

Geol. Paläont. Westf.	62	37 – 70	11 Abb. 2 Taf.	Münster November 2004
--------------------------	----	---------	-------------------	--------------------------

## Der Mittel-/Ober-Turon Grenzbereich im Raum Lengerich

FRANK WIESE & ULRICH KAPLAN\*

### Zusammenfassung

Bei Lengerich (Münsterland Becken, Westfalen) ist der Mittel-/Ober-Turon-Grenzbereich in drei Steinbrüchen (Wicking I & II, Hohne) gut erschlossen. Er umfasst ca. 35 Meter und wurde feinstratigraphisch aufgenommen, mikrofaziell ausgewertet und multistratigraphisch (Litho-, Sequenz-, Bio-, Eventstratigraphie, stabile Isotope) gegliedert. Der bearbeitete Abschnitt repräsentiert größtenteils einen „3rd order sea level cycle“ (*perplexus*-Sequenz I). An der Basis der Sequenz liegt das Erstauftreten von *Inoceramus ex gr. perplexus*, das die Basis des Ober-Turon im inoceramischen stratigraphischen Sinne markiert. Am Top setzt der Ammonit *Subprionocyclus neptuni* ein, indikativ für die ammonitenstratigraphische Basis des Ober-Turon. *Romaniceras deverianum* in paläobiogeographisch südlicheren Regionen als Grenzmarker genutzt, spielt keine Rolle. Da Inoceramen häufig und im gesamten Profil vorhanden sind, wird das Erstauftreten von *I. perplexus* als Grenzmarker genutzt. Ausgewählte Makrofaunen (Ammoniten, Brachiopoden, Echiniden, Inoceramen) zeigen eine Beziehung zur relativen Meeresspiegelkurve: Maximum Flooding Zones sind durch geringe Diversität gekennzeichnet, zum HST nimmt die Fauna wieder zu. Der Trend bei Inoceramen ist wenig klar und bedarf weiterer Analysen.

### Summary

At Lengerich, the 35 m-thick Middle/Upper Turonian boundary interval is good exposed in three quarries (Wicking I & II, Hohne). It was measured bed-by-bed and sampled for microfacies analyses and integrated stratigraphy (litho, sequence, event, biostratigraphy, stable isotopes). The interval reflects a 3rd order sea level cycle, which is introduced here as *perplexus*-Sequence I. In the TST, the first occurrence of *Inoceramus ex gr. perplexus* is located, indicating the base of the Upper Turonian by means of inoceramids. In the late HST, the ammonite *Subprionocyclus neptuni* enters the stratigraphic record, indicativ of the ammonite-biostratigraphic base of the Upper Turonian. *Romaniceras deverianum*, a further marker used in palaeobiogeographically more southern areas, plays no roll. As inoceramids are widespread throughout the section, the FO of *Inoceramus perplexus* appears to be a reasonable boundary marker taxon. Selected macrofauna (ammonites, brachiopods, echinoids, inoceramids) show some relation to the sea-level trend: maximum flooding zones show decrease of faunal diversity and abundance, progressive shallowing in the HST is associated with increase in abundance and diversity. The pattern amongst inoceramids remain problematically and requires further work.

\* Anschrift der Autoren: Dr. Frank Wiese, Fachrichtung Paläontologie, FU Berlin, Malteserstraße 74-100, D-12249 Berlin, E-Mail: frwiese@snaflu.de; Ulrich Kaplan, Eichenallee 141, D 33332 Gütersloh, E-Mail: U.K.Kaplan@t-online.de.

# 1. Einleitung

Die erhabene Südflanke des Teutoburger Waldes besteht aus den reliefbildenden, oberkretazischen Plänerkalksteinen<sup>1</sup> des Cenoman und Turon (Oberkreide) (Abb. 1), die schon seit ca. 130 Jahren in zahlreichen Steinbrüchen im Raum Lengerich gebrochen werden. Geradezu zwangsläufig lockten so die guten Aufschlussverhältnisse frühzeitig Geognosten an. Erste Erwähnungen dieser Gesteine finden sich bereits Mitte des 19. Jahrhunderts (ROEMER, 1850). Seit dieser Zeit finden die Lengericher Plänerkalksteine immer wieder unter verschiedenen Aspekten Einzug in die Literatur, wobei Schwerpunkte meist auf regionalen tektonischen Fragestellungen oder der lateralen Korrelation der Schichtpakete lag. In der jüngeren Vergangenheit rückten zunehmend paläontologische und stratigraphische Arbeiten in den Vordergrund (Eine Übersicht über die multistratigraphische Gliederung des norddeutschen Turon gibt Abb. 2). Es zeigte sich dabei, dass besonders das mittlere und obere Turon im Vergleich zu anderen europäischen zeitgleichen Vorkommen im stratigraphischen Umfang deutlich vollständiger entwickelt ist. Somit bietet das Profil Lengerich die einzigartige Möglichkeit, den Grenzbereich Mittel-/Ober-Turon faunistisch und stratigraphisch in einem überregionalen Kontext zu diskutieren.

Die Grenzziehung zwischen Mittel- und Ober-Turon wird traditionell kontrovers diskutiert. In den paläobiogeographisch als Boreal bezeichneten Regionen nördlicher Breiten (z. B. England, Deutschland) oder auch in Japan wird das Erstauftreten des collignoniceratiden Ammoniten *Subprionocyclus neptuni* (GEINITZ, 1850) als Grenzmarker herangezogen (HANCOCK et al., 1977; KELLER, 1982; KAPLAN, 1986). In südlicheren Regionen, die zeitweise (z. B. Frankreich, Spanien) oder permanent (Nordafrika) unter tethyalem Einfluss lagen, definiert das Erstauftreten des acanthoceratiden Ammoniten *Romaniceras deverianum* (D'ORBIGNY, 1841) die Basis des Ober-Turon (ROBASZYNSKI, 1983; BENGTON, 1996; WIESE, 1996; KÜCHLER, 1998). Die Nutzung unterschiedlicher Taxa für die Grenzziehung ergibt sich zwangsläufig aus den im Turon wohl entwickelten paläobiogeographischen Provinzen mit ihren jeweiligen faunistischen Eigenentwicklungen. Obwohl *R. deverianum* wie auch *S. neptuni* sowohl im Boreal als auch in der Tethys vorkommen, zeigt doch die überregionale Korrelation stabiler Isotopenkurven (WIESE, 1999; WIESE & KAPLAN, 2001), dass das Erstauftreten der Taxa in den einzelnen Regionen klar diachron ist. Ein weiterer potentieller Grenzmarker ist die inoceramide Bivalve *Inoceramus perplexus* WHITFIELD, 1880 [die früher als *Mytiloides costellatus* (WOODS, 1912) in die Literatur Eingang gefunden hat] (BENGTON 1996). Ihr Erstauftreten geht dem von *S. neptuni* etwas voran (KAPLAN, 1986; 1991a), doch liegt ihr Wert in ihrer weiten Verbreitung in der euroamerikanischen Inoceramenregion (WALASZCZYK & COBBAN, 2000) und in ihrem häufigen Auftreten.

Aus obigem Grunde wurde weder eines der erwähnten Taxa von der Internationalen Stratigraphischen Kommission ernsthaft als Marker-Taxon für die Basis des Ober-Turon in Erwägung gezogen, noch wurde ein möglicher globaler Grenzstratotyp [Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP)] festgelegt (BENGTON, 1996). So bleibt die Basis des Ober-Turon eine Unterstufengrenze, die stets auf Grund regionaler faunistischer Eigenentwicklungen definiert wurde, wobei die Brauchbarkeit dieser regionalen Definitionen für überregionale Korrelationen mit erheblichen Zweifeln behaftet sein muss. Anzumerken bleibt jedoch auch, dass bisher keine Profile unter dem Aspekt als GSSP zu dienen multistratigraphisch bearbeitet wurden.

Da die turonen Abfolgen im Raum Lengerich die Anforderungen für einen GSSP (*sensu* SALVADOR, 1994 und REMANE et al., 1996) in wesentlichen Aspekten erfüllen (u. a. stratigraphisch vollständig, fossilführend, gute Zugänglichkeit, Permanenz der Aufschlüsse), präsentierten WIESE & KAPLAN (2001) eine erste, zusammenfassende Darstellung des bisherigen Kenntnisstandes in Hinblick auf Lithologie, Faunenfolge, Stratigraphie und überregionale Korrelation des Mittel-/Ober-Turon-Grenzbereichs am Beispiel der Lengericher Steinbrüche Wicking II (Intruper Berg; auflässig) und Hohne der Dyckerhoff Zement AG (Abb. 3). Die dort präsentierten Ergebnisse werden hier mit den neuen Daten ergänzt, die sich nach einer vom Westfälischen Museum für Naturkunde und paläontologische Bodendenkmalpflege,

<sup>1</sup> ZECH (1900) schreibt: Pläner = „Plauerer“ Kalk. Somit leitet sich der Begriff Plänerkalkstein möglicherweise aus einer „lautmalerischen“ Wiedergabe des sächsisch artikulierten „Plauerer Kalk“ ab. Die postulierte lithologische Gleichheit zwischen dem Plauerer Kalk und dem NW-deutschen Plänerkalkstein ist nicht ganz korrekt: ersterer repräsentiert schluffige Karbonate, letztere ist nahezu frei jedweden gröberen siliziklastischen Einflusses.

Münster geförderten Grabungskampagne im Sommer 2002 ergeben haben. Ziel dieser Arbeit soll es somit also sein, einerseits den bisherigen Diskussionsstand der deutschsprachigen Leserschaft zugänglich zu machen, andererseits die Lithologie und Faunenfolge detaillierter als bisher geschehen zu präsentieren.

