticulata fenestrata</i> (FOLLMANN 1865)				2
<i>Ptychopteria (Actinopteria) sp.</i>		2		
nuculide Muschel indet.				2
<i>Spirorbis</i> sp.			6	
Epizoa indet.			4	
<i>Caulostrepsis</i> sp.			4	
<i>Auloporida</i> indet.			16	
fenestide Bryozoa indet.			16	
Crinoiden-Oszikels			6	(S)6
<i>Dechenella</i> sp.				2
<i>Dechenella</i> ex gr. <i>D. altanae</i> BASSE 1996			2	
<i>Poloniella</i> sp.			4	
Ostracoda indet.	4			
gegabelter Pflanzenrest indet.	2			

Hohlweg Bredenbruch; 318-15-I // 318-4911-I

Fundhorizont	9	10	1	8	11	12	nL52
n	439+	20+	124	263+	34+	94	54
<i>Polygonathus pseudofoliatus</i> WITTEKINDT 1966					X		
<i>Polygonathus pseudofoliatus</i> Wittekindt 1966 (? → <i>Po. ensensis</i> ZIEGLER & KLAPPER 1976)					X		
<i>Polygonathus linguiformis</i> ssp.					X		
<i>Icriodus regularicrescens</i> BULTYNCK 1970				X	XX		
<i>Nowakia</i> (N.) ex gr. <i>N. (N.) otomari</i> BOUČEK & PRANTL 1959	5	1	5	2			
<i>Viriatellina minuta</i> ? MU & MU 1974		(aff)1					
<i>Viriatellina</i> ? sp.		2					
<i>Styliolina kireevae</i> LJASCHENKO 1957		1	1	1			1
<i>Styliolina</i> sp.	400	2	1	10	2	1	8
<i>Unicanus</i> sp.			21				
Tentaculitida indet.						1	2
<i>Dagnachonetes</i> ? sp.							1
<i>Devonaria minuta</i> (VON BUCH 1837)				4		1	
<i>Devonaria minutissima</i> STRUVE 1981			1				
<i>Devonaria</i> ? sp.		1		1			
aff. <i>Holynetes</i> cf. <i>H. holynensis</i> HAVLÍČEK & RACHEBOEUF 1979	7	3	3		3		8
<i>Prokopia</i> sp.	1						
? <i>Retichonetes crenulatus</i> (ROEMER 1844)			2	1			
Chonetidina indet. (feinberippt)			6	(k)1	1	2	
Chonetidina indet. (glatt-, dünnsch.)	(kl)2		6	1	1	1	1
Chonetidina indet. (kl, feinber-, breit)							4
<i>Leptaena anelogaeformis</i> BIERNAT 1966				5		1	
<i>Parastrophonella s. anaglypha</i> (KAYSER 1871)			5	7		2	
<i>Parastrophonella anaglypha quadrata</i> (LOTZE 1928)				1			
<i>Protodouvillina l. interstitialis</i> (PHILLIPS 1841)				7		2	
<i>Xystostrophia umbraculum</i> (VON SCHLOTHEIM 1820)	2			1			
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)				26	2	12	2
Douvillinidae indet.				1			1
Productellidae indet. (Stacheln)							
Productellidae indet. (glattsch.)	(?)1						
Strophomenidina indet.				1	1	2	1
<i>Aulacella prisca</i> (SCHNUR 1851)				10		5	
<i>Kaysarella lepida</i> (SCHNUR 1853)				3			
<i>Phragmophora schnuri</i> COOPER				7		4	
<i>Schizophoria schnuri</i> aff. <i>S. s. blankenheimensis</i> STRUVE 1985				4			
<i>Schizophoria striatula</i> (VON SCHLOTHEIM 1813) vel <i>S. schnuri bicissa</i> STRUVE 1985				2			
<i>Schizophoria schnuri</i> ssp.			1	1			
<i>Schizophoria</i> sp.				6		1	
<i>Skenidioides</i> cf. <i>S. polonicus</i> (GÜRICH 1896)				31	6	18	4
Orthis indet.			1	1		3	
<i>Atrypa (Planatrypa) squamifera</i> ssp.				(twd)2			
<i>Atryparia</i> sp.			2				
<i>Spinatrypa</i> ? (<i>Isospinatrypa aspera</i> ssp.				(?)7		(?)2	
<i>Atryparia</i> sp. vel <i>Atrypa (Planatrypa)</i> sp.			5			(?)3	
<i>Spinatrypa</i> sp.			1	(?)1			
kl. <i>Atrypidina</i> aff. <i>A. (Planatrypa)</i> sp.			17				
<i>Atrypidina</i> indet.				8	(twd,3T)6		
<i>Bifida lepida</i> (D'ARCHIAC & DE VERNEUIL 1842)				3	1	4	
<i>Bifida</i> sp.				(?)1			
<i>Kayseria dividua</i> (SCHNUR 1851)				3			
<i>Kayseria</i> sp.				1			
<i>Cyrtinaella simplex</i> (PHILLIPS 1841)				3		1	
<i>Cyrtina heteroclitia intermedia</i> OEHLERT 1886				(?)1			
<i>Cyrtina heteroclitia</i> ssp.				(?)4			
<i>Cyrtina</i> sp.			(?)1	2	(d)1	1	1
<i>Mucrospirifer diluvianus</i> (STEININGER 1853)				9	1		
<i>Rhynchospirifer</i> ? sp.				1			
<i>Quiringites</i> ? aff. <i>Qu. elegans</i> (STEININGER 1853)			5	(twd)31	5	11	5
Anoplotheceidae indet.			1				
<i>Mucroclipeus</i> sp.			2	1		2	
<i>Reticulariopsis</i> cf. <i>R. aviceps</i> (KAYSER 1871)				8	1	1	1
Reticulariidae indet.			(?)1	8			1
Spiriferidina indet.				2			
<i>Lissatrypa</i> sp.				7		3	
Athyrididae indet.				1		1	
<i>Pseudocamarophoria</i> cf. <i>P. undulataeformis</i> BIERNAT 1966				3			
Pentamerida indet.			(?)1				
<i>Acanthocrania</i> sp.				2			
<i>Orbiculoidea</i> sp.					(?)1		
<i>Philhedra</i> sp.				1			
<i>Conocardium</i> sp.				1			
<i>Buchiola aquarum</i> BEUSHAUSEN 1895				2			
<i>Buchiola</i> sp.	1	2					
<i>Palaeoneilo</i> sp.		1					
" <i>Ctenodonta</i> " sp.				4			
<i>Ptychopteria (Actinopteria) reticulata fenestrata</i> (FOLLMANN 1885)				1			
nuculide Muschel indet.				1			
winzige Muschel indet.				3			

