

Die 'Bonzeler Grenzschicht' im Typusprofil bei Lennestadt (Eifel/Givet-Stufe, Rheinisches Schiefergebirge)

Bernd R. SCHÖNE & Frank LANGENSTRASSEN

mit 6 Abbildungen und 1 Tabelle

SCHÖNE, Bernd R. & LANGENSTRASSEN, Frank: Die 'Bonzeler Grenzschicht' im Typusprofil bei Lennestadt (Eifel/Givet-Stufe, Rheinisches Schiefergebirge). – *Geologica et Palaeontologica* 32: 127–139, 6 Abb., 1 Tab.; Marburg, 30.11.1998.

Eine Neubearbeitung der Typlokalität der 'Bonzeler Grenzschicht' wird vorgelegt und ein Säulenprofil präsentiert, welches den Grenzbereich *kockelianus/ensensis*-Zone (*otomari*-Event), die Schwarzschiefer-Episode (*otomari*-Intervall) und den Grenzbereich Eifel/Givet-Stufe erfaßt. Die neu aufgestellte Bonzel-Formation wird in drei Member untergliedert: Bonzelerhammer-, Kohlberg- und Vestenberg-Member. Faziell ist der Ablagerungsraum dem Übergangsbereich Schelf/Becken zuzuordnen. Am Ende der Schwarzschiefer-Episode stellen sich am Boden wieder günstige Lebensbedingungen ein, was sich besonders an der drastischen Zunahme der Aktivität der Endofauna widerspiegelt.

The type locality of the 'Bonzeler Grenzschicht' (Bonzel boundary layer) has been investigated. The newly erected Bonzel Formation which is further sub-divided into three Members (Bonzelerhammer, Kohlberg, and Vestenberg) commences with a black shale section near the *kockelianus/ensensis*-zone (*otomari* event, Upper Eifelian). The top of the Bonzel Formation (uppermost Eifelian/ lowermost Givetian) is characterized by the intercalation of calcareous sediments. The sudden increase in endofaunal activity near the Eifelian/Givetian stage boundary (*ensensis/hemiansatus*-zone) most probably indicates a rise of oxygen supply and therefore marks the end of the black shale episode.

Adressen der Autoren: Dr. Bernd R. SCHÖNE, WSL (Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft) Abt. Waldökologie (Dendroökologie; Sektion Wald und Klima), Zürcher Str. 111, CH-8903 Birmensdorf/Zürich, Schweiz; e-mail: bernd.schoene@wsl.ch – Dr. Frank LANGENSTRASSEN, Institut und Museum für Geologie und Paläontologie, Georg-August-Universität Göttingen, Goldschmidtstraße 3, D-37077 Göttingen.

Einleitung

Zu Anfang des 20. Jahrhunderts berichtet DENCKMANN (1905a: 16, 1905b: 594f und in DENCKMANN & LOTZ 1900: 564) erstmals vom Profil bei Bonzel und besonders von „schwarze[n] Kalklinsen in dunklem Tonschiefer“ (DENCKMANN & LOTZ 1900: 564). Aus lithologischen und biostratigraphischen Gründen parallelisiert er diesen Horizont mit den „schwarze[n] Kalkknollen“ (DENCKMANN 1893: 12) der Ense (DENCKMANN in DENCKMANN & LOTZ 1900). Den Anstoß zu diesen Untersuchungen gab HOLZAPFEL (s. DENCKMANN 1893: 12); er rechnete die Bad Wildunger Knollenkalke zum Mitteldevon (HOLZAPFEL in FRECH 1891: 164). Die Be- und Überarbeitung der Bonzeler Fauna nehmen dann im wesentlichen HENKE (1912), HENKE & SCHMIDT (1922) und CORRENS (1923) vor. Eine Zusammenstellung der Fauna ist bei CLAUSEN (1978: 117) zu finden.

Die Fauna des „Odershäuser Kalkes“ (DENCKMANN 1905b: 594) soll aber auch schon in den „Tentaculitenschiefern“ (HENKE & SCHMIDT 1922: 20) unterhalb der Kalk-

knollen auftreten und ist zum Teil pyritisiert (DENCKMANN 1905b: 594). PILGER (in EHRENBERG et al. 1954: 44) vermutet Odershäuser Fauna auch im stratigraphisch Hangenden der Kalke.

Der eigentliche stark fossilhaltige Horizont ist jedoch die Kalklinsen-Lage DENCKMANNs. Den gesamten oberen, also kalkigen Abschnitt der Tentaculitenschiefer belegt THIENHAUS (1940: 23) mit dem Begriff „Bonzeler Grenzschicht“. KAYSER & HOLZAPFEL (1894: 240) sprechen von „Odershäuser Kalken“ der Ense, denen damit sinngemäß die Bonzeler „Odershäuser Schichten“ (Begriff von SCHMIDT in FUCHS & SCHMIDT 1928: 26), also Tentaculitenschiefer und 'Bonzeler Grenzschicht', entsprechen sollen (THIENHAUS 1940: 20ff). Der THIENHAUS'sche Begriff „Bonzeler Grenzschicht“ trifft für die karbonatischen Horizonte des Bonzeler Raums besser zu als der Terminus „Odershäuser Kalke“ (HENKE & SCHMIDT 1922: 20), weil ja auch in den darunter liegenden Tentaculitenschiefern Odershäuser Faunenelemente enthalten sind, obgleich nicht

nur eine karbonatische „Schicht“ entwickelt ist (s.u.). Die Tentaculitenschiefer und der überwiegende Teil der karbonatischen Partien gehören – wie weiter unten dargelegt – stratigraphisch zu den „Odershäuser Schichten“ (sensu THIENHAUS 1940: 20ff).

Die exakten Lagerungsverhältnisse wurden nach Mißinterpretationen durch DENCKMANN (1905b) und HENKE (1912) erst von HENKE & SCHMIDT (1922) widergegeben (Abb. 4). Auf den Versuch einer Profildarstellung verzichteten aber auch alle weiteren Bearbeiter.

Aufgrund lithologischer Kriterien werden hier die Bonzel-Formation (THIENHAUS 1940: Tentaculitenschiefer + 'Bonzeler Grenzschicht') und drei Member ausgeschieden, beschrieben und definiert. Die stratigraphischen Parallelisierungen werden durch Conodonten-Untersuchungen aus diversen Horizonten der 'Bonzeler Grenzschicht' untermauert (Abb. 4). Die fazielle Deutung des Bonzeler Profils stützt sich neben Geländebeobachtungen und Faunenbestimmung auf die Mikrofaziesanalyse (Karbonatansprache nach DUNHAM 1962). Dazu wurden zahlreiche Dünnschliffe und Peels angefertigt.

Das Belegmaterial zu dieser Arbeit ist unter der Originalnummer IMGP Gö-318 hinterlegt.

Aufschlußbeschreibung

Der Aufschluß (Mittelwerte: r31965, h64780; GK 25 Lennestadt 4814) befindet sich an der östlichen Straßenböschung der B55 (Richtung Bonzelerhammer und Bilstein) südsüdöstlich Bonzel (Abb. 1).

Die Aufschluß-Skizze mit dem NW–SE-Profil (Abb. 2) vermittelt einen Eindruck der Lagerungsverhältnisse mit dem nordwestvergenten Faltenbau im südöstlichen Flankenbereich des komplexen „Bonzeler Sattels“ (CLAUSEN 1978). Das gemittelte Schichtstreichen beträgt 60° ENE–WSW. Nordnordwestlich von Km 2,4 liegen die Schichten mehr oder weniger sählig, sind aber deutlich kleinmaßstäblich verfaultet. Nordnordwestlich des Wirtschaftsweges (etwa Km 2,45) sind die Schichten nach einer Störung und Aufsattelung in überkippter Lagerung anzutreffen. Die 'Bonzeler Grenzschicht' liegt auf dem Südflügel der Muldenstruktur ebenfalls überkippt. Sandige Partien füllen die Muldenstruktur, um die 'Bonzeler Grenzschicht' dann abermals – jetzt in normaler Lagerung – preiszugeben. Sie tritt dort infolge einer durch eine Blattverschiebung gestörten Überschiebung (Abb. 2) zweimal auf. Ein Sattel schließt sich an, der in einer von steil einfallenden Störungsbahnen begrenzten Zone gefaltete Sandsteine führt. Diese werden als Zeitäquivalente der Waldbach-Formation (s.a. SCHÖNE 1997: obere Eifel-Stufe, etwa *kockelianus*-Zone) angesehen.