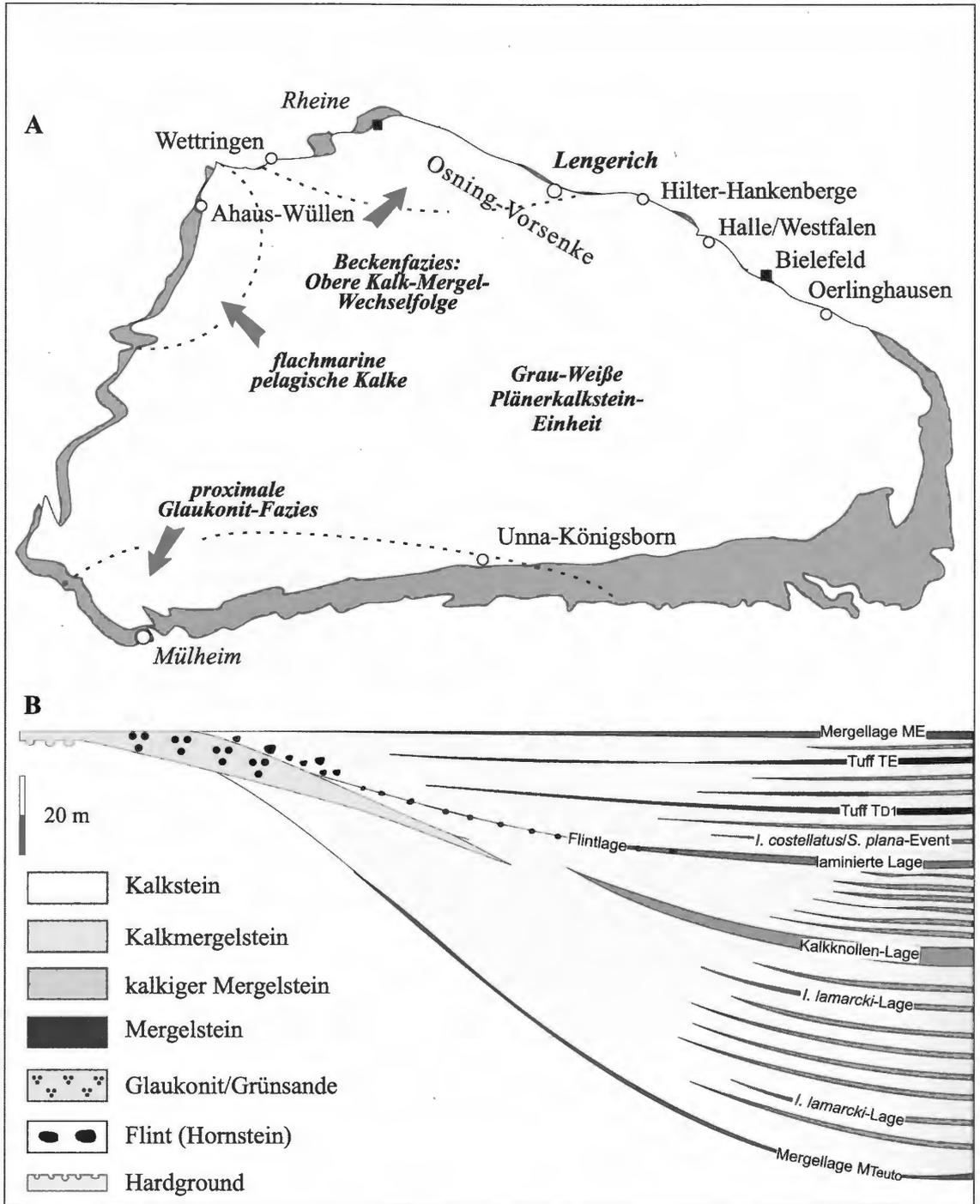


Abb. 1a: Übersichtskarte mit im Text erwähnten Lokalitäten im Münsterland sowie die räumliche Verteilung der unterschiedlichen Lithofaziestypen im Mittel-/Ober-Turon. b) Fazielle Entwicklung des Mittel-/Oberturon-Grenzbereichs im Münsterländer Becken zwischen den proximalen Ablagerungen in Klippentaschen bei Mülheim und der beckenwärtigen Fazies der Kalk-Mergel-Wechselfolge im Raum Lengerich.

	Inoceramen	Ammoniten	Eventstratigraphie	Lithostratigraphie			U.-Co.			
				S Münsterland	N Münsterland	Niedersachsen				
U.-Co.	<i>Cremonoceras deformis erectus</i>	keine Daten	rotundatus-Event	Obere Plänerkalksteineinheit	Obere Plänerkalksteineinheit	Obere Kalksteineinheit	U.-Co.			
	<i>Mytiloides scupini</i>	<i>Prionocyclus germari</i> <i>S. normalis</i>	← <i>Didymotis</i> II-Event ← <i>Didymotis</i> I-Event	Grau-Weiße Wechselfolge	Grau-Weiße Wechselfolge	Grau-Weiße Wechselfolge				
Ober-Turon	<i>M. striatocoenotr.</i> <i>M. labiatoidiformis</i> <i>I. perplexus</i>	<i>Subprionocyclus neptuni</i>	← <i>Micraster</i> -Event ← Tufflage T <sub>F</sub>	S.Gs. WGK	R. Obere Kalksteineinheit	Untere Kalksteineinheit	Ober-Turon			
	<i>I. inaequivalvis</i> <i>I. l. stuenckei</i> <i>I. cuvierii</i> <i>I. perplexus</i>		← <i>Mytiloides incertus</i> -Event ← <i>Hyphantoceras</i> -Event ← Mergellage M <sub>E</sub> ← Tufflage T <sub>E</sub> ← Tufflage T <sub>D</sub> ← <i>costellatus/plana</i> -Event							
	<i>I. inaequivalvis</i> <i>I. lamarcki</i> <i>I. cuvierii</i> <i>I. apicalis</i>		← <i>lamarcki</i> -Events ← Tufflage T <sub>C</sub> ← <i>lamarcki</i> -Events					Untere Plänerkalkstein-Einheit	Kalk/Mergel-Wechselfolge	o. m.
	<i>I. cuvierii</i> <i>I. apicalis</i>		← Mergellage M <sub>o</sub> /M <sub>Tenn</sub> ← Weiße Grenzbank							
Mittel-Turon	<i>M. hercynicus</i> <i>M. subhercynicus</i>	<i>Collignoniceras woollgari</i>	← <i>hercynicus</i> -Events (nur lokal entwickelt)	B.Gs.	Untere Kalk/Mergel-Wechselfolge	Rotpläner	Mittel-Turon			
	<i>M. ex gr. mytiloides / labiatus</i>		← <i>Mytiloides</i> Events							
Unter-Turon	<i>Mytiloides hattini</i>	<i>Watinoceras devonense</i>	← <i>hattini</i> -Event (nur lokal entwickelt)	Grün-Graue Wechselfolge	Schwarzbunte Wechselfolge	untere	Unter-Turon			

Abb. 2: Übersicht über die stratigraphische Gliederung der turonen Plänerkalkstein-Gruppe (kompiliert aus der Literatur u.a. nach FRIEG et al., 1992; KAPLAN, 1992a und WIESE et al., 2000; mit früheren Zitaten). B.Gs.: Bochumer Grünsand; S.Gs.: Werksteinbänke des Soester Grünsandes; R.: Rothenfelder Grünsand; WGK: Weiß-Graue Kalksteineinheit. Der grau hinterlegte Bereich markiert das bearbeitete Intervall.

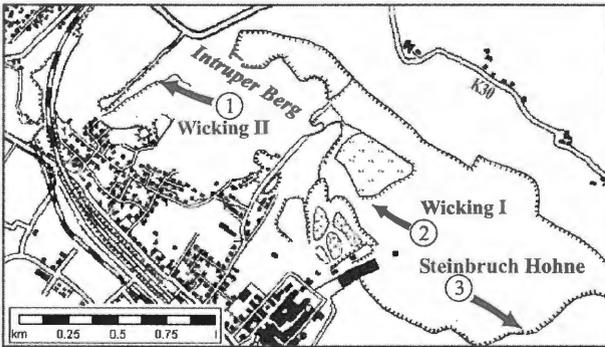


Abb. 3: Detailkarte zu den Aufschlüssen Wicking I (auflässig), Wicking II (auflässig) und Hohne (in Betrieb).

## 2. Bearbeitungsgeschichte des Lengericher Raums

Die geologische Erkundung im Raum Lengerich beginnt mit den frühen Erwähnungen bei F. ROEMER (1850) und VON DECHEN (1856), die erstmals das geologische Augenmerk auf die Plänerkalksteine der Umgegend von Lengerich richteten. WINDMÖLLER (1882) kommt der Verdienst zu, eine erste detaillierte Beschreibung der Schichtenfolge des Plänerkalksteins und seiner Gesteinsbeschaffenheit sowie teilweise seiner Fossilführung zu geben, auf dessen Arbeit HASEBRINK (1908) aufbaute. ELBERT (1901) erkannte richtig die Lengericher Plänerkalkstein-Vorkommen als distale Pendanten zu den zeitgleichen proximalen Grünsanden im Nordwesten des Münsterländer Kreidebeckens (Rothenfelder Grünsand; vgl. Abb. 2). Er diskutierte als erster die überregionale Korrelation und die faziellen Beziehungen des „Breviporus-Pläners“ mit Vorkommen in England und Frankreich. MESTWERDT (1904, 1909) beschreibt die Mächtigkeitzunahme cenomaner und turoner Ablagerungen vom südwestlichen zum nordwestlichen Teutoburger Wald und weist ebenso auf die vergleichsweise großen Mächtigkeiten der Plänerkalksteine im Raum Lengerich hin. WEGNER (1913) bildet in seiner Monographie der Geologie Westfalens geologische Strukturen aus dem Turon von Lengerich ab. Die Lengericher Oberkreide-Ablagerungen erwähnt er nur cursorisch. Später lieferte er im Rahmen eines Exkursionsführers ein generalisiertes Übersichtsprofil durch das Cenoman und Turon bei Lengerich (WEGNER, 1925). KANZLER (1920) erwähnt in seiner Geologie des Teutoburger Waldes Plänerkalkstein-Brüche im Raum Lengerich und listet Fossilvorkommen einzelner Zonen auf. HAACK (1925) interpretierte Oberkreidevorkommen des Münsterlandes im Zusammenhang mit der nordwestfälisch-lippischen Schwelle, und er erkannte bereits die klare paläogeographische Trennung der Glaukonitgesteine des Südrandes mit den turbiditischen Glaukonitgesteinen der Umgegend Bad Rothenfelde, Halle, Borgholzhausen und der Timmer Egge. Darüber hinaus fertigte er das Messtischblatt Lengerich (HAACK, 1935) an. In einer geochemischen Arbeit untersuchte HEIM (1957) die mineralischen und nicht karbonatischen Bestandteile der sogenannten „*lamarcki*-Schichten“ des Mittel-Turon und nahm eine Herkunft aus den damaligen Festlandsgebieten um den Harz und das Sauerland an.

Später folgten weitere Arbeiten zur lithostratigraphischen Gliederung des Cenoman (EISENLOHR, 1963; 1976; 1980) und zur Feinstratigraphie des Cenoman/Turon-Grenzbereichs (Schwarzbunte Wechselfolge: NIEDERMEIER, 1969a, b), der auch in neueren Arbeiten immer wieder berücksichtigt wird (ERNST, WOOD & HILBRECHT, 1984; HILBRECHT & DAHMER, 1994; LEHMANN, 1999).

WRAY et al. (1995) weisen bislang unbekannte vulkanische Aschelagen im Lengericher Turon nach und ermöglichen damit, den Raum Lengerich in ein überregionales tephrostratigraphisches Korrelationsschema zu integrieren (WRAY et al., 1996).