Fundhorizont	9	10	1	8	11	12	nL52
Gastropoda indet.				2			
Schalenreste indet.	(S)X						(S)2
<i>Cladochonus</i> sp.			1				
<i>Goniodont</i> indet.		6	1				
Crinoiden-Oszikels					(S)X		3
fenestellide Bryozoa indet.				X			
ästige Bryozoa indet.				X			
<i>Ropalonaria</i> sp.				X			
Bryozoen-Epizoa indet.				X			
Epizoa indet.						8	
Endozoa indet.							1
<i>Conchifera</i> sp.				X			
<i>Clionolithes</i> sp.				X			
Bohrspongien indet.				X			
<i>Ponderodictya</i> sp.	(?)1						
<i>Polyzygia symmetrica</i> GÜRICH 1896						1	
<i>Polyzygia trigonata</i> (GÜRICH 1900)				3			
punktierte Ostracoda indet.			3				
Ostracoda indet.	10	1	10		5		2
<i>Cyphaspis</i> sp.				1			
<i>Scutellum</i> sp.				1			
" <i>Comura</i> " sp.			1	1			
<i>Geesops</i> sp.			1		1		1
<i>Kornepruetus</i> sp.						1	
<i>Otarion</i> sp.							
Phacopidae indet.						1	
Trilobita indet.							2
<i>Procteria (Granulidictyum) granulifera</i> (SCHLÜTER 1889)			1				
kl. solitäre Rugose indet.			1	4			2
Endolithen indet.						1	
irreguläre Foraminiferen				2			
semitextulariide Foraminiferen				4			
Pisces indet. (Schuppen, Zähne)				X	X		
Pflanzenreste indet.		X					

Hohlweg Bredenbruch; 318-15-I-n // 318-4911-I-n

Fundhorizont	1	2	3	4	5	6
n	22	9+	80	91	63+	42+
<i>Nowakia (N.)</i> ex gr. <i>N. (N.) otomari</i> BOUČEK & PRANTL 1959	1			13	1	
<i>Viriatellina</i> sp. A	(?)1		2			(?)1
<i>Costulytostyliolina r. roemeri</i> (BOUČEK 1964)				1		
<i>Metastylolina</i> sp. A				1		
<i>Styliolina kiraevae</i> LJASCHENKO 1957				7	2	
<i>Styliolina nucleata</i> (KARPINSKIJ 1884)				(aff)1		
<i>Styliolina philippovae</i> LJASCHENKO 1957				(?)1		1
<i>Styliolina</i> sp.			20	26	20	
Dactyocoenarida indet.			1	1		
<i>Turmalites</i> sp.	6					1
Tentaculitida indet.	11					3
<i>Devonaria minuta</i> (VON BUCH 1837)						1
<i>Devonaria minutissima</i> STRUVE 1981				2		
<i>Paraplicanopia</i> ? sp.					2	
Anoplidae indet.			20	13	20	3
Chonetidina indet. (klein, berippt)		1	1	1	1	
Chonetidina indet. (klein, glattschalig)		1	1	3	1	(kl)2
<i>Protodouvillina i. interstitialis</i> (PHILLIPS 1841)		3				
<i>Xystostrophia umbraculum</i> (VON SCHLOTHEIM 1820)				(kl)1		
Douvillinae indet.		3		1		
Strophomenidina indet.			1			1
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)				5		(kl)4
<i>Skenidioides</i> sp.						2
<i>Skenidioides</i> cf. <i>S. polonicus</i> BIERNAT 1966				5		
Orthida indet.				1		
<i>Plectospira</i> ? sp.					2	
Atrypidina indet.		2		1		
Reticulariidae indet.			1	1		1
<i>Quiringites</i> ? aff. <i>Qu. elegans</i> (STEININGER 1853)						2
Spiriferida indet.				(d)1		
Rhynchonellida indet.					1	
Schalenfragmente indet.						X
Crinoiden-Oszikels			5	3		3
<i>Rotasaccus</i> cf. <i>R. dentifer</i> HAUDE & LANGENSTRASSEN 1976						1
<i>Ctenoloculina</i> ? sp.			2			
<i>Polyzygia trigonata</i> (GÜRICH 1900)				5		
Hollinellidae indet.			13			4
Ostracoda indet.						4
<i>Holaspis</i> sp. vel <i>Melaspis</i> sp.			1			
Trilobita indet.			2			1
<i>Nucula</i> sp.				1		
<i>Buchiola</i> sp.					(?)1	
Muschel indet. (glatt-, dünnschalig)	1					2
<i>Glyptotomaria</i> sp.						(?)1
Gastropoda indet.				(kl)1		1
Grabgang indet.						X
<i>Zosterophyllum</i> sp.		(?)X				
fenestellide Bryozoa indet.	2			2	2	2
<i>Plumalina</i> sp.					XX	
Pflanzendetritus indet.		X				