Mit dem intensiven Faltenbau im Profil sind verschiedene Phänomene verknüpft, die hier nur grob umrissen sein sollen. Auffallend ist die veränderliche Raumlage der Schieferung mit wechselnd sehr steilem bis mäßig steilem Süd-Einfallen in jeweils von Störungsbahnen abgegrenzten Abschnitten (Abb. 2). Faltenumbiegungs-Bereiche in vorwiegend pelitischen Abfolgen werden oft von Störungen durchsetzt. Das Ausmaß der Interdeformation, die den Faltenbau überprägt, wird am Beispiel der veränderlichen Dicke einer Bioturbations-Bank (vgl. Kap. „Lithologie“) deutlich: als Ergebnis differentieller Materialverlagerungen par-

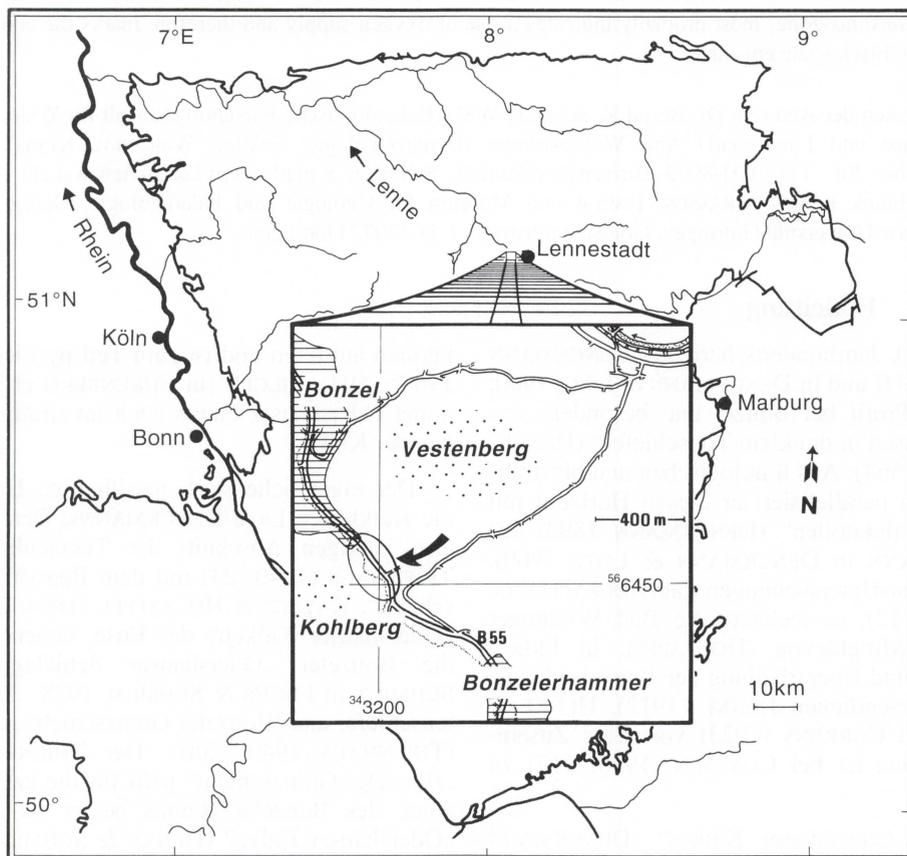


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes im nördlichen Rechtsrheinischen Schiefergebirge.

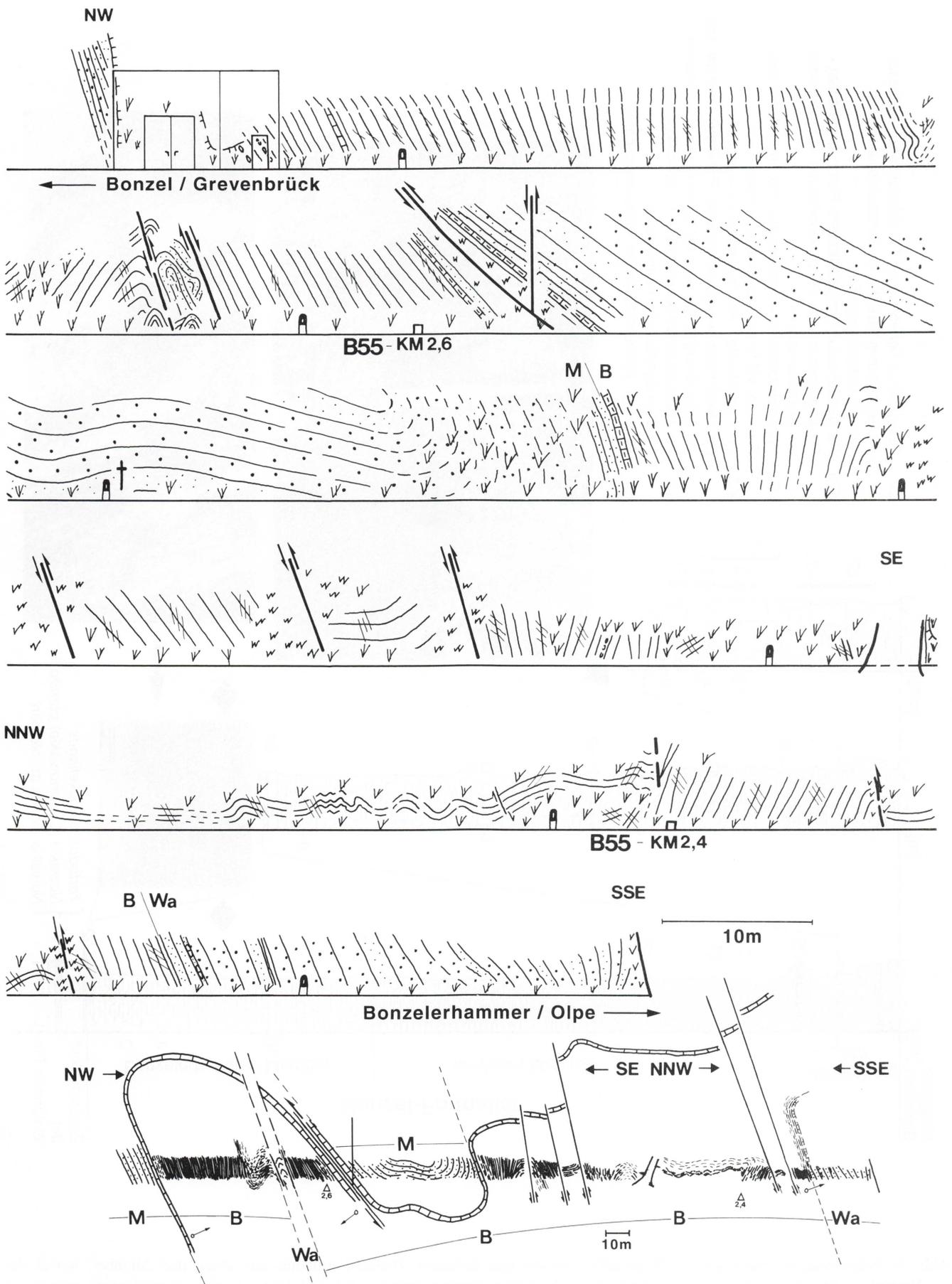


Abb. 2: Aufschlußskizze und schematischer Profilschnitt. M = Meggener Schichten, B = Bonzel-Formation, Wa = Zeitäquivalent der Waldbach-Formation.

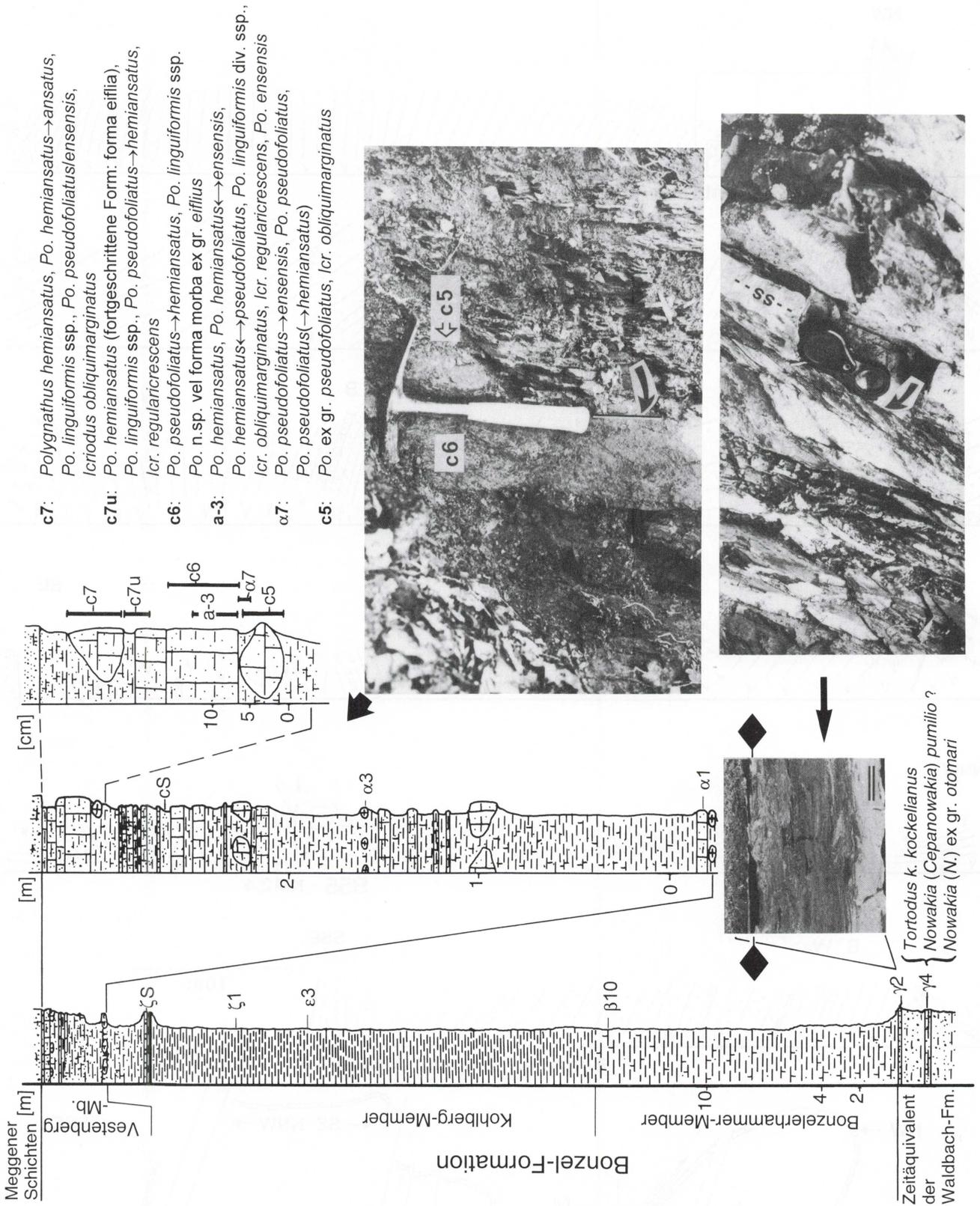


Abb. 3: Rekonstruiertes Säulenprofil. Dargestellt sind die neu definierte Bonzel-Formation und deren drei Member, wobei das Vestenberg-Member wegen der Conodontenfauna besonders hervorgehoben wird. Die fotografischen Darstellungen zeigen die Untergrenze der Bonzel-Formation im Straßenanschnitt der B55 (unteres rechtes Foto; Länge der Lupe = 7 cm; Pfeil = *otomari*-Event) und den direkten Übergangsbereich Zeitäquivalent der Waldbach-Formation/Bonzel-Formation (*otomari*-Event) im Anschliff (unteres kleines Foto; Maßstab = 1 cm; Horizont -γ2; 318-403/1). Das Foto oben zeigt den oberen Bereich des Vestenberg-Members und den Übergang zu den Meggener Schichten (Pfeil = Eifel/Givet-Grenze; Hammerlänge = 28 cm).