Die Lage Lengerichs in der Osning-Überschiebungzone und der resultierenden Tektonik nahmen Lotze und seine Schüler zum Anlass, einerseits das tektonische Inventar darzustellen (LOTZE, 1953; ROSENFELD, 1963; 1983), andererseits etablierte er das Prinzip der „Kleinstratigraphischen Einheiten („KS“) zur regionalen Korrelation der homogenen Kalk/Mergel-Wechselfolgen bei Lengerich (LOTZE, 1952; vgl. a. RICHTER, 1986). FIEDLER (1984) gibt eine zusammenfassende Übersicht zur Tektonik des Arbeitsgebietes.

Eine grundlegende Neubearbeitung der Erdgeschichte der Lengericher Oberkreide liefert KAPLAN (1992a), und KAPLAN & WIESE (2000) fassen den bisherigen Forschungsstand zu den Plänerablagerungen von Lengerich zusammen. In ihre Arbeit gehen auch Profilneuaufnahmen ein, die durch Baumaßnahmen im Betriebsgelände der Dyckerhoff Zement AG möglich waren. WIESE & KAPLAN (2001) weisen auf das Potential der Lengericher Profile als globales Standardprofil für die Definition der Basis des Ober-Turon dar. Übersichtsdarstellungen zur Fazies und Mächtigkeit der Oberkreidestufen im Münsterländer Oberkreidegebiet finden sich bei ARNOLD (1964), der bereits auf die hohen Mächtigkeiten des Turon im Raum Bad Iburg – Lengerich hinwies. Einen zusammenfassenden Überblick über die Oberkreide des nordwestlichen Teutoburger Waldes gibt THIERMANN (1984; 1987).

Die paläontologische Erkundung der Abfolgen beginnt mit SCHLÜTER (1871-1876), der in seinen Monographien einzelne Ammoniten und Inoceramen (SCHLÜTER, 1877) des Lengericher Cenoman/Turon berücksichtigt. Als neue Art beschreibt er „*Hamites multinodosus*“ (SCHLÜTER, 1872, Taf. 32, Abb. 1; 2) [nach neuerer Nomenklatur *Neocrioceras (Schlueterella) mutlinodosum* (SCHLÜTER, 1872) *sensu* WRIGHT, 1979]. Das von SCHLÜTER (1872, Taf. 30, Abb. 13; 14) als „*Crioceras ellipticum*, Mantell“ abgebildete Exemplar eines heteromorphen Ammoniten wird von WINDMÖLLER (1882) als neue Art erkannt

und „*Crioceras schlüteri*“ benannt [nach neuerer Nomenklatur *Allocrioceras schlüteri* (WINDMÖLLER, 1882)]. ELBERT (1901) gibt für den „Breviporus-Pläner“ von Lengerich, der nach heutigem biostratigraphischen Verständnis weitgehend dem Ober-Turon entspricht, eine umfangreiche Faunenliste. Als neue Echinidengattung und -art führte er „*Holasteropsis Credneriana* Elbert“ ein, wovon ein Syntypus aus Lengerich stammt. Mit „*Dæmonhelix cretacea* nov. sp.“ beschreibt ELBERT (1901) eine neue Ichnospezies, die er den wissenschaftlichen Auffassungen seiner Zeit gemäß noch zu den Anneliden stellt. FIEGE (1930) beschrieb einige Inoceramen aus dem Raum Lengerich und bildet als *Inoceramus costellatus* Exemplare ab, denen in dieser Arbeit als *Inoceramus perplexus* eine bedeutende biostratigraphische Rolle für die Definition der Basis des Ober-Turon zukommen. Leider versäumte es FIEGE, die stratigraphische Position der ihm vorliegenden Exemplare zu präzisieren. Der Holotyp der von SEITZ (1935) neu aufgestellten Varietät „*Inoceramus labiatus* var. *subhercynica*“ [nach neuerer Nomenklatur *Mytiloides subhercynicus* (SEITZ, 1935)] stammt aus dem Turon von Lengerich. TRÖGER (1967) wählt bei seiner Erstbeschreibung von *Inoceramus fiegei fiegei* [nach neuerer Nomenklatur *Mytiloides incertus* (JIMBO, 1894)] den Holotypus aus dem Turon von Lengerich. MEIBURG & SPEETZEN (1970) beschreiben eine Lebensspur unbekannter ichnotaxonomischer Zugehörigkeit aus dem Turon von Lengerich. Einige Funde aus Lengerich werden bei der Revision ausgewählter cenomaner und turoner Ammoniten von KAPLAN (1988; 1989) und KAPLAN et al. (1998) berücksichtigt, die ebenso in die ammonitenstratigraphische Gliederung des Münsterländer Turon eingehen (KAPLAN & KENNEDY; 1996).

### 3. Geologischer Rahmen

In der weiteren Umgegend Lengerichs am Südrand des herzynisch streichenden Teutoburger Waldes oder der „Osning Zone“ im tektonischen Sinne (STILLE, 1910; LOTZE, 1953; ROSENFELD, 1983; FIEDLER, 1984; BALDSCHUHN & KOCKEL, 2000) finden sich neben einem großflächigen aktiven Betrieb einige auflässige Steinbrüche, die mit 15°-30° SW einfallende Gesteinsfolgen vom hohen Unter-Cenoman bis zum Ober-Turon erschließen. Lithostratigraphisch gehören diese Gesteine zu sogenannten Plänerkalkstein-Gruppe (ERNST et al., 1979), deren erste Gliederung bereits auf von STROMBECK (1857, 1859) zurückgeht. Strukturgeologisch liegen diese Vorkommen am Nordostrand des Münsterländer Beckens (WINDMÖLLER, 1882; HASEBRINK, 1908; WEGNER, 1925; KAPLAN, 1992a; 1998; KAPLAN & WIESE, 2000). Teile des nordöstlich angrenzenden Osnabrücker Berglandes und des Ravenberger Hügellands (Weserbergland) (STEINBERG, 1983) repräsentierten als Westfälisch-Lippische Schwelle (HAACK 1925) schon zu turonen Zeiten in Teilen ein Paläo-Hochgebiet und begrenzten so das Münsterland Becken nach NE gegen das Niedersächsische Becken. Die südliche Grenze wird durch das Rheinische Massiv markiert. Im Nordwesten grenzt das Münsterländer Becken gegen das Zentralniederländische Becken.

Im Münsterländer Becken ergibt sich in einem SW-NE-Schnitt für den Bereich Mittel-/Ober-Turon eine sukzessive Gesteinsabfolge zu progressiv distalere Faziesabfolgen (FRIEG et al., 1989): Proximale Sedimente am Nordrand der Rheinischen Masse werden insgesamt von glaukonitischen Mergeln und karbonatischen Grünsanden (Bochumer Grünsand und Soester Grünsand) gebildet. Unter Zunahme der Mächtigkeiten und Abnahme des Glaukonitgehaltes geht diese Fazies graduell in den „Weiß-Grauen Kalkstein“ über – kompakte Plänerkalksteine mit vergleichsweise geringer Mergelführung. Unter progressiver Zunahme der Mergel entwickelt sich daraus die „Obere Kalk/Mergel-Wechselfolge“ (KAPLAN, 1992a), die faziell die beckenwärtigsten Profile des Münsterländer Beckens repräsentiert (vgl. Faziesmodell Abb. 1b). Sie ist regional etwa auf einen Bereich verstärkter Subsidenz zwischen Hilter/Hankenberge und Wettringen beschränkt, in dessen Mittelpunkt Lengerich liegt. In diesem Sinne repräsentieren die Aufschlüsse der Umgegend Lengerich eine sehr distale Beckenposition, die im Vergleich mit anderen zeitgleichen Sedimenten am Südwest- und Nordrand des Osning in einigen Schichtgliedern eine mehrfach größere Mächtigkeit erreichen kann, ein Sachverhalt, der tendenziell bereits früh von MESTWERDT (1904, 1909) erkannt wurde. Damit zeigt sich recht deutlich, dass die Osning-Vorsenke (VOIGT, 1963) im Vorland des Teutoburger Waldes bzw. die Osning-Zone in oberturoner Zeit mitnichten einen simplen, parallel dem Teutoburger Wald verlaufenden Bereich verstärkter Subsidenz (ARNOLD, 1964) am Rande des aufstrebenden Hochgebietes des Niedersächsischen Beckens im Sinne VOIGT (1963) repräsentiert. Vielmehr ist das Senkungsgebiet im Raum Lengerich eine regional begrenzte Senkungsstruktur, die im Lichte neuerer Interpretationen der kreidezeitlichen Tektonik in Mitteleuropa (Transcurrents-Systeme und Strike-Slip Tektonik) zwanglos als Pull-Apart-Struktur interpretiert werden könnte, wenn auch direkte Hinweise auf Lateralverschiebungen bisher

fehlen (BALDSCHUHN & KOCKEL, 2000). Die autochthonen, proximalen Sedimente am NE-Rand des Beckens sind durch späteres Uplift, Emersion und Erosion im Bereich des heutigen Teutoburger Waldes bzw. der Osning-Zone nicht mehr erhalten und können nur aus den Allochthoniten des Rothenfelder Grünsandes (KAPLAN & BEST, 1984) und den Olistolithen der submarinen Großgleitungen zwischen dem Raum Halle (VOIGT, 1962) und Augustdorf (SKUPIN, 1990) rekonstruiert werden.

Im W/NW wurde das Plänerkalkstein-See des Münsterländer Beckens durch eine Schwelle begrenzt, auf der pelagische Schreiekreide-Sedimente in kondensierter, fossilreicher Fazies mit zahlreichen Hartgründen und Knollenkalken entstanden (z. B. Ahaus-Wüllen: Abb. 1; ERNST et al., 1998).

## 4. Lithologie, Mikrofazies und Makrofauna

Die Kalk/Mergel-Wechselfolgen vom Unter- bis zum mittleren Ober-Turon Lengerichs repräsentieren mit ca. 190 m Mächtigkeit (Basis Turon bis ca. 30 m oberhalb *costellatus/plana*-Event, noch deutlich unter dem Äquivalent der Mergellage M<sub>E</sub>; vgl. Abb. 2) die stratigraphisch vollständigsten Profile im Gebiet von Teutoburger Wald und Egge. Diese Schichtenfolge ist im Steinbruch Hohne der Dyckerhoff AG ideal erschlossen. Ein weiteres Profil im Mittel-/Ober-Turon-Grenzbereich, der auflässige Steinbruch Wicking II am Intruper Berg, wurde wegen seiner vorteilhaften skelettartigen Anwitterung der wechsellagernden Plänerkalkstein- und Mergelbänke für die Profildarstellungen (Abb. 4, 5) und die Probenkampagne (Mikrofazies, Isotopen) ausgewählt. Insgesamt wurden ca. 35 Profilmeter feinstratigraphisch vermessen, besammelt und mikrofaziell ausgewertet. Der zunächst avisierte Mittel-/Ober-Turon Grenzbereich (Schicht 88 bis Tufflage T<sub>D</sub>; Abb. 4, 5) erreicht eine Mächtigkeit von ca. 33 m.