Bahnhof Gummersbach; 318-16- // 318-4911-

Fundhorizont	III-1	BFG-4	BFG-3	III-2	BFG-2	BFG-1	BFG-5	III-4	III-6
n			21+			24+		156+	
<i>Polygnathus pseudofoliatus</i> WITTEKINDT 1966	X	X		X	XXX				
<i>Polygnathus l. linguiformis</i> HINDE 1879					X				
<i>Polygnathus linguiformis</i> ssp.	X								
<i>Icriodus platybluquimarginatus</i> ? BULTYNCK 1987 (Affinitäten zu <i>Icr. aff. Icr. ex gr. arkonensis</i> STAUFFER 1938)				X					
<i>Icriodus regularicrescens</i> BULTYNCK 1970 → <i>Icr. obliquimarginatus</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957					X				
<i>Icriodus regularicrescens</i> BULTYNCK 1970	XX			X	XX				
? <i>Nowakia otomari</i> BOUČEK & PRANTL 1959								1	
<i>Viriatellina</i> ? sp.								2	
<i>Styliolina</i> sp.	X			X				2	
Tentaculitida indet.							X	2	X
<i>Dagnachonetes</i> sp.			1						
<i>Devonaria minutissima</i> STRUVE 1981						4		4	
Chonetidina indet.						1			
<i>Areostrophia</i> ? sp.								10	
<i>Leptaena analogaeformis</i> BIERNAT 1966		4							
<i>Parastrophonella a. anaglypha</i> (KAYSER 1871)						2			
<i>Helaspis</i> sp.		1							
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)		3	6			1		3	
<i>Leptodontella</i> sp.								2	
<i>Xystostrophia umbraculum</i> (VON SCHLOTHEIM 1820)								77	
Douvilleinidae indet.								5	
<i>Aulacella prisca</i> (SCHNUR 1851)		1							
Orthida indet.								4	
<i>Atrypa (Planatrypa) squamifera</i> ssp. aff. <i>Spinatrypa (Isospinatrypa) a. aspera</i> (SCHLOTHEIM 1813)			(?)1					1	
<i>Spinatrypa (Invertrypa ?) sp.</i>								4	
<i>Spinatrypa</i> sp.							X	3	
Atrypidina indet.		1							
<i>Bifida lepida</i> (D'ARCHIAC & DE VERNEUIL 1842)						1			
<i>Cyrtina laevis</i> KAYSER 1871								1	
<i>Ivanothyris aculeata</i> (SCHNUR 1853)		(?)1							
<i>Mucrospirifer diluvianus</i> (STEININGER 1953)			(?)2						
<i>Quirringites</i> ? aff. <i>Qu. elegans</i> (STEININGER 1853)		1	5						
<i>Reticulariopsis</i> cf. <i>R. aviceps</i> (KAYSER 1871)								1	
Reticulariidae indet.						2		2	
Spiriferidina indet.								1	
<i>Athyris</i> aff. <i>A. gerolsteinensis</i> (STEININGER 1853)								1	
Athyrididae indet.		1							
<i>Primpilaria ? fissillimitata</i> STRUVE 1992						(dvt)1			
<i>Primpilaria primipilaris</i> (VON BUCH 1834)						(dvt)2			
cf. <i>Primpilaria praeprimipilaris</i> STRUVE 1992						(dvt)1			
<i>Primpilaria</i> sp.			1			(dvt)1			
Rhynchonellida indet.								1	
Acrotretacea indet.		2			X				
<i>Orbiculoidea</i> sp.								1	X
<i>Cypricardina</i> sp.						1			
<i>Ptychopteria (Actinopteria) reticulata fenestrata</i> (FOLLMANN 1885)						1			
<i>Ptychopteria (Ptychopteria) sp.</i>						1			
winzige Muschel indet.		1							
Crinoiden-Wurzeln auf Bryoz.								X	
Crinoiden-Oszikels				X		X		(twart)5	
Bryozoen-Epizoen		X	X						
ästige Bryozoa indet.								6	
fenestellige Bryozoa indet.								4	
<i>Spirorbis</i> sp.								X	
<i>Placunopsis</i> sp.		X							
<i>Polyzygia</i> sp.		1							
<i>Tubulibeirdia</i> sp.					1				
Ostracoda indet.		X		X		X			
Faunenschutz								XX	
kleine rugose Koralle indet.								2	
<i>Dechenella</i> sp.								1	
<i>Cyphaspis</i> sp.		1							
<i>Kornepruetus</i> sp.n. BASSE (i.V.)			1						
semitextulariide Foraminiferen	X			X					
irreguläre Foraminiferen		2							
Pisces (Schuppen, Zähne) indet.	X	3		XX	XXX				X