allel zur Schichtung ist eine Verdopplung der Bankmächtigkeit im flachen Faltschenkel (auf 18,5 cm) mit Dilatationsspalten-Bildung gegenüber einer homogenen Plättung im steilen Faltschenkel (Bankdicke 9 cm) zu verzeichnen. Der Verformungsgrad ist auch aus der Auslängung der ehemals kreisrunden Wühlgang-Querschnitte erkennbar.

Die im Straßenprofil sehr sandsteinreiche Folge im Liegenden der Bonzel-Formation (Bonzel-Formation = „Odershäuser Schichten“ bei CLAUSEN 1978) wird auf Blatt Lennestadt als „Äquivalent[e] der Selscheider Schiefer“ bezeichnet (CLAUSEN 1978). Da letztere in der Typregion auf Blatt Altena (Kartierung FUCHS 1923) nach eigenen Untersuchungen biostratigraphisch bis in die *ensensis*-Zone reichen und auch in ihrem stärker pelitischen Charakter deutlich abweichen, wird hier der Vergleich mit den regional näher gelegenen Formationen auf Blatt Endorf versucht. Dort werden die Tentaculitenschiefer der Meinkenbracht-Formation (Typregion in unmittelbarer Umgebung der gleichnamigen Ortschaft mit Kalken am Top) von der vorwiegend tonig-siltigen, fossilreichen Waldbach-Formation unterlagert, die allerdings nur wenige Sandsteinbänke führt. Mit etwa 100 m Mächtigkeit ist sie in der östlichen Straßenböschung der K33 (Km 2,3–3,2; Mittelwert: r33020, h82500) im Waldbachtal südlich Endorf aufgeschlossen. Vorbehaltlich noch ausstehender genauer conodontenstratigraphischer Untersuchungen erlaubt die ergiebige Makrofauna (vgl. MÖRCHEN 1992) einen direkten Vergleich mit dem *ostiolatus*-Horizont der Eifel, der in die *kockelianus*-Zone fällt.

Hinter einem Gerätehaus (gegenüber dem ehemaligen Uhrmacherladen) befindet sich die klassische, heute aber nicht mehr aufgeschlossene Lokalität der 'Bonzeler Grenzschicht'. Sie ist in der Rekonstruktion des tektonischen Baus (Abb. 2) hervorgehoben.

Zur Lithologie der Formationen und Member

Die Untergrenze der Tentaculitenschiefer ist nach CLAUSEN (1978: 120) in Bohrungen um Meggen nicht sonderlich scharf ausgebildet. „In die Selscheider Schiefer [sind] milde, schwarze Tonschiefer eingeschaltet“ und die „tieferen Lagen der Tentaculitenschiefer [sind] noch feinsandig“ ausgebildet. Biostratigraphische Untersuchungen der Dacryoconariden-Vergesellschaftungen (SCHÖNE & SCHUBERT 1996) und der Morphospezies von *Nowakia* (*N.*) ex gr. *otomari* BOUČEK & PRANTL 1959 (s. SCHÖNE 1996) unterstützen CLAUSENS Vorschlag, „den stratigraphischen Übergang am ehesten dort anzunehmen, wo die intensiv gebänderten, mit Sandsteinbänkchen zwischengelagerten Selscheider Schiefer [i.e. *kockelianus*-Zone, s. Abb. 4] deutlich sichtbar von den nur noch sporadisch gebänderten, mehr homogen ausgebildeten, tonigen Sedimenten der Tentaculitenschiefer abgelöst worden sind“. Allerdings läßt sich die Untergrenze der Bonzel-Formation in diesem Profil lithologisch ziemlich genau festlegen (Abb. 3). Der Formationsname ist dem Ort Bonzel entliehen. Über einer Wechselfolge von beigefarbenen, braun anwitternden, laminierten und schräggeschichteten turbiditischen Feinsandsteinen (etwa 5–20 cm mächtig) mit Sohlmarken, dunkelgrau-schwarzen Tonschiefern und braunen Siltschiefern folgen – relativ scharf abgegrenzt – schwarze, zunächst karbonatfreie Tonschiefer (1,5 cm) mit sehr geringem Silt-Gehalt, die sich sowohl lithologisch als auch farblich subtil von den Tonschiefern im Liegenden abheben. Der scharfe lithologische Wechsel markiert höchst wahrscheinlich den weltweit nachweisbaren *otomari*-Event (s. SCHÖNE 1997). Diese schwarzen Tonschiefer enthalten zahlreiche *Styliolina* div. sp. und wenige Exemplare von *Nowakia* ex gr. *otomari* (*Styliolina*-Wackestone). Die gut erhaltenen Dacryoconariden in den folgenden 3 cm mächtigen, mittelgrauen, mergeligen Schiefern erlauben eine zuverlässige Bestimmung.

Bonzel				Ense	
DENCKMANN 1905b	HENKE & SCHMIDT 1922	CLAUSEN 1978	SCHÖNE & LANGENSTRASSEN, diese Arbeit		
				wichtige Conodonten	
	sandige Tonschiefer der ungegliederten Stringocephalen- schichten	Meggener Schichten (GWOSDZ & KRUEGER 1972)	Meggener Schichten (Zeitäquivalent der Wiedenest-Fm.)	<i>Polygnathus hemiansatus</i>	discoides-Kalk
Linsenlage von schwarzen Kalkknollen [mit Fauna des "Odershäuser Kalkes"]	? ?	? ?	Vestenberg- Member [etwa Bonzeler Grenzschicht THIENHAUS 1940]		Odershausen- Formation (vgl. WALLISER & SCHÖNE, in Vorb.)
Thonschiefer	Tentaculiten- schiefer mit Odershäuser Kalken	Odershäuser Schichten (THIENHAUS 1940)	Bonzel-Formation Kohlberg- Member Bonzeler- hammer- Member		
	Wissenbacher Schichten	Äquivalente der Selscheider Schiefer	Zeitäquivalente der Waldbach-Fm.	<i>Tortodus kockelianus kockelianus</i>	Kalkige Übergangs- schichten

Abb. 4: Stratigraphische Vergleichstabelle.

Unterhalb der Grenze zur Bonzel-Formation sind Kalklinsen und bis faustgroße Pyrit-Knollen (s.a. HENKE & SCHMIDT 1922: 22) in die siliziklastische Abfolge eingeschaltet. In einer etwa 20 cm mächtigen kalkigen Sandsteinbank, 1,2 m im stratigraphisch Liegenden der Bonzel-Formation, konnten *Tortodus k. kockelianus* (BISCHOFF & ZIEGLER 1957), *Nowakia (Cepanowakia) pumilio?* ALBERTI 1978, aber auch schon erste Morphotypen von *Nowakia* ex gr. *otomari* nachgewiesen werden.

Die Untergrenze der Bonzel-Formation (locus typicus = locus typicus des Vestenberg-Members, s.u.) ist gleichzeitig die Untergrenze des **Bonzelerhammer-Members** (nach dem nahegelegenen Ort; locus typicus: Feldweeinmündung, südlich gelegene Böschung; r32050, h64665, z.B. Horizont -β10). Dieses Tonschiefer-Member ist etwa 17 m mächtig und durch einen gewissen Karbonatanteil und Siltgehalt gekennzeichnet. Die Gesteinsfarbe ist überwiegend braun bis dunkelgrau. Styliolinen-reiche Lagen und Styliolinite sind nicht selten. Die Obergrenze des Bonzelerhammer-Members ist nicht sauber aufgeschlossen oder zu erschürfen; allerdings nehmen Karbonatanteil und Korngröße nach oben hin ab. Das ungefähr 24 m mächtige **Kohlberg-Member** (65 m NE' Feldweeinmündung und 100 m SE' Km 2,6 der B55; r32000, h64720, z.B. Horizont -ζ1) hebt sich durch dunkelgraue bis schwarze, schwach siltgebänderte oder -streifige, alaunschieferartige Tonsteine vom Bonzelerhammer-Member ab (Abb. 5d). Der Anteil an Stylioliniten und Styliolinen-reichen Gesteinen ist deutlich gesunken: Eine auf etwa 20 cm anschwellende kalkig-mergelige Bank konnte im höheren Abschnitt des Kohlberg-Members nachgewiesen werden. Mehrere, maximal 2 cm dicke, schichtparallele Nagelkalklagen (cone-in-cone; Abb. 5b) durchziehen solche durch massenhafte Styliolinen-Anhäufung ausgezeichnete Bänke/Lagen (s.a. Abb. 5a). Die im Vergleich zur Knollenbildung späterdiagenetische und vermutlich auf mechanische Verdrängung des tonigen Begleitmaterials beruhende Karbonat-Kristallisation (Blaufärbung in saurer Kaliumhexacyanoferrat-III-Lösung als Indiz für eine spätere Karbonatgeneration) zeigt hier bis 1 cm hohe Kegel in dichter Verfilzung. Nagelkalkstrukturen mit bis in den Schlibfbereich sichtbaren, mm-großen cone-in-cone-Faserungen (Abb. 5c) und Drucklösungsgefüge scheinen ein besonderes Merkmal vieler Styliolinen-reicher Lagen der Bonzel-Formation zu sein. Offenbar führt die Wechsellagerung mit impermeablen Pelitlagen zur Entstehung abnormer Porenlösungs-Druckverhältnissen in geeigneten Positionen.