Die Plänerkalkstein-Bänke schwanken in ihrer Mächtigkeit ca. zwischen 2 und 25 cm, die Mergel zwischen 1 und 15 cm. Die Plänerkalksteine im Raum Lengerich selbst repräsentieren in der Regel graue, splittrig bis spröde brechende, graue Kalkmergel- und Kalksteine, die hier wie auch in benachbarten Profilen 60-95% CaCO<sub>3</sub>-Gehalt erreichen (NIEDERMEIER, 1969b, NEUWEILER & BOLLMANN, 1991). Jedwede makroskopisch erkennbaren primären Sedimentstrukturen sind meist durch eine vollständige Bioturbation überprägt. Einige wenige Bereiche zeigen primäre Lamination und stellen periodische Schüttungsereignisse dar, die im regionalen Kontext einerseits als bathymetrischer Indikation, andererseits u. U. als tektonosedimentäres Signal genutzt werden können. In diesem Sinne wird das Gros der Plänerkalksteine als bioturbat überprägte Autochthonite interpretiert. Die von NEUWEILER & BOLLMANN (1991) aus dem Ober-Cenoman bis Mittel-Turon von Hilter/Hankenberge (Abb. 1) beschriebenen, wiederholten Laminationen und Schrägschichtungen sind hier zumindest im Ober-Turon nur untergeordnet erkennbar und Pseudolaminationen gehen oftmals auf die bioturbate Anreicherung von Bioklasten zurück. Obwohl die gesamte Schichtfolge auf den ersten Blick erschreckend monoton erscheint, lassen sich doch einige Abschnitte aushalten, die sich durch Schichtmächtigkeiten und Mergelführung unterscheiden. Im einzelnen werden vier Abschnitte ausgegliedert und kurz gesondert charakterisiert (vgl. Abb. 5):

Schicht 88 bis Schicht 100

Basis Kalkknollenlage (Schicht 101 bis Basis 161)

Top Kalkknollenlage (Schicht 161) bis Top *costellatus/plana*-Event (Schicht 410)

Top *costellatus/plana*-Event bis Tufflage T<sub>D</sub>

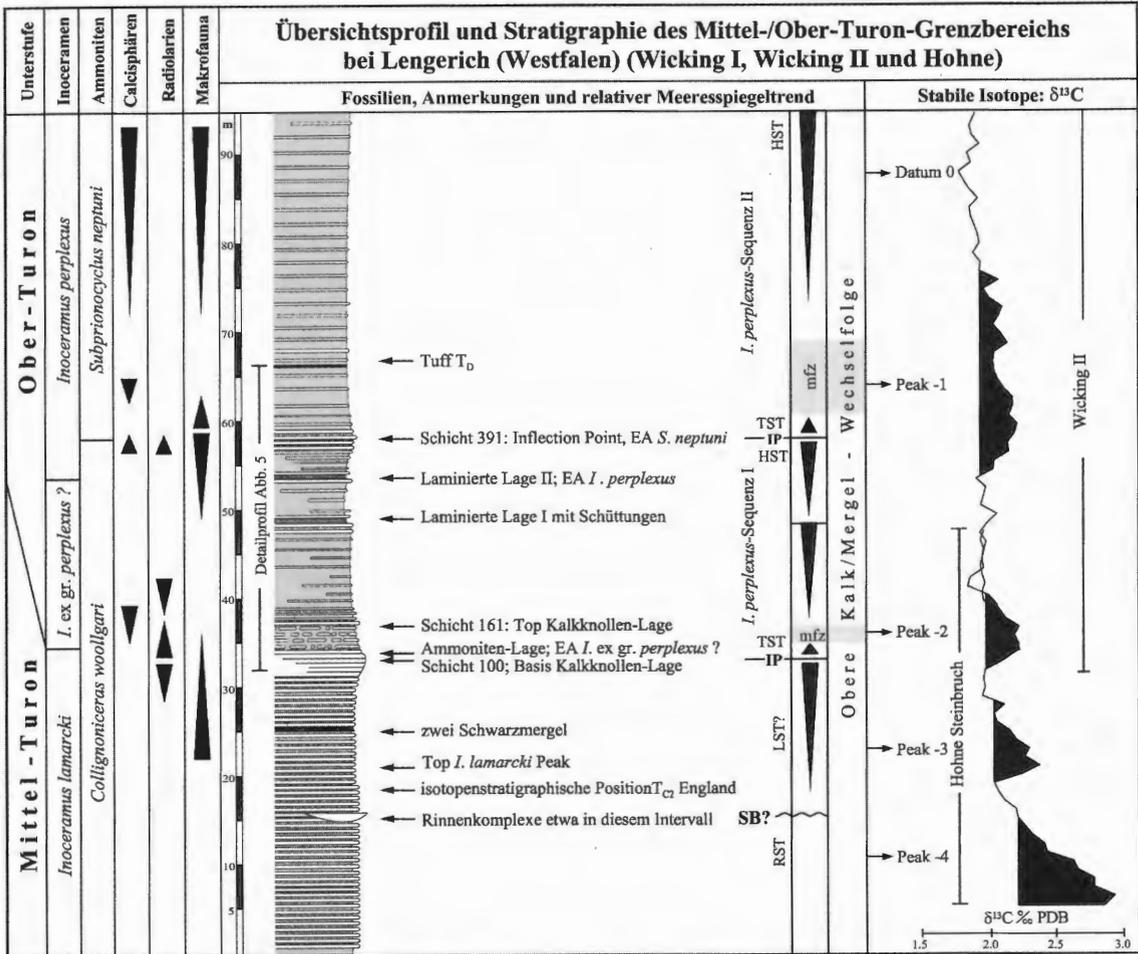


Abb. 4: Übersichtsprofil über den Mittel-/Ober-Turon Übergangsbereich in Wicking II und Hohne (verändert nach WIESE & KAPLAN, 2001). EA: Erstauftreten, TST: Transgressive Systems Tract, mFz: maximum flooding zone, HST: Highstand Systems Tract, IP: Inflection Point. In den Spalten „Calcisphären“, „Radiolarien“ und „Makrofauna“ sind die Häufigkeitsmaxima verzeichnet.

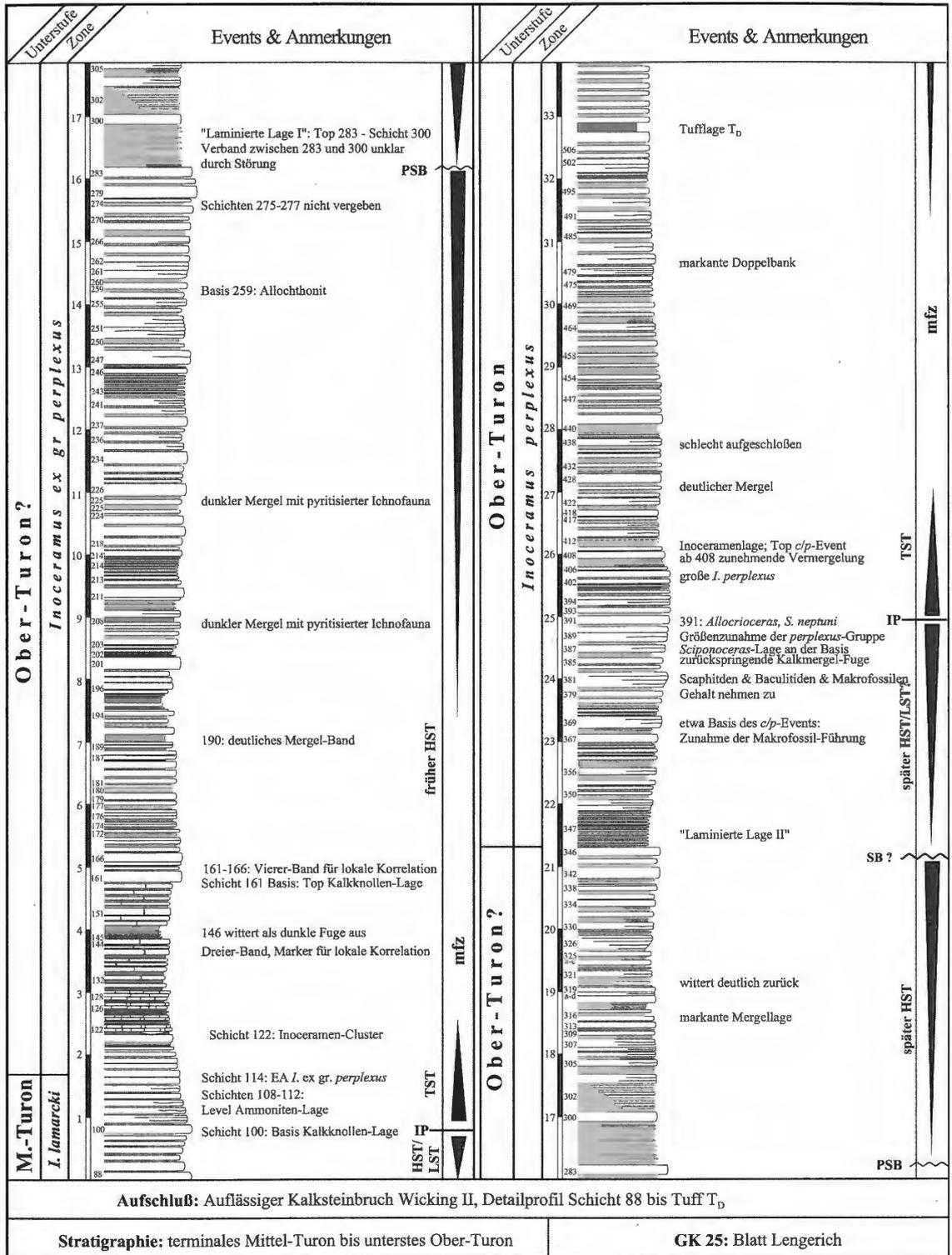


Abb. 5: Detailprofil des Mittel-/Ober-Turon Grenzbereichs in Wicking II. PSB: Parasequence Boundary; Abkürzungen sonst wie in Abb. 4.