Ehem. Bahnhof Linde; 318-17- //318-4909-

Fundpunkt	I-Frl	I-n1	I-2	I-n2	I-n3	I-6	I-n4	I-10	I-n7	I-n5
n	99+	16+	103+	137+	30+	80+	29+		9+	9
<i>Polygnathus pseudofoliatus</i> Wittekindt 1966 (mit Knoten wie <i>Po. effilus</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957)								X		
<i>Polygnathus</i> ex gr. <i>Po. xylius</i> ssp. (juv.)								X		
<i>Icriodus regularirescens</i> BULTYNCK 1970								X		
<i>Icriodus</i> aff. <i>Icr. arkonensis walliserianus</i> WEDDIGE 1988								X		
<i>Icriodus</i> aff. <i>Icr. n.sp.</i> E WEDDIGE 1977						X				
<i>Styliolina</i> sp. (aff. <i>S. kircevsae</i> LJASCHENKO 1957)						2				
<i>Uniconus</i> sp.	2			3		1				
Tentaculitida indet.	1									
<i>Dagnachonetes (Dagnachonetes)</i> sp.							(cf)1			
<i>Devonaria</i> sp.		1								
<i>Chonetes (Piebeiochonetes)</i> sp.							2			
<i>Reticchonetes crenulatus</i> (ROEMER 1844)			1			1				
<i>Reticchonetes</i> sp.							1			
Chonetidina indet. (glattschalig)	1		1				2			
<i>Leptaena analogaeformis</i> BIERNAT 1966	8		14	23		22	1			
<i>Leptaena</i> sp.			2	1						
<i>Leptodontella caudata</i> (SCHNUR 1853)						1				
<i>Parastrophonella a. anaglypha</i> (KAYSER 1871)	2									
ex gr. <i>Productella subaculeata</i> (MURCHISON 1840)	1			5		7	(kl)2			
<i>Protodouvillina i. interstitialis</i> (PHILLIPS 1841)	3		1	2			1			
<i>Xystostrophia umbraculum</i> (VON SCHLOTHEIM 1820)	2	2	7	75		(v)10			X	
Douvilliniidae indet.						1				
Strophomenidina indet.						1	1			
<i>Aulacella prisca</i> (SCHNUR 1851)	2									
<i>Skendioides cf. polonicus</i> (GÜRICH 1896)		1	1							
Orthis indet.	2									
<i>Atrypa (Planatrypa) collega</i> STRUBE 1966	8									
<i>Atrypa (Planatrypa) squamifera</i> ssp.			1							
<i>Atrypa (A. ?) sp.</i>	2									
<i>Atrypa (K. ?) sp.</i>	1									
<i>Atryparia</i> sp.	7									
<i>Spinatrypa (Invertrypa) ssp.</i>										1
<i>Spinatrypa (Isospinatrypa ?) aspera</i> ssp.	1		7							(?)1
aff. <i>Spinatrypa (Isospinatrypa) aspera meridiana ?</i> COPPER 1967										1
<i>Spinatrypa</i> sp.	7		13							
<i>Spinatrypa</i> sp.	1									
Atrypidina indet.	17		17							
Athyrididae indet.	1		1	2		1				
<i>Alatiformis ? dorsocava</i> (SPRIESTERSBACH 1915)				2						
<i>Bifida lepida</i> (D'ARCHIAC & DE VERNEUIL 1842)			1							
<i>Cyrtina heteroclitia</i> ssp.						(v, cf)1	1			
<i>Mucrospirifer diluvianus</i> (STEININGER 1853)	5			1						
<i>Quiringites ?</i> aff. <i>Qu. elegans</i> (STEININGER 1853)	11	3	8			3				
<i>Spinocyrtia (Carpinaria) cf. Sp. (C.) a. ascendens</i> (SPRIESTERSBACH 1935)				1		(?)3				
<i>Plectospira ferita</i> (VON BUCH 1834)	1									
<i>Minatothyris cf. M. weigelti</i> STRUBE 1970						(aff)1				
<i>Reticulariopsis cf. R. aviceps</i> (KAYSER 1871)						2				
Reticulariidae indet.			2							
<i>Beckmannia</i> sp.						X				
<i>Pseudocamarophoria</i> sp.		2								
Uncinulidae indet.							2			
Rhynchonellida indet.				1		X				
Ambocoeliidae indet.						X				
<i>Acanthocrania</i> sp.						1				
<i>Ptychopteria (Actinopteria) reticulata fenestrata</i> (FOLLMANN 1885)							1			
<i>"Ctenodonta" sp.</i>		1		1						
<i>Palaeonello</i> sp.				1		1				
<i>Peracyclas ?</i> sp.							2			1
<i>Ptychopteria</i> sp.							1			
<i>Cypricardina</i> sp.	1						1			
<i>Pterinopecten (Pl.) radiatus</i> (GOLDFUSS 1836)				1						
<i>"Sedgwickia" ?</i> sp.							1			
Pectinacea indet.							1			
Muschel indet.	1		2	2			1		2	
Gastropoda indet. trochospirai						5		2		
<i>Beirdiocypris</i> sp.								3		
Ostracoda indet.						5				5
<i>Dechenella</i> sp.				1						
Trilobite indet.						2				
<i>Ammonitinus dolliformis</i> Wolburg 1937	1	1								
Crinoiden-Oszikels	X					X	(S)X		(S)X	
semifextulariide Foraminifere						6				
<i>Spirorbis</i> sp.	1		10	8						
ästige Bryozoa indet.			X							
fenestellige Bryozoa indet.	X	X	X	X		X	X		X	
Bryozoa indet. (epizoisch)		X	5							
Endozoa indet.			2							
Epizoa indet.			2							
Stromatopiden und Korallen div. sp.					27					
Pisces (Schuppen) indet.						X				
Pflanzenhäxsel und -stücke		2	3	2						