Es folgt der 3,55 m mächtige kalkige Abschnitt, ungefähr der 'Bonzeler Grenzschicht' entsprechend: das **Vestenberg-Member** (locus typicus: SW-Hang des Vestenbergs oberhalb Km 2,6 der B55 SSE' Bonzel, r31965, h64780, z.B. Horizont -c5), das im unteren Teil seitlich auskeilende, mikritische, fossilfreie Kalkbänke führt (diagenetisch entstanden; z.B. -α3: Mikrit). Das Vestenberg-Mem-

ber besteht aus überwiegend schwach karbonatischen Tonschiefern, die jetzt verstärkt Silt- und Sandstreifung aufweisen, und weiterhin aus Kalkbänken oder -knollen. Der Silt/Feinsand-Gehalt nimmt nach oben kontinuierlich zu. In den obersten 5 mm des Vestenberg-Members und zugleich der Bonzel-Formation leiten millimetermächtige, ockerfarbene Feinsandstreifen zu den Meggener Schichten [Zeitäquivalenten der Wiedenest-Formation] über, die mit karbonatischen Sandsteinbänken beginnen und hier im Profil sandiger als die Meggener Schichten im Raum Meggen (GWOSDZ & KRÜGER 1972) sind. Die Gesamtmächtigkeit der Bonzel-Formation beträgt ungefähr 45 m.

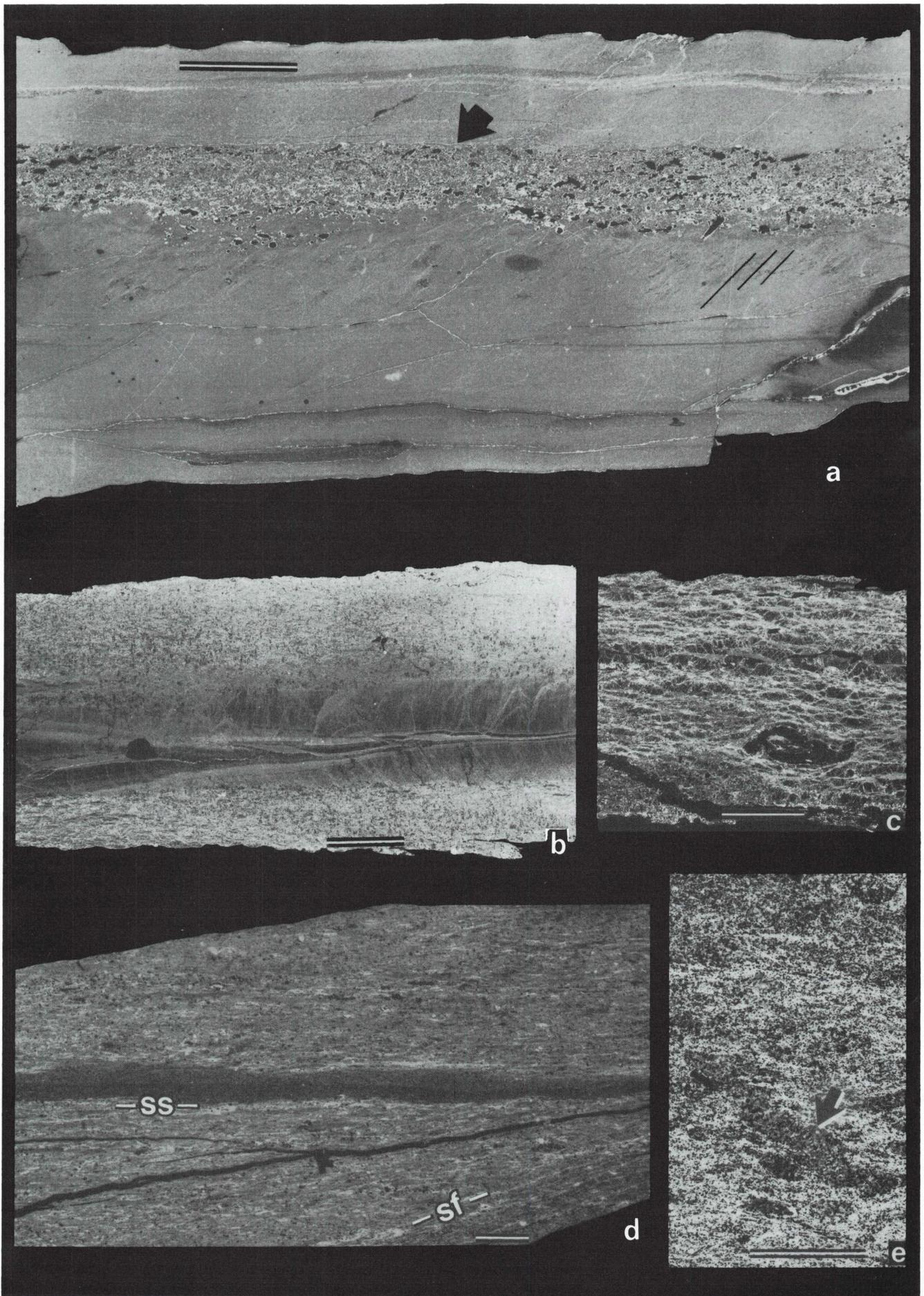
Die in unserem Profil (Abb. 2) als Bezugshorizont durchgehend zu verfolgende, bis knapp 20 cm mächtige, schwarzgraue, siliziklastische „Kalkbank“ sei als repräsentativer Anteil der 'Bonzeler Grenzschicht', bzw. des Vestenberg-Members besonders hervorgehoben (Abb. 6a, c).