## 4.1 Schicht 88 bis Schicht 100

**Lithologie und Mikrofazies:** Bis Schicht 100 nehmen die Bankmächtigkeiten der Karbonate langsam zu (Abb. 6). Makroskopisch stellen die Bänke graue, hart splittrig brechenden Plänerkalksteine dar, die bar jedweder primärer Sedimentstrukturen sind. Eine völlige bioturbate Entmischung des Gesteins deutet sich durch schwach ausgeprägte, flammige Strukturen an. Mikrofazial repräsentiert dieser Bereich in Gänze einen Calcisphären<sup>2</sup>-Wackestone, bei dem die Calcisphären des *Pithonella ovalis*- und *sphaerica*-Typs etwa gleiche Größensortierung und Mengenverhältnisse aufweisen. Die Matrix ist mehr oder minder homogen grau. Calcisphären sind ebenso wie andere Mikrobioklasten nicht gleichmäßig dispers im Sediment verteilt, sondern örtlich durch biogene Sortierung angereicht. Besonders in dünnen, mit einem Lining versehenen Bauten können Calcisphären angereichert sein. Diese Bereiche hätten Packstone-Charakter; die Matrix hier ist sparitisch. Neben den Hauptgemengeteilen treten vergleichsweise häufig Radiolarien auf, untergeordnet hingegen planktische Foraminiferen (Globotruncanen, Hedbergellide und selten Heterohelicide) und Ostracodenbruch. Mikrobenthos ist nahezu nicht vertreten und beschränkt sich auf vereinzelte textulariide Foraminiferen. Makrofossilbruch geht meist auf *Inoceramus* (*Inoceramus*, *Mytiloides*: Taf. 2, Abb. 7) zurück.

Schicht 100 ist ein guter Marker, der sowohl in frisch gebrochener Wand (Abb. 6) wie auch besonders im angewitterten Zustande leicht erkennbar ist. Sie markiert einen Wendepunkt von einer „thickening up“- zu einer retrograden Entwicklung. Dies geht mit einer Mächtigkeitsabnahme individueller Kalkbänke bei gleichzeitiger Zunahme der Mergelführung einher, wie auch aus dem zunehmend spröder werdenden Bruch ableitbar ist. Die mikrofaziale Zusammensetzung bleibt annähernd gleich, lediglich die hellgraue mikritische Matrix weicht einer etwas dunkleren, eher diffusen-körnigen Matrix, in der die Calcisphären nunmehr deutlich an Häufigkeit und etwas an Größe abnehmen. Andere Komponenten reichern sich relativ an. So nehmen Ostracoden, benthonische Foraminiferen und filamentöse Komponenten zu. Auch die Radiolarien nehmen merklich ab.



Abb. 6: Blick auf die noch recht frische Ostwand des Steinbruches Hohne mit Schicht 100, der „Kalkknollen-Lage“ und Schicht 161. Schichtkomplex 161-166 wittern als leicht erkennbarer regionaler Marker aus.

<sup>2</sup> Obwohl „Calcisphären“ korrekter als kalkige Dinoflagellatenzysten anzusprechen sind, wird dieser Terminus aus pragmatischen Gründen in diesem Text weiterhin verwendet.

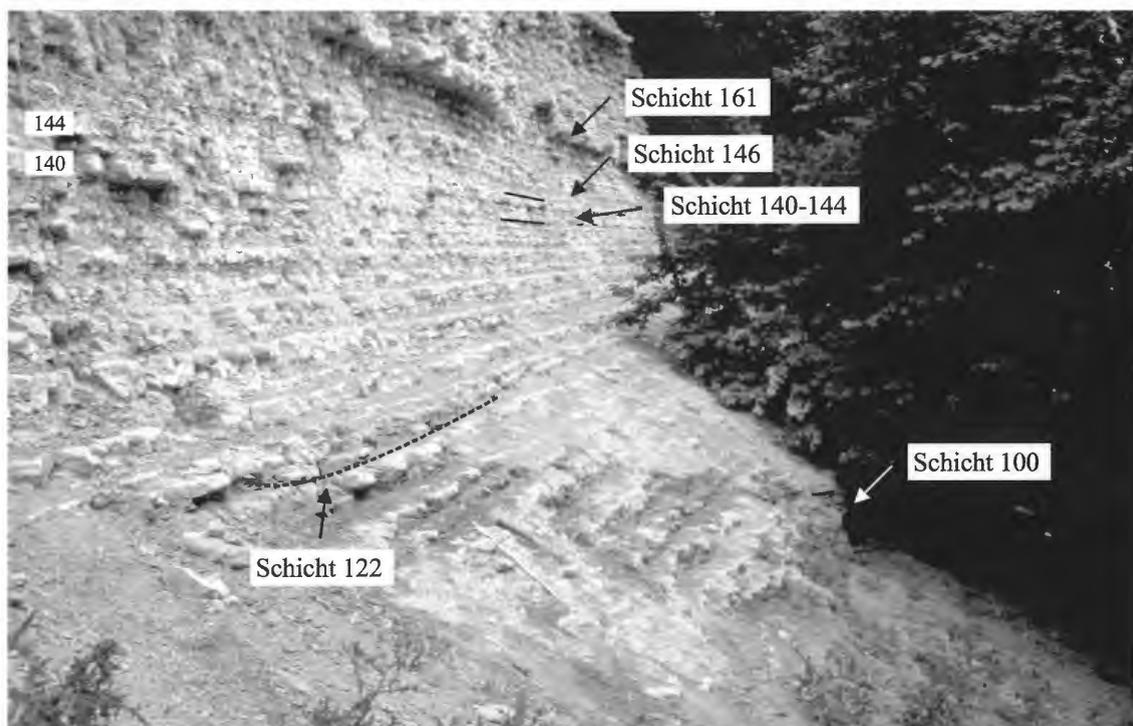


Abb. 7: Basaler Profilteil Wicking II: Schichten 100, 122 (mit Inoceramen-Linse), 140-144 (Dreier-Band), 149 (dunkler Mergel) und Basis 161-166 (Vierer-Band); vgl. Abb. 5).

**Fauna:** Die Fauna in diesem kurzen Intervall besteht besonders aus Inoceramen des Formenkreises um *I. lamarcki* PARKINSON, 1818. *Infulaster excentricus* (WOODWARD, 1833) ist selten und kommt als Fragment vor.

Die Spurenfauna zeigt insgesamt diffus typische Schreibkreide/Plänerkalkstein-Spurenfossilien, wie sie aus vergleichbaren Lithologien u. a. der polnischen Kreide beschrieben wurden (K DZIERSKI & UCHMANN, 2001). So sind *Planolites*, *Zoophycos* und auch *Thalassinoides* in unterschiedlicher Gewichtung und Deutlichkeit erkennbar. Besonders *Chondrites* findet sich gerne vagabundierend in anderen, zuvor verfüllten Spuren. Hauptsächlich im Kontaktbereich Mergel- zu Kalksteinlagen sind die Spuren durch ihre akzentuierten Farbkontraste gut erkennbar (Taf. 2, Abb. 10). Einzelne mm-mächtige Bauten sind pyritisiert bzw. spartisch zementiert. Insgesamt ändert sich die Spurenassoziation im Profil nicht merklich, so dass dieser Befund in leichten Variationen typisch für das Gesamtprofil ist.

#### 4.2 Basis Kalkknollenlage (Schicht 101 – Basis Schicht 161)

**Lithologie und Mikrofazies:** Die Kalkknollenlage (sensu Kaplan, 1992a) markiert ein Intervall, das durch maximale Mergelführung und eine Abfolge undulierend zerklüfteter Kalkbänke gekennzeichnet ist (vgl. Abb. 6, 7). Die Bezeichnung „Kalkknollenlage“ ist jedoch etwas irreführend, handelt es sich doch nicht um isoliert im Sediment schwimmende Kalkknollen, sondern weitgehend um definierte, lateral verfolgbare Kalkbänke, die allerdings undulierend, brotleibförmig verwittern und so diesem Gesteinspaket seinen sehr charakteristischen Habitus verleihen. Die lithologische Abgrenzung dieser Einheit erscheint sinnvoll, da sowohl Top als Basis vergleichsweise einfach auch in frisch gebrochenen Wänden erkennbar sind. Somit können – auch wenn die in Wicking II etablierte Schichtfolge in weniger vorteilhaft angewitterten Profilen nicht im Detail nachvollzogen werden kann – Fossilfunde besser zwischen diesen Markern lokalisiert und deren Position exakt eingemessen werden.

Mikrofazial handelt es sich weiterhin um einen Calcisphären-Wackestone, der insgesamt eine leichte Größenabnahme der Calcisphären sowie eine Zunahme der Quantität zeigt. In manchen Bereich sind

Bioklasten bioturbat abgereichert. Diese Regionen entsprechen dann Mudstones, deren Matrix jedoch nicht homogen dicht ist, sondern etwas „krümelig“ anmutet. Ostrakodenschill, Filamente und Monaxone sind verbreitet, und besonders augenfällig ist die Zunahme planktonischer Foraminiferen.

**Fauna:** Mit der Kalkknollenlage tritt bei der Abundanz der Inoceramenfauna keine sonderliche Veränderung ein, sieht man davon ab, dass bisweilen Karbonatlinsen mit Inoceramen-Konzentrationen (Basis Schicht 122; Abb. 5, 7) assoziiert auftreten, in denen kleine *Inoceramus ex gr. lamarcki* in Mengen zusammengeschwemmt sind. Auch größere Exemplare können in Clustern auftreten (Taf. 2, Abb. 9). Während die Inoceramenanreicherung durch wie auch immer geartete Prozesse sicherlich primär ist, ist die karbonatische Zementation dieser Agglomerate und deren konkretionärer Habitus durch frühdiagenetische Zementation zu erklären. Mit sehr seltenen Formen der Gruppe um *Inoceramus perplexus* (WHITFIELD, 1880) finden sich erstmals Vertreter einer neuen Linie dünnschaliger Inoceramen, deren EA stratigraphisch signifikant ist (Schicht 114; Taf. 2, Abb. 7). Da dieses Taxon ein möglicher Marker für die Basis des Ober-Turon ist, sind Neuaufsammlungen in diesem stratigraphischen Niveau wünschenswert. Andere Makrofossilien sind extrem selten. Nur sporadisch kommen Brachiopoden (*Orbirhynchia*) und Ammoniten [*Lewesiceras* sp., *Allocrioceras schlueteri*, (WINDMÖLLER, 1882): Taf. 1, Abb. 8, 10, 11, *Scaphites geinitzii* (d'ORBIGNY 1850)] vor. Sehr selten sind unbestimmbare Fragmente dünnschaliger irregulärer Echiniden. Im Bereich der Schichten 112-116 kommt es zu einem ersten Häufigkeitsmaximum von Ammoniten (Ammoniten-Lage *sensu* KAPLAN, 1992) mit einer typisch oberturonen Ammonitenfauna, wie sie aus dem basalen Bereich des NW-deutschen Hyphantoceras-Events (KAPLAN, 1986; 1991b; KAPLAN & KENNEDY, 1996) und dem englischen Chalk Rock bekannt ist (WRIGHT, 1979) (beide Vorkommen fallen stratigraphisch jedoch ins mittlere Ober-Turon; vgl. Abb. 2). *Allocrioceras schlueteri* ist recht häufig, dazu finden sich immer wieder *S. geinitzii*, *Yezoites bladenensis* (SCHLÜTER, 1871) und *Sciponoceras bohemicum* (FRITSCH, 1872). *Lewesiceras cf. mantelli* (WRIGHT & WRIGHT, 1951) kommt vor, ist jedoch sehr selten (vgl. Kap. 6).