Community-Koeffizienten (korr.: 16), Benthos					
Zeit ->	O'Wald	Boha	Kohl	Senkel	Hardt
Linde-Linde	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
Linde-Sels.		0,245687861	0,374191107	0,358951188	0,5175
Linde-Bred.		1,624615385	4,773517241	0,541466536	0,829090909
Linde-Mnkbr.		0,794244604	3,115966387	0,508580601	0,538705036
Linde-Pernze		3,848971963	9,384444444	0,52365411	0,812727273
Linde-Bonzel		5,484968944	16,87052133	1,617488922	1
Linde-List.		8			2

Community-Koeff. (korr.: 16), Gesamtfauna					
Zeit ->	O'Wald	Boha	Kohl	Senkel	Hardt
Mnkbr.-Linde		0,87936278	3,15910543	0,62353669	0,53870504
Mnkbr.-Sels.		0,56	1,04727273	0,30731898	0,4998209
Mnkbr.-Bred.		1,96982968	0,72258065	0,47552161	0,44398556
Mnkbr.-Mnkbr.	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
Mnkbr.-Pernze	0,31268335	0,22746051	0,27904998	0,50312211	0,26618996
Mnkbr.-Bonzel	0,43636364	0,24201245	0,32665406	1,22550788	0,35126659
Mnkbr.-List.	0,74117647	0,22879306			0,56394366

Community-Koeffizienten (korr.: 16), Benthos							
Lokalität->	Linde	Sels.	Bred.	Mnkbr.	Pernze	Bonzel	List.
Boha-O'Wald				0,2276	0,258844444	0,1792	0,16
Boha-Kohl	0,2316	0,8696	1,7392	0,208533333	0,218666667	0,172	
Bonha-Senkel	0,403	0,331466667	1,2928	0,248426667	0,330533333	1,11104	
Boha-Hardt	0,2856	0,24896	0,3968	0,2597	0,612571429	0,2936	0,2868

Brachiopoden, SHANNON-WEAVER-Diversitätsindex							
Lokalität->	Linde	Sels.	Bred.	Mnkbr.	Pernze	Bonzel	List.
O'Wald				0,9	0,85		2,57
Boha	2,57	1,43		1,88			
Kohl	2,2	1,73	0,97	1,55	1,38		
Senkel	2,24	3,02	3,19	3,05	2,84		
Hardt	0,33	1,9	2,16	2,43	1,24		0,69

häufigste und wichtige Faunenelemente in [%]									
	Holynelinae	Parastroph.	Xystostrophia	Ambocoel.	Alrypidina	Reticul.	Mucr/Quir.?	Pseudocam.	Sonstiges
Linde									
O'Wald									100
Boha		2,02	2,02		44,44		16,16		35,36
Kohl			6,8		36,89	1,94	7,77		46,6
Senkel									100
Hardt			22,22						77,78
Selscheid									
O'Wald									100
Boha			1,79		31,74	3,59	3,59		59,29
Kohl			16,67		8,33	16,67			58,33
Senkel	0,53	15,93	11,68		6,55	0,35	8,14		56,82
Hardt		2,48	16,14		56,52		5,59		19,27
Bredenbruch									
O'Wald									100
Boha									100
Kohl									100
Senkel	0,35	2,77	0,34	0,35	5,54	5,54	13,84		71,27
Hardt	14,04					3,51	8,77		73,68
Meinkenbracht									
O'Wald	13,33							33,33	53,34
Boha	12,17	0,87			0,91				86,05
Kohl	40			1,1				17,22	41,68
Senkel	3,82	1,91	0,38	1,15	17,56	12,59	0,76	1,53	60,3
Hardt	1,1	3,3		21,98	1,65	3,85		2,75	65,37
Pernze									
O'Wald	45,7			11,26		2,65			40,39
Boha									100
Kohl	12,2			2,44				2,44	82,92
Senkel	16,76	7,3	2,7	0,27	11,35	1,89		1,08	58,65
Hardt	18,54			9,27				48,34	23,85