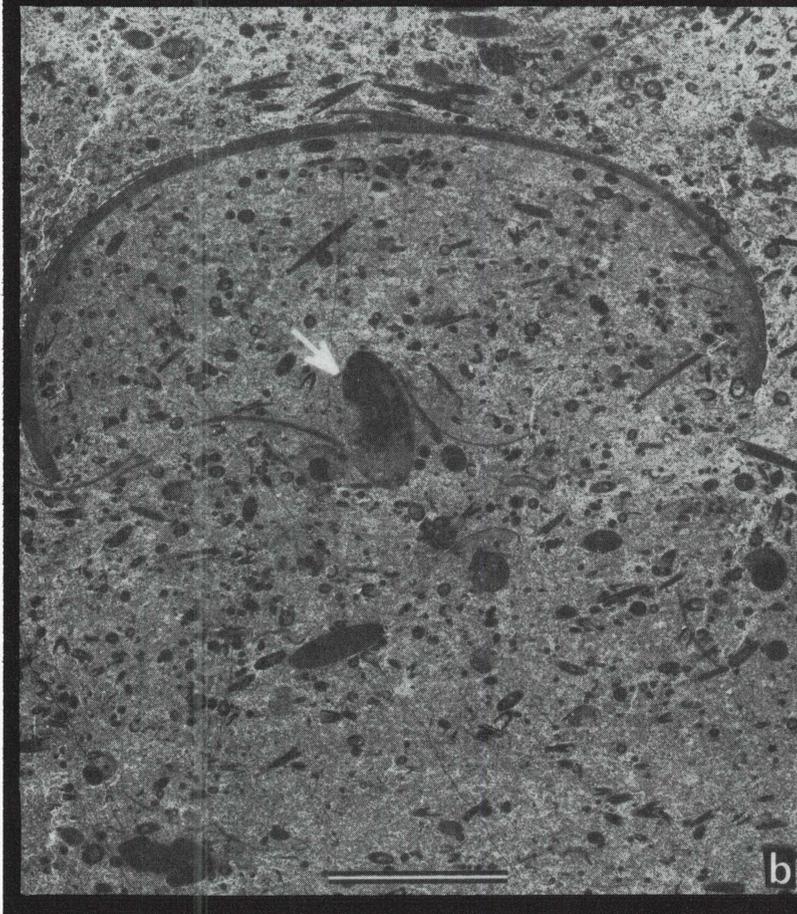
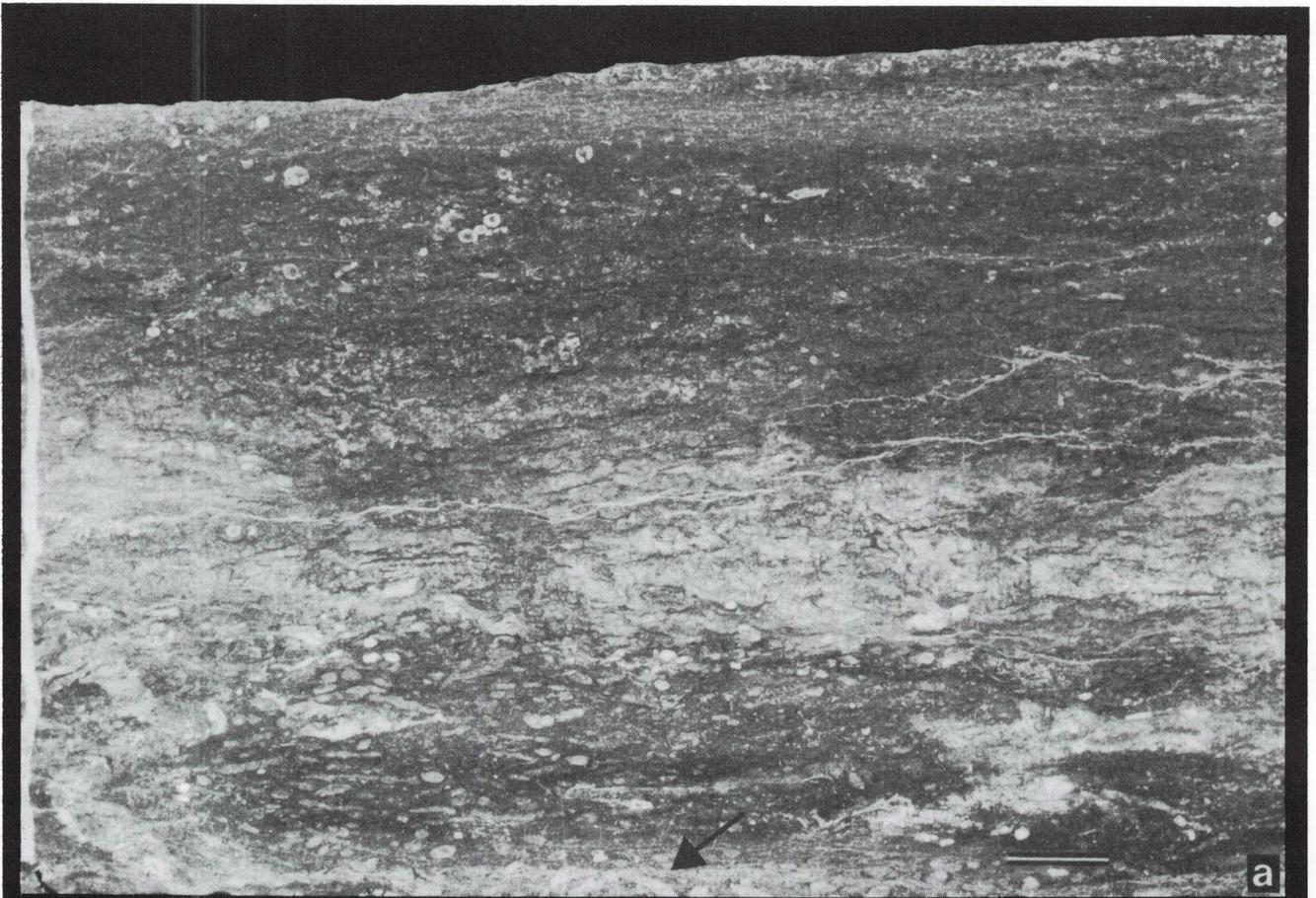
Bei der Bank handelt es sich um einen unreinen Kalksiltit bis -arenit mit einem Karbonatgehalt von etwa 30%. Der Kalkgehalt ist vom Anteil des organischen Karbonatdetritus vor allem in Form von Crinoidenstielgliedern, Dacryoconariden, kleinen orthoconen Cephalopoden (Pseudoorthoceratiden) und Korallenresten (Tabulata) abhängig. Eine lagenweise Konzentration des biogenen Detritus ist besonders im oberen Bankteil als eine etwa 2 cm starke Zone entwickelt, etwas diffuser auch im Bereich zwischen 3–5 cm über der Basis. Sonst ist die Makrofauna eher regellos und sporadisch verteilt ohne erkennbare Einregelung, z.T. auch in Form nestartiger Anreicherungen. Vereinzelt treten bis 8 cm lange, über 1 cm dicke, massive favositide Korallen schichtparallel angeordnet auf. Sie bilden zusammen mit anderen Makrofossilien (Crinoiden-Ossikel, kleinen ästigen Tabulaten und euomphaliden Gastropoden) in dieser Bank den allochthonen Teil der Fauna, während zahlreiche endogene Spuren (Abb. 5e, 6a, 6c) die Lebensfähigkeit von Organismen im Sediment anzeigen.

Gelegentlich sind kleine framboide Pyrit-Aggregate in den kalkreichen Partien verstreut.

Auffällig ist die überwiegend flaserig-wolkige Textur des Gesamtgesteins, welche die Internschichtung nur noch groblagig erkennen läßt. Im Anschliff senkrecht zur Schichtung – parallel zur Schichtung sind Spurengefüge nicht erkennbar – wird ein intensives Bioturbationsgefüge deutlich, das partiell auch von interstratalem Deformationsgefüge in Form kalkreicher schlierig-welliger Bänder schichtparallel durchzogen wird. Unter den endogenen Spurenfossilien besonders aus dem unteren Bankbereich sind die zahllosen runden Querschnitte von ca. 2 mm Durchmesser eindeutig den verzweigten Tunnelbauten von *Chondrites* zuzuordnen, während sich die cm-breiten und mauerartig in das Substrat hineinreichenden Stopfbauten vermutlich auf *Teichichnus?* (Abb. 6a, c) beziehen lassen. Außerdem treten mehr oder weniger schichtparallel nur we-

Abb. 5: a Anschliff (Horizont -cS; 318-404/1) aus dem Vestenberg-Member (Maßstab: 1 cm). Reliefnivellierung an der Oberkante des Styliolinites (Pfeil) durch mm-starke Nagelkalk-Bildung. Die diffuse Unterseite des Styliolinites könnte durch das nepheloide Verhalten des Pelitsubstrates bedingt sein. Gut erkennbar ist auch das Schieferungs-Gefüge (Linien). b Peel (Horizont -ζS; 318-406/1) aus dem Kohlberg-Member. Deutlich erkennbare cone-in-cone-Strukturen mit zerschertem Pelitband in der Mitte (Maßstab: 1 cm). c: Peel (Horizont -α1; 318-405/1) aus dem Vestenberg-Member: Kleindimensionierte Nagelkalk-Faserungen (Maßstab: 1 cm). d Dünnschliffphoto (Horizont -ε3; 318-402/1) aus dem Kohlberg-Member (Maßstab: 1 mm): Tonschiefer (Schwarzschiefer) mit schichtparalleler Ausrichtung von plattigen pelitischen Partikeln (parallelorientierte Textur weitgehend ohne Lamination; Ausnahme: Feinsiltstreifen). ss = Schichtung, sf = Schieferung. e Peel (Horizont -c6; 318-400/4; Maßstab: 4 mm): Neben *Chondrites* auch fragliche Stopfgefüge (Pfeil).





nige Zentimeter verfolgbare Stopfgänge (eines unbekanntes Spurentyps, Abb. 5e) von überwiegend rundlichem Querschnitt (Durchmesser etwa 2 mm) auf, mit steilstehenden Verfüllstrukturen, die z.T. aus Mikroschill bestehen.

Auch wenn sich die Bank im Profil als eine von den umgebenden Schichten abhebende kalkreiche Einheit repräsentiert, so zeigt der Internaufbau eine mehrlagige Anordnung, jedoch ohne signifikante, scharfe Sedimentationswechsel. Die Bank-Basis wird sehr undeutlich markiert durch drei bis 5 mm starke Feinsandbänder im Wechsel mit dunklem Tonstein. Etwa 1,5 cm über dem oberen Feinsandband liegt im schwarzen Tonstein eine mm-starke, hellere Tonlage von olivgrünlicher Farbe, die hier als Metabentonit?-Zwischenlage interpretiert wird. Sie ist von *Chondrites*-Gängen durchsetzt (Abb. 6a). Der Top-Bereich der Bank ist ebenfalls unscharf ausgebildet und geht in schwarzgraue, bioturbate, styliolinenreiche Mergel (etwa 10 cm) über.

Die Mächtigkeitsschwankungen von etwa 12–20 cm dieser Bank können auf verschiedene Ursachen zurückzuführen sein: Ohne Zweifel ist der tektonische Effekt von Belang (beispielsweise Mächtigkeitsreduktion im steilen Faltschenkel durch Faltenstreckung). Desweiteren mag in der Zunahme der Bankmächtigkeit im Profil nach Norden die Proximalität in Richtung zu einem potentiellen Liefergebiet zur Geltung kommen. Eine leider im Geländebefund nicht mehr nachprüfbar Angabe bei HENKE (1912: 12) von „bis 1 m mächtige(n) dunkle(n), sandige(n) Kalke(n)“ im „verstürzte(n) Steinbruch gegenüber dem Haus mit Uhrgeschäfft“ im überkippten Teil des nördlichen Sattels bei Km 2,66 mit Gerätehaus (Abb. 2) würde diesen Trend bestätigen. Falls diese Mächtigkeitsangaben sich auf unsere Bioturbations-Bank beziehen lassen, ist bei dieser steilen/überkippten Schichtlagerung eine tektonisch-deformative Verdickung auszuschließen. Auch die Spuren eines ehemaligen Steinbruchs, immer noch in einer deutlichen Einkerbung des Straßenprofils hinter dem Gerätehaus sichtbar, deuten darauf hin, daß früher einmal ein genügend mächtiges und förderungswürdiges Gestein, offenbar jener von DENCKMANN bekannt gemachter „geschlossener Kalk“ (1905b: 595) anstand.

Fauna und stratigraphische Stellung der Bonzel-Formation

Das episodisch massenhafte Auftreten von Dacryonariden ist ein signifikantes Merkmal der Bonzel-Formation. Im unteren Teil der Formation setzt sich die Tentaculiten-Vergesellschaftung hauptsächlich aus verschiedenen Styliolinen-Taxa zusammen. Der relative Anteil an Nowakien steigt nach oben hin gemittelt an. Eine Gesamtfossilliste liefert SCHÖNE (1997). Tab. 1 führt nur die relativ häufigen Faunenelemente auf.