#### 4.3 Schicht 161 bis Top *costellatus/plana*-Event (Schicht 410)

**Lithologie und Mikrofazies:** Mit dem Top der Kalkknollenlage setzt eine zyklische und insgesamt langsam progradationale Kalk/Mergel-Wechselfolge ein, die in zwei Parasequenzen zerfällt (Abb. 5): Parasequenz I endet nach einem Shallowing-Up-Zyklus mit Bank 283, die einen Wendepunkt zu distalen und dünnlaminierten Kalkbänkchen in einem mergeligen Hintergrundsediment („Laminierte Lage I“) repräsentiert. Ca. 2,50 m unterhalb der „Laminierten Lage I“ befindet sich an der Basis von Schicht 259 eine ca. 6 cm mächtige feinelaminierte Kalkbank (Abb. 8), die vermutlich mit dem *costellatus/plana*-Kalkarenit von Hilter/Hankenberge korreliert und ob seiner Sedimentstrukturen dort (Hummocky Cross Stratification) als Tempestit gedeutet werden kann (BOLLMANN, 1990), der eine bathymetrische Einstufung dieser Schicht deutlich oberhalb der Sturmwellenbasis ermöglicht. Die „Laminierte Lage I“ selbst reflektiert einen raschen, kurzfristigen transgressiven Puls, der aber sofort wieder von einer weiterhin progradationalen Entwicklung abgelöst wird, die in Schicht 391 ihren Abschluss erfährt. Die „Laminierte Lage II“ schaltet sich unvermittelt in die Abfolge ein. Dabei handelt es sich um ein ca. 80 cm mächtiges Intervall, in dem dünne, plattige Plänerkalksteine einem dunklen, mergeligen Hintergrundsediment zwischengeschaltet sind. Im Anschliff zeigen sich deutliche Schrägschichtungen und Laminationen (Abb. 9), ohne dass der Schrägschichtungstyp einen bestimmten Transportmechanismus (Tempestit?) erkennen ließe. In diesem Sinne kann lediglich eine kurze Phase verstärkter Suspensionsströme ins Becken postuliert werden. In der Laminierten Lage II kommen im Raum Lengerich sehr selten Flinte vor (frdl. mündl. Mitt. M. ROSSMANITH, Lengerich). Sie treten in diesem engen Niveau z. B. im Raum Hilter/Hankenberge (BOLLMANN, 1990) und im südöstlichen Teutoburger Wald (KAPLAN, 1992a) auf.

Neben der progressiven Abnahme der Mächtigkeit der Mergellagen und der Zunahme der Mächtigkeit der Kalksteinbänke ins Hangende ändert sich auch das Bruchverhalten und Farbe der Plänerkalksteine. Waren sie zuvor grau, massiv und nahezu splittrig-scharfkantig brechend, schalten sich zunehmend Lagen ein, die heller sind und spröde-brüchig brechen. In diesen Lagen sind Fossilien angereichert, ohne dass jedoch Sedimentstrukturen auf einen allochthonen Charakter hinweisen würden.

Mikrofaziell ist ein klarer Trend erkennbar. Oberhalb der Kalkknollenlage nehmen die Calcisphären an Menge und an Größe wieder zu (mikrobioklastischer Wackestone), wobei die Größenverteilung ohne regelhaftes Muster von Bank zu Bank deutlich schwankt. Auffällig ist die Zunahme planktonischer Foraminiferen

und besonders Radiolarien, auf deren Vorkommen in dieser Fazies auch schon im Faziesmodell von NEUWEILER & BOLLMANN (1991) hingewiesen wurde. Im Bereich der „Laminierten Lage I“ findet sich vereinzelt Glaukonit. Insgesamt schalten sich bei zunehmend progradationaler Entwicklung verstärkt Bioklasten ein, deren mannigfaltiger Ursprung gleichermaßen eine Zunahme der Diversität nachzeichnet. Reste von Schwämmen (Monaxone), Ostrakoden und Inoceramen werden häufiger. Unter den Echinodermen-Fragmenten kommen siebartige Platten und vielkantige Kalkelemente vor, die u. U. auf Holothurien zurückgehen. Unterschiede im makroskopisch erkennbarem Bruchverhalten oder der Farbe des Gesteins sind im Dünnschliffbereich nicht nachvollziehbar.

Auffällig ist, dass zum Top des *costellatus/plana*-Events bei progradationaler Entwicklung die Calcisphärenführung wieder abnimmt.

**Fauna:** Obwohl sich oberhalb der Kalknollenlage die Lithologie merklich ändert, drückt sich dies zunächst nicht in der Makrofauna aus. Inoceramen und *Infulaster* sind nicht selten, jedoch ohne merkliche Häufigkeitspeaks dispers im Profil verteilt. Lange, pyritisierte und dunkel verwitterte Schwammfetzen (meist lange Wurzel-Nadeln) kommen vor. Scaphitide und baculitide Ammonoideen bleiben zunächst selten. Die Brachiopoden *Terebratulina lata* (R. ETHERIDGE, 1881), *Gibbithyris semiglobosa* (J. SOWERBY, 1813) und *Orbirhynchia* kommen ebenfalls selten vor, wobei letztere von allen am häufigsten ist. Unterhalb der „Laminierten Lage I“ kommt zu einem Häufigkeitsmaximum von *Infulaster*. Oberhalb der „Laminierten Lage I“ nehmen *S. bohemicus* und Scaphiten zu, wie auch *I. ex gr. perplexus* zunächst in kleinwüchsigen Exemplaren beginnt, die Inoceramenfauna zu dominieren. Mit dem *costellatus/plana*-Event (*c/p*-Event) setzt eine individuenreiche Makro-Invertebratenfauna ein, die jedoch insgesamt vergleichsweise gering divers bleibt (s. Beschreibung in Kapitel 7).

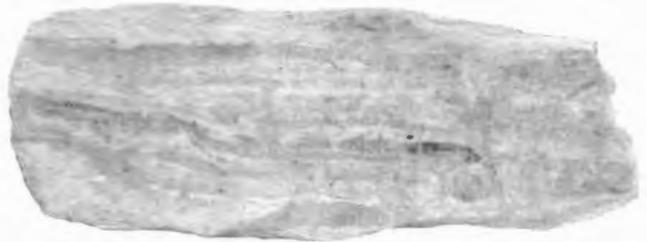


Abb. 8: Anschliff des *costellatus/plana*-Kalkarenites (Höhe ca. 6 cm); gut sichtbar die Laminationen, hier jedoch lediglich mit angedeuteter Hummocky Cross Stratification.

Abb. 9: Anschliff einer Kalklage (Höhe ca. 2 cm) aus der Laminierten Lage II mit deutlichen Schrägschichtungskörpern und post-Event-Bioturbation, die von der Oberseite die Schicht penetriert.

#### 4.5 Top *costellatus/plana*-Event (Schicht 411) bis Tufflage T<sub>D</sub>

**Lithologie und Mikrofazies:** Mit dem Wendepunkt in Schicht 391 setzt wieder ein retrogradationaler Trend ein, der mit einer deutlichen Vermergelung des Profils einhergeht. Die Mikrofazies ändert sich progressiv von mikrobioklastischen Wackestones zu Calcisphären-Wackestones bei gleichzeitiger Abnahme der Korngröße. Nach einem Calcisphären-Minimum nehmen diese Komponenten in Richtung T<sub>D</sub> wieder an Größe und Menge zu (vgl. Abb. 4).

**Fauna:** Dominieren in Schicht 410 noch *I. ex gr. perplexus*, wird mit dem transgressiven Trend diese Assoziation progressiv von einer *I. lamarcki/hercules* Assoziation abgelöst, wobei die Fossilführung insgesamt signifikant abnimmt. Sporadisch kommen Ammoniten vor [*Subprionocyclus neptuni* (GEINITZ 1850), *Allocrioceras billinghursti*, KLINGER, 1976, *Scaphites*, *Sciponoceras*].

## 5. Sequenzstratigraphische Korrelation

Wird die Dauer des Turon mit ca. 4,5 my veranschlagt (GRADSTEIN, 1995), so lässt sich bei angenommener gleicher Unterstufendauer etwa eine Sedimentationsrate von ca. 7,5 cm/ky für das Mittel-Turon veranschlagen. Das bearbeitete Intervall entspräche mit ca. 35 m somit einem Zeitraum von grob 470 ky. Die hochfrequente Zyklizität der Kalk/Mergel-Bundles erfordert somit einen entsprechenden Sedimentationsmechanismus, der in diesem Frequenzbereich greift. Da periodische Schüttungen (Turbidite, Tempestite) ob fehlender indikativer Sedimentstrukturen mit wenigen Ausnahmen auszuschließen sind, können drei alternative Mechanismen als Erklärungsansatz für derartige Sedimente aus der Literatur herangezogen werden: 1) Produktivitäts/Verdünnungszyklen (vgl. Diskussion bei EINSELE & RICKEN, 1991), 2) diagenetische Schichtung (z. B. RICKEN 1986; MUNNICHKE et al., 2001) oder 3) Runoff von karbonatischem Material im Rahmen orbital gesteuerter hochfrequenter Meeresspiegelfluktuationen (z. B. FIET & GORIN, 2000) (vgl. a. Diskussion in RICKEN, 1994).

Deutliche Unterschiede bestehen sowohl in der Faunenführung als auch in der Bioturbation zwischen Kalken und Mergeln. Besonders der Nachweis von dunklen, aus den Mergeln tief in die Karbonate herabgreifenden *Zoophycos/Chondrites*-Bauten, die die Ichnofauna der Kalkbänke penetrieren, weist auf primäre System/Materialunterschiede hin. Eine rein diagenetische Ursache für die Wechsellagerung wird daher als nicht wahrscheinlich erachtet. Ob die Zyklizität durch Produktivitätsschwankungen oder hochfrequente eustatische Impulse gesteuert wird, muss vorerst offen bleiben. Für die Rekonstruktion der relativen Meeresspiegelkurve ist zu berücksichtigen, dass sich die Kalk/Mergel-Wechselfolgen küstenwärts mit den „Weißgrauen Kalksteinen“ verzahnen, die eine Zone maximaler Karbonatproduktivität repräsentieren. In diesem Sinne repräsentieren Progradieren bzw. Zurückweichen dieses Faziesgürtels regressive bzw. transgressive Trends. Diese drücken die sich im Stapelungsmuster (thinning up/tickening up) der „Oberen Kalk/Mergel-Wechselfolge“ aus, die somit als Proxy für relative Meeresspiegeltrends genutzt werden können.