GAGP

GÖTTINGER ARBEITEN ZUR GEOLOGIE UND PALÄONTOLOGIE

- 1: GROOS, Helga (1969): Mitteldevonische Ostracoden zwischen Ruhr und Sieg (Rechtsrheinisches Schiefergebirge). - 110 S., 48 Abb., 3 Tab., 20 Taf., 8 Beil. DM 12,50
- 2: GRIMM, Arnulf (1969): Die Grundwasserverhältnisse im Raum Kassel (Nordhessen) unter besonderer Berücksichtigung der Hydrochemie. - 143 S., 23 Abb., 8 Tab., 1 Taf., 21 Beil. DM 20,00
- 3: FÜTTERER, Dieter (1969): Die Sedimente der nördlichen Adria vor der Küste Istriens. 57 S., 25 Abb. DM 6,60
- 4: GEISSLER, Horst (1969): Zur Stratigraphie und Fazies der Finnentropen Schichten sowie zur Ökologie ihrer Fauna (Mittlere Givet-Stufe, nordöstliches Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). 67 S., 31 Abb., 4 Tab., 1 Taf. DM 11,20
- 5: H. MARTIN-Festschrift (1970): VIII + 166 S., 41 Abb., 4 Tab., 11 Taf. DM 20,00
- 6: SCHMIDT, Albert (1970): Geologische und petrologische Untersuchungen im Grenzbereich Weiler Schiefer/Gneis von Urbeis (Schuppenzone von Lubine/Vogesen). - 31 S., 6 Abb., 2 Taf. DM 6,80
- 7: PAUL, Josef (1970): Sedimentgeologische Untersuchungen im Limski kanal und vor der istrischen Küste (nördliche Adria). - 75 S., 43 Abb., 25 Tab. DM 10,80
- 8: DANIELS, Curt H. v. (1970): Quantitative ökologische Analyse der zeitlichen und räumlichen Verteilung rezenter Foraminiferen im Limski kanal bei Rovinj (nördliche Adria). - 109 S., 8 Taf. DM 16,00
- 9: JAHNKE, Hans (1971): Fauna und Alter der Erbslochgrauwacke (Brachiopoden und Trilobiten, Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge und Harz). - 105 S., 50 Abb., 11 Taf. DM 18,40
- 10: EDER, Wolfgang (1971): Riff-nahe detritische Kalke bei Balve im Rheinischen Schiefergebirge (Mittel-Devon, Garbecker Kalk). - 66 S., 14 Abb., 6 Tab., 5 Taf. DM 11,60
- 11: AHRENDT, Hans (1972): Zur Stratigraphie, Petrographie und zum tektonischen Aufbau der Canavese-Zone und ihrer Lage zur Insubrischen Linie zwischen Biella und Cuorgné (Norditalien). 89 S., 38 Abb., 4 Taf., 7 Beil. DM 18,00
- 12: LANGENSTRASSEN, Frank (1972): Zur Fazies und Stratigraphie der Eifel-Stufe im östlichen Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge, Bl. Schmallenberg und Girkhausen). - 106 S., 4 Taf. DM 18,40
- 13: UFFENORDE, Henning (1972): Ökologie und jahreszeitliche Verteilung rezenter benthonischer Ostracoden des Limski kanal bei Rovinj (nördliche Adria). - 121 S., 41 Abb., 5 Tab., 12 Taf. DM 18,80
- 14: GROOTE-BIDLINGMAIER, Michael v. (1974): Tektonik und Metamorphose im Grenzbereich Damara-Prädamara, südwestlich Windhoek (Südwestafrika). - 80 S., 50 Abb. DM 15,20
- 15: FAUPEL, Jürgen (1974): Geologisch-mineralogische Untersuchungen am Donkerhoek-Granit (Karibib-District, Südwestafrika). - 95 S., 48 Abb., 8 Tab., 2 Beil. DM 17,20
- 16: ENGEL, Wolfgang (1974): Sedimentologische Untersuchungen im Flysch des Beckens von Ajdovscina (Slowenien). - 65 S., 11 Abb., 1 Tab., 3 Taf. DM 14,40
- 17: FAUPEL, Myrsini (1975): Die Ostrakoden des Kasseler Meeressandes (Oberoligozän) in Nordhessen. 77 S., 3 Abb., 1 Tab., 13 Taf. DM 22,00
- 18: RIBBERT, Karl-Heinz (1975): Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Unterkarbon nördlich des Oberharzer Diabaszuges (NW-Harz). - 58 S., 19 Abb., 2 Tab. DM 12,80
- 19: NIEBERDING, Franz (1976): Die Grenze der zentralen Granitzone südwestlich Otjimbingwe (Karibib-District, Südwestafrika): Intrusionsverband, Tektonik, Petrographie. - 78 S., 7 Taf. DM 15,60
- 20: ÇINAR, Cemil (1978): Marine Flachwasserfazies in den Honseler Schichten (Givet-Stufe, Lüdenscheider Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge). - 77 S., 28 Abb., 4 Profile, 11 Taf. DM 16,40
- 21: LIESCHE, Stefan (1980): Die tektonische Gesteinsdeformation im Gebiet des Latroper Sattels und der Wittgensteiner Mulde im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. - 89 S., 7 Taf. DM 17,20
- 22: HEINRICH, Till (1980): Lithostratigraphische Untersuchungen in der Fig Tree Gruppe des Barberton Greenstone Belt zwischen Umsoli und Lomati (Südafrika). - 118 S., 42 Abb., 13 Tab. DM 20,00
- 23: VIETH, Jutta (1980): Thelodontier-, Acanthodier- und Elasmobranchier-Schuppen aus dem Unter-Devon der Kanadischen Arktis (Agnatha, Pisces). - 69 S., 27 Abb., 10 Taf. DM 22,80
- 24: VOLLBRECHT, Axel (1981): Tektongenetische Entwicklung der Münchberger Gneismasse (Quarzkorngefüge-Untersuchungen und Mikrothermometrie an Flüssigkeitseinschlüssen). 122 S., 60 Abb., 1 Tab. DM 21,00