Besonders im Vestenberg-Member treten daneben häufig Bivalven auf, sehr viel seltener unscheinbare Brachiopoden und Gastropoden. Die Bioturbations-Bank (-c6 und

-IIIa-3; Abb. 3) enthält kleinwüchsige tabulate, dendroide Korallen (Mikrobioklasten-Floatstone mit Styliolinen und Styliolinen-Wacke- bis Packstone, jeweils stark bioturbat). Auffällig sind gewisse Faziesunterschiede: Die eigentümlichen Korallentypen sind häufiger in der Bioturbations-Bank „-IIIa-3“ bei Km 2,6 als in „-c6“ etwa bei Km 2,52 vertreten.

Im Vestenberg-Member sind auch orthocone Cephalopoden und Goniatiten sehr häufig anzutreffen, insbesondere *Holzappeloceras circumflexiferum* (SANDBERGER 1850/52). Am fossilreichsten erweisen sich dabei die schon von früheren Bearbeitern (s.o.) angeführten Kalkknollen (stratum typicum wohl Horizont -c5: Styliolinen-Wacke- bis Packstone, Abb. 6b; vgl. a. DENCKMANN s.o.). Die ursprünglich aragonitischen Muschel- und Cephalopodenschalen sind durch spätdiagenetische Karbonatgenerationen ersetzt worden (Blaufärbung in saurer Kaliumhexacyanoferrat-III-Lösung), während sich die Dacryonariden-Schalen in saurer Alizarin-Lösung rot färben und fröhdiagenetische Karbonatkristallisation anzeigen (Rekristallisation oder ursprüngliches calcitisches Schalenmaterial?).

Fast alle kalkigen Horizonte (insgesamt 27,4 kg Gestein aufgelöst) des Vestenberg-Members und die Kalkknollen im stratigraphisch Liegenden der Bonzel-Formation wurden auf Conodonten hin untersucht. Wie aus den Säulenprofilen (Abb. 3) zu ersehen ist, tritt der typische *Polygnathus hemiansatus* BULTYNCK 1987 erstmals in der sehr unreinen Bioturbations-Kalkbank oberhalb der Kalkknollen auf. Nach WALLISER et al. (1995) soll das erste Auftreten dieser Form den Beginn der Givet-Stufe definieren. Über dieser Kalkbank folgt ein 7–10 cm mächtiger unreiner Mergel. In ihm treten Exemplare von fortgeschrittenen *Polygnathus hemiansatus* und bereits auch Übergangsformen zu *Polygnathus ansatus* ZIEGLER & KLAPPER 1976 auf.

Teile der Bonzel-Formation (bis einschließlich Horizont -c5) können mit der Odershausen-Formation vom 'Blauen Bruch' (Ense/Bad Wildungen) parallelisiert werden. Die überwiegend dunklen Tonschiefer und Kalke der Odershausen-Formation grenzen an hellere Gesteine des 'discoïdes-Kalkes'; die Eifel/Givet-Grenze fällt wahrscheinlich mit der Grenze Odershausen-Formation/'discoïdes-Kalk' zusammen. Der Begriff 'Odershäuser Schichten/Formation/Kalk(e)' sollte aber wegen abweichender Fazies im Bonzeler Raum vermieden werden.

Fazies

Bereits in den Tonschieferlagen im oberen Abschnitt der Äquivalente der Waldbach-Formation deutet sich der vermehrte pelagische Einfluß in dieser Region an: Styliolinen, Viriatellinen?, Goniatiten und dünnchalige Muscheln. Einzelne kalkhaltige, turbiditische Sandsteinbänke enthalten noch Schalenschill einer allochthonen benthischen Schelffauna (u.a. *Productella* sp.).

Mit dem *otomari*-Event verstärkt sich der pelagische Einfluß nochmals deutlich. Der rapide Meeresspiegel-An-

Abb. 6: **a** Bioturbations-Bank (Peel, Horizont -c6; 318-400/1; Styliolinen-Wacke- bis Packstone, Maßstab: 1 cm): Stark bioturbate kalkige Bank: *Chondrites*, *Teichichnus*? und ein dritter Spurentyp unbekannter Zugehörigkeit. Beachtet sei die wolzig-schlierige Verteilung der Fauna und die (grünliche) Metabentonit?-Lage (Pfeil). **b** Peel aus einer Kalkknolle (Horizont -c5; 318-401/1; Maßstab: 5 mm) mit Goniatiten, Styliolinen und Bivalven-Schalen (Styliolinen-Wacke- bis Packstone). **c** Anschnitt aus der Bioturbations-Bank (Horizont -c6; 318-400/1; Maßstab: 1 cm, Auflichtphoto): *Teichichnus*?

Fundhorizont →	γ4	β10	ζ1	c5	c6/ a-3
<i>Icriodus regularicrescens</i> BULTYNCK 1970					○
<i>Icriodus obliquimarginatus</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957				○	○
<i>Polygnathus linguiformis</i> ssp.					○
<i>Polygnathus linguiformis</i> div. ssp.					○
<i>Polygnathus ex gr. pseudofoliatus</i> WITTEKINDT 1966				○	
<i>Polygnathus pseudofoliatus</i> WITTEKINDT 1966 → <i>Po. hemiansatus</i> BULTYNCK 1987					○
<i>Polygnathus hemiansatus</i> BULTYNCK 1987 ←→ <i>Po. pseudofoliatus</i> WITTEKINDT 1966					○
<i>Polygnathus hemiansatus</i> BULTYNCK 1987					○
<i>Polygnathus hemiansatus</i> BULTYNCK 1987 ←→ <i>Po. ensensis</i> ZIEGLER & KLAPPER 1976					○
<i>Polygnathus ensensis</i> ZIEGLER & KLAPPER 1976					○
<i>Polgnathus</i> n.sp. vel forma morba ex gr. <i>Po. eiflius</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957					
<i>Tortodus k. kockelianus</i> (BISCHOFF & ZIEGLER 1957)	○		○		
<i>Nowakia (Cepanowakia) pumilio</i> ? ALBERTI 1978	X				
<i>Nowakia (Nowakia) ex gr. otomari</i> BOU'EK & PRANTL 1959	X	XXX			
<i>Styliolina</i> div. sp. (besonders <i>St. kireevae</i> LJASCHENKO 1959 und <i>St. phillipovae</i> LJASCHENKO 1959)	XXX	XXX	XXX	XXX	XX
<i>Homoctenus</i> sp.			X		
<i>Bactrites</i> sp.	X				?X
<i>Michelinoceras</i> sp.	X				
orthocone Nautiloidea indet.			X	X	
<i>Pseudorthoceras</i> ? sp. (kleine Form)					X
orthoconer Cephalopode indet.	X	X	X	XX	X
<i>Holzapfeloceras circumflexiferum</i> (SANDBERGER 1850/52)				X	
Anarcestida indet.					X
<i>Kokenia obliqucostata</i> HOLZAPFEL 1895				X	X
Goniatitida indet.					X
" <i>Euomphalus</i> " cf. <i>radiatus</i> GOLDFUSS 1832					X
" <i>Turbonitella</i> " <i>piligera</i> (SANDBERGER 1852)					X
<i>Straparollus</i> ? sp.					X
winzige Gastropoda indet.	X				X
<i>Buchiola aquarum</i> BEUSHAUSEN 1895			X	XX	
<i>Buchiola</i> div. sp.				XXX	X
<i>Cardiola subconcentrica</i> BEUSHAUSEN 1895				XX	
<i>Pterochaenia hians</i> (WALDSCHMIDT 1885)				X	
nuculide Pelecypoda indet. (tw. klaffend)			X		
winzige Pelecypoda indet.	XX	X			X
<i>Orbiculoidea</i> sp.					X
<i>Opsiconidion</i> sp.					X
glattschaliger Brachiopode: Lissatrypidae ? sp.					X
Brachiopoda ? indet.				X	
" <i>Clionolithes</i> " sp. (auf größerem Schalenfragment)					X
<i>Parastriatopora</i> sp. vel <i>Taouzia</i> sp.					XX
<i>Trachypora</i> sp. → <i>Dendropora</i> sp.					XX
tabulate Koralle indet.					X
rugose Koralle indet.					X
Crinoiden-Ossikel	XX				X
Crinoiden-Haftwurzel an orthoconem Cephalopoden					X
<i>Chondrites</i> sp.					XXX
<i>Teichichnus</i> ? sp.					XX
Ichnofossil indet.					X

Tab. 1: Fossiliste markanter Horizonte. X = selten, XX = vorhanden, XXX = sehr häufig, O = nicht quantitativ erfaßt.