Insgesamt zeigen die hochfrequenten Kalk/Mergel-Wechselfolgen im bearbeiteten Bereich ein mehr oder minder gut erkennbares, zyklisches Stapelungsmuster. Es überwiegen symmetrische (uhrglasförmige) Zyklen, die sich durch graduell ineinander übergehende thinning-up/thickening-up-Entwicklungen auszeichnen. Erkennbar sind übergeordnet zwei thickening-up-Trends (bis Schicht 100 und bis Mitte *costellatus/plana*-Event; Schicht 391), die der oben dargestellten lateralen Faziesbeziehungen insgesamt als Abschluß einer regressiven (progradationalen) Entwicklung interpretiert werden können (NEUWEILER & BOLLMANN, 1991; WIESE & KAPLAN 2001). Im Umkehrschluss repräsentiert die progressiv abnehmende Kalkführung bei Zunahme der Mergel eine transgressive (retrogradationale) Entwicklung. Obwohl pelagische Systeme Karbonat *in situ* produzieren und in der Theorie unabhängig von relativen Meeresspiegelschwankungen sind, zeigt doch das Wandern des Plänerkalk-Faziesgürtels, dass sich das System somit einem siliziklastischen vergleichbar verhält. Anders als in pelagischem Schwellen-Setting (z. B. Wüllen) ist es jedoch in der intermediären/distalen turonen Plänerkalk-Gruppe unmöglich, klar definierte Sequenzgrenzen oder Merkmale, die auf eine solche hinweisen (vgl. ERNST et al., 1996, OWEN 1996) zu erkennen. Erosionsflächen oder Hartgründe sind nicht ausgebildet, Lowstand Fans in Intra-Schelf Settings nicht zu erwarten und ein beckenwärtiges Progradieren einer küstenwärtigeren Tempestit-Fazies ist nicht zu beobachten. In diesem Sinne verbirgt sich der Moment maximaler Regressionsgeschwindigkeit im späten Highstand Systems Tract (HST). Hinweise auf das mögliche Intervall der Sequenzgrenze mögen vereinzelte „Sedimentationsanomalien“ wie Rinnenfüllungen (Abb. 10) oder Schüttungen geben (vgl. KAPLAN 1992a). Aus dieser Problematik wurde das Konzept der „genetischen Sequenz“ im Gegensatz zur „Ablagerungs-Sequenz“ (GALLOWAY, 1989; vgl. a. MIALL, 1997) entwickelt, das auf der Korrelation der „Maximum Flooding Surfaces“ beruht. Diese Bereiche maximaler Transgressionsgeschwindigkeit sind in der Tat im norddeutschen Plänerkalk-Meer meist signifikant, durch maximale Mergelführung und übergreifende Sedimentation charakterisiert (z. B. Mergellage  $M_E$ , *Micraster*-Event, WIESE & KRÖGER 1998; Abb. 2). Für eine überregionale Sequenzkorrelation besitzen diese Bereiche somit ein deutlich besseres stratigraphisches Potential als Sequenzgrenzen, und sie ermöglichen eine sichere Sequenzkorrelation zwischen Westfalen, Niedersachsen und z.T. Sachsen-Anhalt. Diese wird durch die tephrostratigraphische Korrelation abgesichert (s. u.).

Die Basis des Profils ist bis Schicht 100 durch eine progradationale Entwicklung gekennzeichnet. Die exakte Position der Sequenzgrenze bleibt unklar und mag deutlich weiter im Liegenden gesucht werden, wo vereinzelte Rinnenfüllungen auftauchen (Abb. 4, Abb. 10). Der Bereich bis Schicht 100 entspricht somit

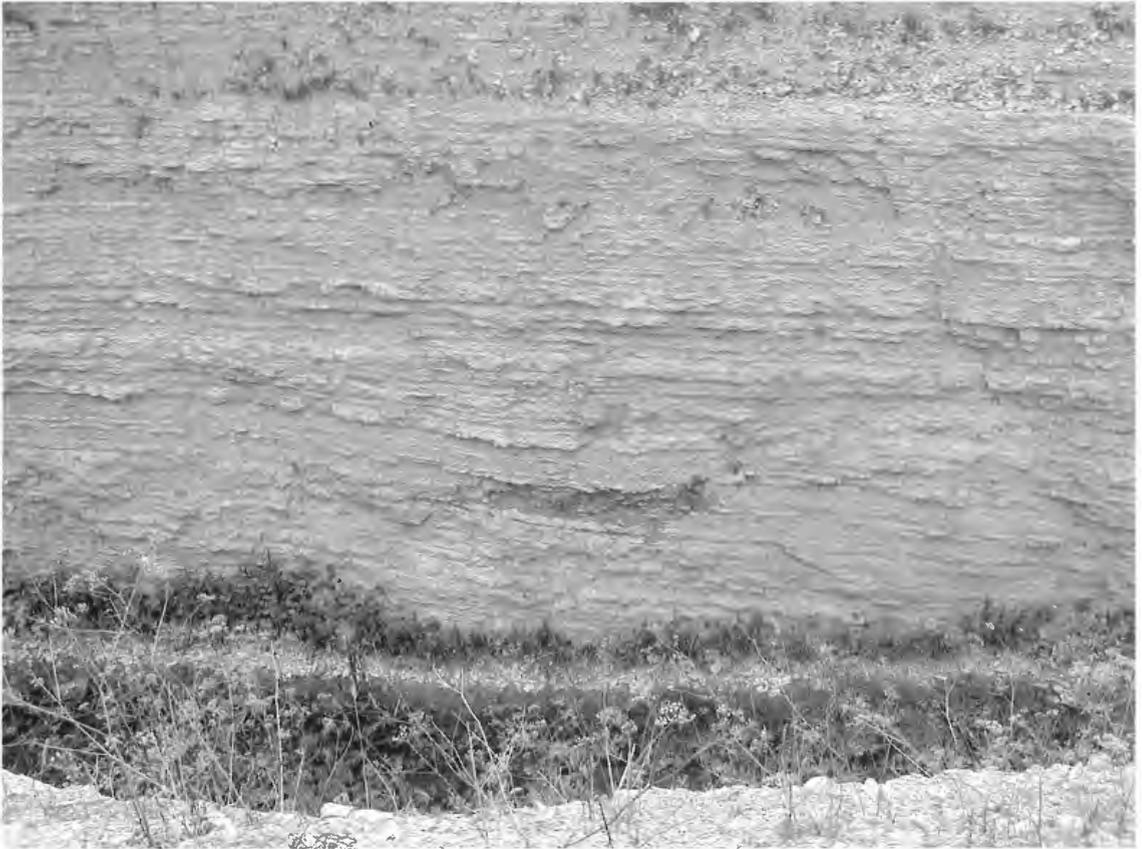


Abb. 10: Passiv verfüllte Rinne einige Decameter unterhalb Schicht 100 (Hohne Ostwand)

unter Verwendung der einschlägigen Nomenklatur einem späten HST bzw. Lowstand Systems Tract (LST). Schicht 100 repräsentiert den Wendepunkt (Inflection Point) zu retrogradationaler Entwicklung (Abb. 4, 6, 7) und damit die Basis des Transgressive Systems Tract (TST). Ähnliches gilt für benachbarte Profile wie Oerlinghausen, wo ein identischer Trend in gleicher lithostratigraphischer Position entwickelt ist. In weniger subsidenten und schwellenwärtigeren Profilen wie Halle/Westfalen ist kein Inflection Point entwickelt, vielmehr finden wir dort flachmarine Rotplänerfazies, die transgressiv mehr oder minder scharf von weißen, flaserigen Plänerkalksteinen überlagert werden (diese Situation in identischer stratigraphischer Position zeigt auch das Profil Söhlde bei Salzgitter in Niedersachsen; ERNST & WOOD, 1995). In besonders schwellennahen Settings wie Ahaus-Wüllen (küstenferne Schwelle) oder Unna-Königsborn (küstennahes Profil) ist das Intervall modellgemäß durch Hartgründe und/oder geringe Akkumulationsraten gekennzeichnet (vgl. Diskussion in WIESE & KAPLAN 2001, S. 558, Abb. 5).

Die maximale Transgressionsgeschwindigkeit [nicht als Fläche (maximum flooding surface) sondern als Intervall (Maximum Flooding Zone; mFz) entwickelt] liegt im Bereich stärkster Mergelführung etwa zwischen Schicht 120 und Schicht 150 in der Kalkknollenlage (vgl. Abb. 7). Nach einem nahezu aggradationalen Stapelungsmuster des frühen HST zeigt das Profil langsam das progradationale Stapelungsmuster des späten HST. Die Basis der Laminierten Lage I markiert eine Parasequenzgrenze und einen kurzen transgressiven Puls, der jedoch unmittelbar wieder von prograden Kalk/Mergel-Wechselfolgen überlagert ist.

Die Laminierte Lage II markiert innerhalb dieser Abfolge ein kurzes Intervall allochthoner Schüttungen und mag möglicherweise den Bereich um die Sequenzgrenze markieren, womit das *c/p*-Event einem LST entspräche. Insgesamt zeigt sich jedoch bis Schicht 391 noch prograde Entwicklung, die gleichermaßen den Inflection Point zu einem erneuten transgressiven Schub markiert (TST). In diesem liegt der Tuff  $T_D$ , der gleichzeitig das Ende des bearbeiteten Intervalls markiert. Besonders dieser Bereich kann in Einklang mit dem GALLOWAY-Modell bis nach Söhlde und Salder im Salzgitterer Raum korreliert werden

(*costellatus/plana* Marls sensu ERNST & WOOD, 1995). Die gute Isotopenstratigraphische Kontrolle – ebenfalls abgeglichen durch den in beiden Regionen nachweisbaren Tuff T<sub>D</sub> – dokumentiert eindrucksvoll, dass dieses Ereignis mitnichten eine regionale oder diachrone Entwicklung ist, sondern vielmehr das gesamte norddeutsche Plänerkalkstein-Meer erfasste. Auch in gut datierten Profilen Englands und Nordspaniens lässt sich diese Eustato-Event stratigraphisch exakt fassen (s. Diskussion in WIESE & KAPLAN, 2001). Der beschriebene Zyklus repräsentiert etwa einen Zeitraum von ca. 360 ky. Er kann in Westfalen und Niedersachsen mit ähnlicher lithologischer Entwicklung ausgehalten werden und wird hier als *Inoceramus perplexus*-Sequenz I eingeführt.