- 25: SAUERLAND, Ulrike (1983): Dacryoconariden und Homocteniden der Givet- und Adorf-Stufe aus dem Rheinischen Schiefergebirge (Tentaculitoidea, Devon). - 86 S., 17 Abb., 7 Taf. DM 16,80
- 26: HENN, Albrecht H. (1985): Biostratigraphie und Fazies des hohen Unter-Devon bis tiefen Ober-Devon der Provinz Palencia, Kantabisches Gebirge, N-Spanien. - 100 S., 41 Abb., 3 Taf. DM 17,50
- 27: REUTER, Antje (1985): Korngrößenabhängigkeit von K-Ar Datierungen und Illit-Kristallinität anchizonaler Metapelite und assoziierter Metatuffe aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge. 91 S., 32 Abb., 16 Tab. DM 17,20
- 28: MADER, Hermann (1986): Schuppen und Zähne von Acanthodiern und Elasmobranchiern aus dem Unter-Devon Spaniens (Pisces). - 59 S., 18 Abb., 1 Tab., 7 Taf. DM 15,20
- 29: MICHELS, Dietmar (1986): Ökologie und Fazies des jüngsten Ober-Devon von Velbert (Rheinisches Schiefergebirge). - 86 S., 21 Abb., 7 Tab., 3 Taf. DM 15,60
- 30: PÖHLIG, Charlotte (1986): Sedimentologie des Zechsteinkalks und des Werra-Anhydrits (Zechstein 1) in Südost-Niedersachsen. - 99 S., 50 Abb., 6 Tab., 6 Taf. DM 18,00
- 31: ROUSHAN, Firouz (1986): Sedimentologische und dynamische Aspekte der Fazies und Paläogeographie im Bereich der Wiedenes-Formation (Mittel-Devon, Rheinisches Schiefergebirge). 101 S., 44 Abb., 2 Tab., 5 Taf. DM 19,20
- 32: HORSTMANN, Uwe E. (1987): Die metamorphe Entwicklung im Damara Orogen, Südwest Afrika/Namibia, abgeleitet aus K/Ar-Datierungen an detritischen Hellglimmern aus Molassesedimenten der Nama Group. 95 S., 32 Abb., 12 Tab. DM 16,80
- 33: SCHWEINEBERG, Joachim (1987): Silurische Chitinozoen aus der Provinz Palencia (Kantabisches Gebirge, N-Spanien). - 94 S., 24 Abb., 13 Taf. DM 22,40
- 34: BEHBEHANI, Ahmad-Reza (1987): Sedimentations- und Klimageschichte des Spät- und Postglazials im Bereich der Nördlichen Kalkalpen (Salzkammergutseen, Österreich). - 120 S., 5 Taf. DM 19,60
- 35: TEUFEL, S. (1988): Vergleichende U-Pb- und Rb-Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen des Übergangsreiches Saxothuringikum/Moldanubikum, NE-Bayern. - 87 S., 36 Abb., 15 Tab., 4 Taf. DM 18,80
- 36: WERNER, W. (1988): Synsedimentary Faulting and Sediment-Hosted Submarine Hydrothermal Mineralization - A Case Study in the Rhenish Massif, Germany. - 206 S., 81 Abb., 6 Tab. DM 20,00
- 37: RIEKEN, Ralf (1988): Lösungs-Zusammensetzung und Migrationsprozesse von Paläo-Fluidsystemen in Sedimentgesteinen des Norddeutschen Beckens (Mikrothermometrie, Laser-Raman-Spektroskopie und Isotopen-Geochemie). - 116 S., 37 Abb., 22 Tab., 5 Taf. DM 19,80
- 38: ZARSKE, Gerd (1989): Gefügekundliche und kristallingeologische Untersuchungen zur alpinen Störungs-kinematik im Umbiegungsbereich von Tonale- und Judicarien-Linie. 142 S., 73 Abb., 28 Tab., 13 Taf., 4 Karten. DM 22,80
- 39: HUTTEL, Peter (1989): Das Staßfurt-Karbonat (Ca₂) in Süd-Oldenburg - Fazies und Diagenese eines Sediments am Nordhang der Hunte-Schwelle. - 94 S., 7 Tab., 47 Abb., 11 Taf. DM 20,80
- 40: ADAM, Jens F. (1989): Methoden und Algorithmen zur Verwaltung und Analyse axialer 3-D-Richtungsdaten und ihrer Belegungsdichten. - 100 S., 59 Abb., 18 Tab. DM 17,50
- 41: SCHMIDT-MUMM, Andreas (1989): Die Entwicklung der Fluid-Systeme während der oberproterozoischen Damara-Orogenese am Südrand des Damara-Orogens/Namibia. - 93 S., 41 Abb., 5 Taf. DM 19,20
- 42: MATSCHULLAT, J. (1989): Umweltgeologische Untersuchungen zur Veränderungen eines Ökosystems durch Luftschadstoffe und Gewässerversauerung (Sösemulde, Harz). - 110 S., 33 Abb., 48 Tab. DM 17,20
- 43: SCHLIE, Peter (1989): Hydrogeologie des Grundwasserwerkes Stegemühle in Göttingen. 143 S., 32 Abb., 28 Tab. DM 20,00
- 44: LOTTMANN, Jan (1990): Die *pumilio*-Events (Mittel-Devon). 98 S., 43 Abb., 12 Tab., 3 Taf. DM 19,60
- 45: WEDEL, Angelika (1990): Mikrostruktur- und Texturuntersuchungen an Peridotiteinschlüssen in Basalten der Hessischen Senke. - 63 S., 24 Abb., 3 Tab. DM 18,60
- 46: SCHINDLER, Eberhard (1990): Die Kellwasser-Krise (hohe Frasn-Stufe, Ober-Devon). 115 S., 43 Abb., 6 Tab., 5 Taf. DM 18,40
- 47: TÖNEBÖHN, R. (1991): Bildungsbedingungen epikontinentaler Cephalopodenkalke (Devon, SE-Marokko). - 114 S., 60 Abb., 2 Tab., 9 Taf. DM 21,20
- 48: HOFFKNECHT, Andreas (1991): Mikropetrographische, organisch-geochemische, mikrothermometrische und mineralogische Untersuchungen zur Bestimmung der organischen Reife von Graptolithen-Periderm. - 98 S., 48 Abb., 32 Tab., 5 Taf. DM 19,40
- 49: WELZEL, Barbara (1991): Die Bedeutung von K/Ar-Datierungen an detritischen Muskoviten für die Rekonstruktion tektonometamorpher Einheiten im orogenen Liefergebiet - ein Beitrag zur Frage der varistischen Krustenentwicklung in der Böhmisches Masse. - 61 S., 20 Abb., 7 Tab. DM 14,40
- 50: OBENLÜNESCHLOSS, Jutta (1991): Biologie und Ökologie von drei rezenten Süßwasser-Rivularien (Cyanobakterien) - Übertragbarkeit artspezifischer Verkalkungsstrukturen auf fossile Formen. 86 S., 25 Abb., 41 Tab., 9 Taf. DM 20,00