stieg und die expandierende sauerstoffarme Zone in der freien Wassersäule äußern sich im prompten Einsetzen schwarzer Tonschiefer mit reichlich Dacryoconariden (*Styliolinen-Wacke- bis Packstone mit Styliolina* div sp. und *Nowakia* ex gr. *otomari*). Während der Ablagerungszeit des Bonzelerhammer-Members dokumentieren sich Phasen stärkerer Hydrodynamik in der wiederholten Einschaltung von Stylioliniten und Silt- bzw. Feinsandstreifen und -bändern, aber nicht mehr durch Sandsteinbänke wie in den Äquivalenten der Waldbach-Formation. Styliolinite und Styliolinen-Wackestones (z. B. -γ2) entstanden durch Umlagerung und Winnowing-Effekte Styliolinen-führender Sedimente (vgl. EBERT 1993, WALLISER 1995a). Anhaltende Subsidenz und gleichzeitig stark zurückgehende gröberklastische Sedimentanlieferung (und ein wahrscheinlich nicht starker Meeresspiegel-Anstieg) führen zur deutlichen Vertiefung des Ablagerungsraumes: Die Schwarzschiefer-Entwicklung erreicht ihren Höhepunkt in den monotonen Tonschiefern des Kohlberg-Members. Zum Fauneninventar gehören nach wie vor Dacryoconariden, nur selten dünn-schalige Muscheln. Besonders in den höheren Lagen des Kohlberg-Members konzentrieren sich die pelagischen Faunenelemente zu einzelnen Styliolinit-Bänken bzw. Styliolinen-reichen Gesteinen. Der sich abzeichnende Trend kontinuierlich höheren Karbonatanteils setzt sich in das Vestenberg-Member fort. Gleichzeitig mit der Aufhellung der Gesteine geht eine deutliche Zunahme des Silt- und Feinsandgehaltes (durchschnittlich etwas größere Korngröße und häufigere Silt/Feinsandstreifung bzw. -bänderung) einher, was den wieder gestiegenen terrigenen Einfluß markiert. Begünstigt durch allmählich fallenden Meeresspiegel und schrumpfenden sauerstoffarmen Wasserkörper verbessern sich die Lebensbedingungen für das von dünn-schaligen Bivalven dominierte Benthos (Massenbesiedlung durch *Buchiola*, *Pterochaenia*, *Cardiola* u.a.). Die Sauerstoffgehalte in Bodennähe nehmen zu, während im Sediment offenbar anoxische Bedingungen fortbestehen (exaerobe Biofazies). Die nun gewandelten ökologischen Parameter (veränderte Alkalinitäten, höhere Sauerstoffgehalte, veränderte Nährstoffbedingungen und in deren Folge veränderte Community-Strukturen) haben offenbar auch eine Blüte beim Nekton zur Folge, was sich im Faunenspektrum der Karbonatknollen manifestiert. Das Maximum an Nektonen wird in den Kalk-Geoden des Vestenberg-Members erreicht, direkt unterhalb der Eifel/Givet-Grenze. Innerhalb eines kurzen Zeitraums akkumulierten überdurchschnittlich viele tote Organismen und trugen durch Wandlung des Mikromilieus zur Knollenbildung bei.

Zahlreiche Cephalopoden, Dacryoconariden und Muscheln liegen regellos im Sediment verteilt (Abb. 6b). Äußerst geringe Fragmentierung und z.T. doppelklappig erhaltene Muscheln können einerseits den geringen Einfluß der Bioturbation auf die Taphonomie, andererseits einen sehr kurzen Transportweg oder Umlagerung indizieren. Im Vergleich zu den vorherigen Bedingungen ist das Sediment jetzt besser durchlüftet und läßt zumindest eine schwache, aber erkennbare Bioturbation zu. Das Kalkknollen-Niveau läßt sich möglicherweise korrelieren mit dem weltweit bekannten 'Spät-Eifel 2-Event' („L'Ei 2 Event“, WALLISER 1995b: 231).

Die Bioturbations-Bank scheint ein Produkt mehrphasig eingebrachten Fremdmaterials (Feinsand, Kalkschalen und -skelette) zu sein. Aus dem allgemeinen Mangel an sedimentären Vorzeichnungen und der Überprägung anorganischer

Sedimentstrukturen durch biogene Aktivität lassen sich zum Transportmechanismus nur Vermutungen anstellen. Die Lieferung des Detritus erfolgte vermutlich aus Norden, möglicherweise aus dem Flankenbereich des Meggener Riffs (Meggener Riff vgl. KREBS 1972). Auslöser für solche nach dem singulären Auftreten dieses Sedimenttyps vermutlich spontan erfolgten Schüttungen könnten Seebeben sein. Ein Hinweis ergibt sich aus dem Vorkommen der Metabentonit?-Lage.

Die Verdopplung der Mächtigkeit der Bioturbations-Bank nach Norden auf den nächsten Sattel zu ist im Rahmen der faltentektonischen Interndeformation möglich, kann aber auch mit der Annäherung zum Liefergebiet in der gleichen Richtung sedimentologisch verursacht sein und so den zunehmend proximalen Trend widerspiegeln (vgl. Kap. „Lithologie“).

Die intensive und größerdimensionierte, bankfüllende Bioturbation steht im Zusammenhang mit kontinuierlich verbesserter Sauerstoff-Versorgung im Sediment (besonders die Bioturbations-Bank). Die hier beobachtete Ichnofossil-Assoziation zeigt gewisse Parallelen mit Spuren aus Schwarzschiefern des äußeren Schelfs des Oberdevons von Kentucky/USA (JORDAN 1985).

In den oberen Millimetern der Bonzel-Formation leiten Silt/Sandstreifen in die hier Psammit-dominierte, faunenarme Abfolge der „Meggener Schichten“ sensu CLAUSEN (1978) über.

Diskussion

Das weiträumige Vordringen der pelagischen Fazies auf den Schelf aus südöstlicher Richtung markiert eine deutliche Zäsur in der biostratigraphischen Abfolge des Mitteldevons im Sauerland und hat offenbar seit KAYSER & HOLZAPFEL (1894) auch dazu geführt, die Eifel/Givet-Grenze im Rechtsrheinischen Schiefergebirge an diesem Einschnitt zu orientieren. Die Korrelation des Bonzeler Grenzhorizontes mit den „Odershäuser Kalken“ (KAYSER & HOLZAPFEL 1894: 240) der Ense war ein wichtiger Baustein für eine Positionierung der Stufengrenze nach Goniatiten-chronologischen Gesichtspunkten. Mikrofaunistische Untersuchungen (Conodonten, Dacryoconariden) erlauben nun einen präziseren stratigraphischen Vergleich und eine Korrelation mit weiter nördlich und westlich gelegenen Schelfregionen. Der Bonzeler Grenzhorizont mit seiner paläogeographischen Schelfrandposition wie lithologisch vermittelnden Stellung und der relevanten Fauna ist daher ein wichtiges Bezugsniveau.

Der obereifelische und untergivetische Ablagerungsraum bei Bonzel wird dem Übergangsbereich Schelf/Becken zugeordnet. Bereits während der *kockelianus*-Zone ist der pelagische Einfluß hier im Gegensatz zu weiter westlich gelegenen Lokalitäten (Hengstebecktal in Richtung Holzweg/Rauterkusen, GK 25 Attendorf 4813) sehr deutlich. Der pelagische Charakter der Tonschiefer-Fauna und die im Bonzeler Gebiet ungewöhnlich mächtige und geschlossene Abfolge turbiditischer Sandsteine läßt diesen Ablagerungsraum keilförmig nach Norden in den Schelfbereich vorstoßen. Als Konsequenz daraus ergibt sich ein stark sigmoidaler Verlauf der generell NE-SW-verlaufenden Schelfkante. Im Bereich Bonzel springt die Schelfkante weiter nach NW zurück als dies im Streichen liegende Ablagerungsräume im Westen und Osten zeigen. Bereits im 2

km westlich gelegenen Hengstebecktal herrschen dagegen siltige Pelite mit einer Mischfauna aus benthischen und pelagischen Faunenelementen vor.

Mit dem Beginn der Bonzel-Formation setzen abrupt schwarze Tonschiefer ein (*otomari*-Event). Die grobklastischen Schüttungen bleiben aus. Meeresspiegel-Anstieg, anhaltende Subsidenz und Expansion der sauerstoffarmen Zone führen zur Ausbildung einer Schwarzschiefer-Fazies. Erst mit dem Vestenberg-Member bessern sich die Lebensbedingungen auch in Bodennähe (zunehmender Sauerstoff-Gehalt) und äußern sich in einem drastischen Anstieg der Durchwühlung des Meeresbodens.

Den ersten Karbonatbildungen (mikritische Segregationskalke) folgen zunehmend unreine und fossilreiche Karbonate. Knollenbildung und Makrofaunen-Anteil sind zum Hangenden hin positiv korreliert. Als Lieferanten für den groben organischen Detritus und einen Teil der Makrofossilien werden Karbonatsäume aus der Umgebung des Meggener Riffs im Norden angenommen. Darauf deuten

das Makrofaunen-Spektrum, die regellose Verteilung der Komponenten in den Schillagen der Bioturbations-Bank und Trends zur proximalen Ausbildung hin (vgl. Kap. „Fazies“). Mit dem Ende der Bonzel-Formation setzen in verstärktem Maße wieder siliziklastische Schüttungen (Meggener Schichten) ein.

Dank

Herrn Prof. Dr. O. H. WALLISER danken wir sehr für die kritische Durchsicht des Manuskriptes und die Bestimmung der Conodonten- und Goniatitenfauna. Herr Dipl.-Geol. G. ARP war freundlicherweise bei der Karbonat-Mikrofaziesanalyse behilflich gewesen. Herrn Dr. A. VOLLBRECHT sei für die Hinweise zum tektonischen Gefügeinventar gedankt. Herr Dr. F. TOURNEUR (Louvain-la-Neuve) bestimmte die tabulaten Korallen. Frau cand. geol. C. HAKE war eine große Hilfe bei der phototechnischen Reproduktion gewesen. Herr F. BRUN fertigte einen Teil der Anschliffe an.