- 51: WEMMER, Klaus (1991): K/Ar-Altersdatierungsmöglichkeiten für retrograde Deformationsprozesse im spröden und duktilen Bereich - Beispiele aus der KTB-Vorbohrung (Oberpfalz) und dem Bereich der Insubrischen Linie (N-Italien). - 61 S., 16 Abb., 15 Tab. DM 13,60
- 52: ERLINGHAGEN, Klaus-Peter (1991): Petrogenese und geodynamische Entwicklung der Subduktions - Metamorphite von Zentral - Sulawesi, Indonesien. - 103 S., 48 Abb., 25 Tab. 2 Taf. DM 18,80
- 53: REUTEL, Christian (1992): Krustenfluide in Gesteinen und Lagerstätten am Westrand der Böhmisches Masse. - 76 S., 33 Abb., 32 Tab., 5 Taf. DM 18,00
- 54: LEDENDECKER, Stefan (1992): Stratigraphie der Karoosedimente der Huabregion (NW-Namibia) und deren Korrelation mit zeitäquivalenten Sedimenten des Paranäbeckens (Südamerika) und des Großen Karoobeckens (Südafrika) unter besonderer Berücksichtigung der überregionalen geodynamischen und klimatischen Entwicklung Westgondwanas. - 87 S., 29 Abb., 4 Taf. DM 19,80
- 55: HORSTHEMKE, Ewald (1992): Fazies der Karoosedimente der Huab-Region, Damaraland, NW-Namibia. - 102 S., 28 Abb., 8 Taf. DM 24,00
- 56: LOH, Hartmut (1992): Die Genese und Fazies der quartären Torf-Lagerstätte von Agras (Griechisch-Mazedonien): Untersuchungen zur Bildung von Mazeralen und Lithotypen der Braunkohle. - 49 S., 11 Abb., 9 Tab., 5 Taf. DM 16,00
- 57: REUTER, Anselm (1993): Analyse eines regradierenden Deltas im Mittel-Devon des Rheinischen Schiefergebirges. - 88 S., 22 Abb., 9 Tab., 8 Taf. DM 20,80
- 58: O.H. WALLISER-Festschrift (1993): VI + 161 S., 69 Abb., 2 Tab., 15 Taf. DM 20,00
- 59: EBERT, Joachim (1993): Globale Events im Grenz-Bereich Mittel-/Ober-Devon. - 106 S., 25 Abb., 12 Tab., 1 Taf. DM 19,20
- 60: SCHNEIDER, Norbert (1993): Das lumineszenzaktive Strukturinventar von Quarzphänokristen in Rhyolithen. - 81 S., 38 Abb., 13 Tab., 7 Taf. DM 20,40
- 61: TOPP, Jürgen (1993): Flüssigkeitseinschluß-Untersuchungen am Bohrkernmaterial der KTB bis 4000 Meter. - 58 S., 33 Abb., 6 Tab., 6 Taf. DM 18,80
- 62: ZHAO, Meng-Wei (1994): Beiträge zur thermischen Geschichte, den Paläofluidsystemen und der Diagenese des Ordos Beckens (China). - 97 S., 42 Abb., 18 Tab., 5 Taf. DM 20,00
- 63: HEGGEMANN, Heiner (1994): Sedimentäre Entwicklung der Khorat-Gruppe (Ober-Trias bis Paläogen) in NE- und N-Thailand. - 146 S., 58 Abb., 9 Tab., 8 Taf. DM 26,80
- 64: EBERT, Jacqueline (1994): Crinoiden-Stielglieder aus der Ems- und Eifel-Stufe des Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). - 85 S., 73 Abb., 6 Tab., 3 Taf. DM 19,60
- 65: HERING, Gerd (1995): Milankovitch-Zyklen in mitteldevonischen Schelf-Carbonaten des Rheinischen Schiefergebirges. - 63 S., 28 Abb., 4 Tab., 5 Taf. DM 20,20
- 66: WESSELS, Martin (1995): Bodensee-Sedimente als Abbild von Umweltänderungen im Spät- und Postglazial. - 105 S., 75 Abb., 8 Tab., 2 Taf. DM 20,40
- 67: SCHÜLKE, Immo (1995): Evolutive Prozesse bei *Palmatolepis* in der frühen Famenne-Stufe (Conodonta, Ober-Devon). - 108 S., 33 Abb., 10 Tab., 14 Taf. DM 22,40
- 68: SCHUBERT, Michael (1996): Die dysaerobe Biofazies der Wissenbacher Schiefer (Rheinisches Schiefergebirge, Harz, Devon). - 131 S., 28 Abb., 6 Tab., 3 Taf. DM 22,80
- 69: TRZEBSKI, Robert (1997): Morphogenesis, tectonic setting and intrusion dynamics of the late-Variscan granites at the northwest-margin of the Bohemian Massif. - 67 S., 40 Abb., 2 Tab. DM 14,40
- 70: SCHÖNE, Bernd R. (1997): Der *otomari*-Event und seine Auswirkungen auf die Fazies des Rhenoheryznischen Schelfs (Devon, Rheinisches Schiefergebirge). - 140 S., 34 Abb., 1 Tab. DM 21,60

Der Subskriptionspreis liegt jeweils 25% unter dem oben angegebenen Verkaufspreis.

Herausgabe und Vertrieb

Geologische Institute der Universität Göttingen
D-37077 G ö t t i n g e n, Goldschmidt-Str. 3, Tel. 0551/39-7900