Literatur

- ALBERTI, Gerhard K. B. (1978): Tentaculiten (Dacryconarida) und Trilobiten aus den Wissenbacher Schieferen und aus dem Ballersbacher Kalk (Devon, Rheinisches Schiefergebirge). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte **1978**: 257–266, 2 Abb.; Stuttgart.
- BEUSHAUSEN, Louis (1895): Die Lamellibranchiaten des rheinischen Devon mit Ausschluss der Aviculiden. – Abhandlungen der königlich-preussischen geologischen Landesanstalt, Neue Folge **17**: iv + 514 S., 34 Abb., 2 Tab., Atlas mit 38 Taf. [mit Erl.]; Berlin.
- BISCHOFF, Günther & ZIEGLER, Willi (1957): Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. – Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Abhandlung **22**: 136 S., 16 Abb., 5 Tab., 21 Taf.; Wiesbaden.
- BOUČEK, Bedrich & PRANTL, Ferdinand (1959): Význam tentaculitu pro stratigrafii stredoceskeho devonu. – Casopis Národního musea **128** (1): 5–7; Prag.
- BULTYNCK, Pierre (1970): Révision stratigraphique et paléontologique (brachiopodes et conodontes) de la coupe type du Couvinien. – Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain **26**: 152 S., 16 Abb., 39 Taf.; Louvain.
- (1987): Pelagic and neritic conodont successions from the Givetian of pre-Sahara Morocco and the Ardennes. – Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Science de la Terre **57**: 149–181, 9 Abb., 1 Tab., 9 Taf.; Brüssel.
- CORRENS, Carl W. (1923): Der Odershäuser Kalk im oberen Mitteldevon. Ein Beitrag zur Deutung fossilreicher Kalklinsen in Tonschiefern. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilageband **49**: 211–249, 2 Taf.; Stuttgart.
- CLAUSEN, Claus Dieter (1978): Erläuterungen zu Blatt 4814 Lennestadt. Mit Beiträgen von W. FUCHS, W. GWOSDZ, B. JÄGER, H. von KAMP, W. KREBS, W. WIRTH & M. WOLF. – Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25.000. – 474 S., 29 Abb., 28 Tab., 4 Taf.; Krefeld (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen).
- DENCKMANN, August (1893): Schwarze Goniatiten-Kalke im Mitteldevon des Kellerwaldgebirges. – Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt [für 1892] **13**: 12–15; Berlin.
- (1905a): Über neue Goniatitenfunde im Devon und im Carbon des Sauerlandes. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft [für 1902; Verhandlungs-Protokoll] **54**: 15–16; Berlin.
- (1905b): Bericht ueber die wissenschaftlichen Resultate der Aufnahmearbeiten im Devon und im Carbon des Sauerlandes im Sommer 1901. Westfalen. – Jahrbuch der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie [für 1902] **23**: 554–596; Berlin.
- DENCKMANN, August & LOTZ, H. (1900): Ueber einige Fortschritte in der Stratigraphie des Sauerlandes. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft **52**: 564–567; Berlin.
- DUNHAM, Robert J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – American Association of Petroleum Geologists, Memoir **1**: 108–121, 1 Tab., 7 Taf.; Tulsa, Okla.
- EBERT, Joachim (1993): Globale Events im Grenz-Bereich Mittel/Ober-Devon. – Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie **59**: 106 S., 25 Abb., 12 Tab., 1 Taf.; Göttingen.
- EHRENBERG, Hans, PILGER, Andreas & SCHRÖDER, Fritz (1954): Das Schwefelkies-Zinkblende-Schwerspatlager von Meggen (Westfalen). – Geologisches Jahrbuch, Beiheft **12**: 352 S., 147 Abb., 27 Tab., 29 Taf.; Hannover.
- FRECH, Fritz (1891): Die devonischen Aviculiden Deutschlands. – Geologische Spezialkarte von Preußen, Abhandlung **9** (3): viii + 260 S., 23 Abb., 4 Tab.; Berlin.
- FUCHS, Alexander (1923): Kartierung zu Blatt Altena i.W. – Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten; Berlin (Preussische Geologische Landesanstalt).
- FUCHS, Alexander & SCHMIDT, Wilhelm Erich (1928): Erläuterungen zu Blatt Gummersbach. – Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. – 55 S.; Berlin (Preussische Geologische Landesanstalt).

- GOLDFUSS, Georg August (1826–1844): *Petrefacta germaniae*. Abbildungen und Beschreibungen der Petrefakten Deutschlands und der angränzenden Länder. – 1. Teil: 252 S., 71 Taf.; 2. Teil: 312 S., 94 Taf.; 3. Teil: 128 S., 33 Taf.; Düsseldorf (Arnz & Co.).
- GWOSDZ, Werner & KRÜGER, Horst (1972): Meggener Schichten (Devon; Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). – Neues Jahrbuch zur Geologie und Paläontologie, Monatsheft **1972** (2): 85–94, 1 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- HENKE, Wilhelm (1912): Exkursionsführer durch die Attendorn-Elsper Doppelmulde für die Frühjahrsversammlung des Niederrheinischen geologischen Vereins, April 1912. – Sitzungsbericht des Niederrheinischen geologischen Vereins **1912**: 1–24; Bonn.
- HENKE, Wilhelm & SCHMIDT, Wilhelm Erich (1922): Erläuterungen zu Blatt Altenhundem. – Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. – 65 S.; Berlin (Preußische Geologische Landesanstalt).
- HOLZAPFEL, Eduard (1895): Das obere Mitteldevon (Schichten mit *Stringocephalus Burtini* und *Maeneceras terebratum*) im Rheinischen Gebirge. – Abhandlungen der Königlich Preussischen Geologischen Landes-Anstalt, Neue Folge **16**: 460 S., 14 Abb., Atlas mit 19 Taf.; Berlin.
- JORDAN, Douglas W. (1985): Trace fossils and depositional environments of Upper Devonian black shales, east-central Kentucky, U.S.A. – Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication **35**: 279–298, 13 Abb., 1 Tab.; Tulsa, Okla.
- KAYSER, Emanuel & HOLZAPFEL, Eduard (1894): Ueber die stratigraphischen Beziehungen der böhmischen Stufen F, G, H BARRANDE's zum rheinischen Devon. – Jahrbuch der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie **14**: 236–284, 4 Abb., 3 Tab.; Berlin.
- KREBS, Wolfgang (1972): Facies and development of the Meggen Reef (Devonian, West Germany). – Geologische Rundschau **61** (2): 647–671, 12 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Stuttgart.
- LJASCHENKO, Galina P. (1959): Konikonchi Devon i vostotschnych oblastej Russkoi Platformy. – Gostoptechizdat – 220 S., 17 Abb., 31 Taf.; Leningrad.
- MÖRCHEN, Andreas (1992): Geologische Untersuchungen im Mitteldevon bei Endorf (NE-Rand des Ebbe-Antiklinoriums, TK 25 Endorf 4714, Rheinisches Schiefergebirge). – Unveröffentlichte Diplom-Arbeit Universität Göttingen: 134 + xxiii S., 15 Abb., 2 Taf., 2 Ktn.; Göttingen.
- SANDBERGER, Guido & SANDBERGER, Fridolin (1850-1856): Die Versteinerungen des Rheinischen Schichtensystems in Nassau. Mit einer kurzgefassten Geognosie dieses Gebietes und mit steter Berücksichtigung analoger Schichten anderer Länder. – Lfg. 1-9: xv + 564 S., 1 Beil., 1 Kt.; Atlas mit 41 Taf.; Wiesbaden (Kreidel & Niedner).
- SCHÖNE, Bernd R. (1996): Allochrone Variationen bei *Nowakia* (*Nowakia*) ex gr. *otomari* BOUČEK & PRANTL 1959 (Dacryconarida, Rheinisches Schiefergebirge). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte **1996**: 651–671, 7 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- (1997): Der *otomari*-Event und seine Auswirkungen auf die Fazies des Rhenohertzynischen Schelfs (Devon, Rheinisches Schiefergebirge). – Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie **70**: 140 S., 34 Abb., 1 Tab.; Göttingen.
- SCHÖNE, Bernd R. & SCHUBERT, Michael (1996): Gekrümmte Dacryconariden aus der Odershausen-Formation (Mittel-Devon; „Blauer Bruch“, Bad Wildungen, Ense). – Senckenbergiana lethaea **76** (1/2): 121–131, 2 Abb., 3 Taf.; Frankfurt a.M.
- THIENHAUS, Rolf (1940): Die Faziesverhältnisse im Südwestteil der Attendorner Mulde und ihre Bedeutung für die Stratigraphie des bergisch-sauerländischen Mitteldevons. – Abhandlungen der Reichsstelle für Bodenforschung, Neue Folge **199**: 77 S., 11 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Berlin.
- WALDSCHMIDT, Ernst (1885): Ueber die devonischen Schichten der Gegend von Wildungen. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft **37** (4): 906–927, Taf. 37–40; Berlin.
- WALLISER, Otto H. (1995a): Event Stratigraphie im Variscischen Paläozoikum. – Nova Acta Leopoldina, Neue Folge **71** (291): 13–21; Leipzig, Heidelberg (Johann Ambrosius Barth).
- (1995b): Global events in the Devonian and Carboniferous. – In: WALLISER, Otto H. [Hrsg.]: Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic. – 225–250, 7 Abb.; Berlin, Heidelberg (Springer).
- WALLISER, Otto H., BULTYNCK, Pierre, WEDDIGE, Karsten, BECKER, R. Thomas & HOUSE, Michael R. (1995): Definition of the Eifelian-Givetian stage boundary. – Episodes **18**: 107–115, 6 Abb.; Surrey.
- WALLISER, Otto H. & SCHÖNE, Bernd R. (in Vorb.): Zeitliche Äquivalente der Odershausen-Formation im rechtsrheinischen Schiefergebirge: conodontologische und lithologische Korrelation.
- WITTEKINDT, Hanspeter (1965): Zur Conodontenchronologie des Mitteldevons. – Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen **9**: 621–646, 1 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- ZIEGLER, Willi & KLAPPER, Gilbert (1976): Systematic Paleontology. – In: ZIEGLER, W., KLAPPER, G. & JOHNSON, J. Granville (1976): Redefinition and subdefinition of the varcus-Zone (Conodonts, Middle- ? Upper Devonian) in Europe and North America. – Geologica et Palaeontologica **10**: 109–140, 5 Abb., 15 Tab., 4 Taf.; Marburg.

Manuskript-Eingang am 3.3.1997.

Revidiertes Manuskript angenommen am 18.7.1997.