## 6. Biostratigraphie

Eine hochauflösende biostratigraphische Gliederung der nordeutschen Plänerkalkstein-Gruppe wird durch die integrierte Nutzung von Bio- und Eventstratigraphie ermöglicht (ERNST et al., 1983; ERNST & WOOD, 1995). Die Biozonierungen beruhen auf Makrofossilien (Inoceramen, Ammoniten). Die eventstratigraphische Gliederung nutzt stratigraphisch kurzfristige Ereignisse wie distinkte Fossilhorizonte oder Tufflagen. Besonders letztere sind wegen ihres zweifelsfrei isochronen Charakters gute Marker, die gleichermaßen dem Kalibrieren des stratigraphischen Gerüsts dienbar sind (WRAY et al., 1996). Eine Übersicht über die Stratigraphie des turonen Anteils der Plänerkalkstein-Gruppe ist in Abb. 2 gegeben.

*Inoceramen*: Inoceramen sind im gesamten Profil durchgängig vertreten, wenn auch das Auftreten in größeren Mengen vorzugsweise an Lagen gebunden ist (z. B. *c/p*-Event). In diesem Sinne ist das Potential für eine exakte inoceramenstratigraphische Probenkampagne recht gut, wenn auch die Zonengrenzen noch nicht exakt zu fassen und weitere Kampagnen erforderlich sind (WIESE & KAPLAN, 2001).

Der oberste Teil des norddeutschen Mittel-Turon ist noch durch eine *Inoceramus lamarcki/apicalis/cuvieri*-Assoziation gekennzeichnet, die für das Münsterländer Becken als *lamarcki*-Zone ausgegrenzt wird (KAPLAN, 1986) und der *Inoceramus lamarcki/cuvieri/apicalis/inaequivalvis* Assemblage Zone (WIESE et al.; 2000; Abb. 3) äquivalent ist. Die Basis des Ober-Turon wird mit dem Erstauftreten von *Inoceramus perplexus* gezogen. Dieses Taxon – früher als *Inoceramus* oder *Mytiloides costellatus* (WOODS, 1912) interpretiert (WALASZCZYK & WOOD, 1999) – wird traditionell als Grenzmarker im NW-deutschen Turon genutzt (ERNST et al., 1983; KAPLAN, 1992a, b; KAPLAN & KENNEDY, 1996; KELLER, 1982; TRÖGER, 1989). Sie ist jedoch in der gesamten euroamerikanischen Inoceramenregion verbreitet und somit ein gutes Werkzeug für langreichende, überregionale Korrelationen (WALASZCZYK & COBBAN, 2000). Als mögliches Markertaxon für die Basis des Ober-Turon wurde die Art bisher ohne Ergebnis lediglich in Erwägung gezogen (BENGTSON, 1996). Vertreter der *perplexus*-Gruppe wurden schon von FIEGE (1930, Taf. 5, Abb. 4; 5) allerdings ohne Angabe des exakten Horizontes aus Lengerich abgebildet.

Erste unsichere Vertreter dieses neuen Formenkreises finden sich bereits um Schicht 114, aus der wenige, schlecht erhaltene Fragmente dünnchaliger Inoceramen stammen. Diese sind zumindest nicht mehr dem Formenkreis um *Inoceramus lamarcki/apicalis/cuvieri* zuzuordnen. Derartige Fragmente treten – zwar selten aber immer wieder – dispers in der Profilsäule verteilt auf. Etwa 5 m unter dem *costellatus/plana* Event liegt das zweifelsfreie Erstauftreten von *I. perplexus*. Damit ist der stratigraphische Bereich zwischen Schicht 100 und diesem Datum zumindest aus inoceramenstratigraphischer Sicht noch ein „*Terra incognita*“.

*Ammoniten*: Ammonitenstratigraphische Gliederungen des Münsterländer Turon unter Berücksichtigung Lengericher Funde wurden wiederholt präsentiert (KAPLAN, 1986, 1988, 1989, 1991a, 1992a; KAPLAN & KENNEDY, 1994; KAPLAN & KENNEDY, 1996). Diese Gliederungen definieren das gesamte Mittel-Turon als Zone des *Collignonicerias woollgari* (Mantell, 1822), der in höheren Breiten der nördlichen Hemisphäre als Indexammonit genutzt wird (BENGTSON, 1996). In Teilen Europas (z. B. N-Deutschland, England) kann die Basis des Ober-Turon mit dem Erstauftreten von *Subprionocyclus neptuni* gezogen werden (HANCOCK et al., 1977; KELLER, 1982; KAPLAN, 1986). In anderen Regionen Europas (z. B. Frankreich, Spanien) oder Nordafrika wird wegen der Abwesenheit oder Seltenheit von *S. neptuni* *Romaniceras deverianum* (D'ORBIGNY, 1841) genutzt (ROBASZYNSKI, 1983; WIESE, 1997; KÜCHLER, 1998; ROBASYNSKI et al., 1990). Obzwar dieses Taxon auch im Münsterland auftritt, ist sein Auftreten ausschließlich auf die glaukonitische Fazies am Rande des Rheinischen Massivs beschränkt (LOMMERZHEIM, 1976, KAPLAN & KENNEDY, unveröffentlichte Ergebnisse) und somit für weitere biostratigraphische Anwendung ungeeignet.

In Lengerich besteht eine Grauzone zwischen dem Aussetzen von *Collignoniceras woollgari* und dem Erstauftreten von *Subprionocyclus neptuni* von ca. 50 m (KAPLAN, 1992a; WIESE & KAPLAN 2001). Der erste *S. neptuni* entstammt der Basis des *c/p*-Events (ca. 25 m über der „Ammonitenlage“; KAPLAN, 1992) und sein Erstauftreten fällt bereits deutlich in die Reichweite von *I. perplexus*.

## 7. Eventstratigraphie

Eventstratigraphische Gliederungsschemata für das Turon des Münsterlandes – basierend auf dem konzeptionellen Rüstzeug von ERNST et al. (1983) und WOOD et al. (1984) – gehen wesentlich auf KAPLAN (1986, 1991a, 1992a) zurück (vgl. Übersicht Abb. 2). Einige Events im Mittel-/Ober-Turon Grenzbereich scheinen durchaus für die Korrelation innerhalb NW-Deutschlands und für eine Korrelation nach England geeignet.

„Ammonitenlage“: Die Ammonitenlage (Schicht 108) wurde ursprünglich in Wicking II erkannt und als Event ausgehalten. Das Ammonitenvorkommen dort ist besonders durch das Auftreten von *Allocioceras schlueteri*, *Lewesiceras* aff. *mantelli*, *Scaphites geinitzii*, *Sciponoceras bohemicum* und *Yezoites bladensis* in Assoziation mit *Inoceramus lamarcki*, *I. apicalis* WOODS, 1911, dünnchaligen Inoceramen bisher noch unklarer taxonomischer Zugehörigkeit (KAPLAN, 1992a) und den irregulären Echiniden *Infulaster* ex gr. *excentricus* sowie *Plesiocorys plana* (MANTELL, 1822) gekennzeichnet. Die „Ammonitenlage“ als klar definiertes Vorkommen ist möglicherweise in der Vergangenheit etwas überstrapaziert worden (KAPLAN, 1986; KAPLAN & KENNEDY, 1996, WIESE & KAPLAN; 2001). Denn dieses Vorkommen kann nicht unbedingt als definierte Event-Lage, sondern als eher ammonitenführendes Intervall verstanden werden. So konnte zwar die entsprechende Schicht in den benachbarten Profilen Wicking I und Hohne deutlich identifiziert, die Faunenführung jedoch nicht immer bestätigt werden. Doch im gesamten Teutoburger Wald, z. B. in Halle, Oerlinghausen und im Bärenal (Abb. 1) finden sich im entsprechenden stratigraphischen Niveau Ammonitenvorkommen.

Bemerkenswert ist die laterale Faunenveränderung in lithostratigraphisch korrespondierenden Schichten in randwärtigeren Profilen mit verringerten Akkumulationsraten, Hartgründen und/oder Hiati (z. B. *Conulus*-Events in Ahaus-Wüllen: ERNST et al., 1998; Wetterschacht 5 der Zeche Königsborn in Kamen-Heeren-Werwe; KAPLAN & KENNEDY, in Vorbereitung.). Dort finden sich keine Ammoniten sondern typischerweise eine Echinidenfauna, die von *Conulus* und *Plesiocorys* dominiert wird (Belegmaterial Ruhrländmuseum Essen). Diese Vorkommen wiederum lassen sich in einem integrierten stratigraphischen Gerüst positiv mit dem *Conulus/Plesiocorys*-Event von Söhlde (Niedersachsen; ERNST & WOOD, 1995; ERNST et al., 1998) korrelieren (WIESE & KAPLAN, 2001).

„Laminierte Lage“: Die „Laminierte Lage“ *sensu* KAPLAN (1986) liegt ca. 5 m unterhalb des *c/p*-Events und entspricht im Profil der „Laminierte Lage II“ (Schichten 283/300, vgl. Abb. 5). Sie wurde oben bereits hinlänglich beschrieben. Sie kann als regionaler Marker im nordöstlichen Münsterland Becken ausgehalten werden und ist ein hilfreicher weil einfach erkennbarer Marker innerhalb der unübersichtlichen Kalk/Mergel-Wechselfolgen (KAPLAN 1992a, 1992b; KAPLAN & KENNEDY, 1996). In Hilter/Hankenberge und Oerlinghausen sind bis zu vier plattige Flintlagen assoziiert. Auf der Korrelation der <sup>13</sup>C-Kurven von Lengerich und Söhlde basierend mag eine Korrelation mit der Flintlage F<sub>23</sub> aus Söhlde postuliert werden (ERNST et al., 1983; ERNST & WOOD, 1995). Da die ersten zweifelsfreien *I. perplexus* diesem Horizonte entstammen, kann die „Laminierte Lage“ als Mittel-/Ober-Turon-Proxy im nordöstlichen Becken genutzt werden (KAPLAN 1986, 1992a, b; KAPLAN & KENNEDY 1996).

Tuff T<sub>C2</sub>: Nach DORN & BRÄUTIGAM (1959) interpretierte BRÄUTIGAM (1962) zahlreiche Mergelhorizonte in den turonen Plänerkalksteinen NW-Deutschlands als Tufflagen. Die eindeutige Unterscheidung zwischen Mergeln mit Tonmineralen detritischer Herkunft und vulkanischen Aschen war stets mit Zweifeln behaftet, bis WRAY (1995) eine Unterscheidungsmöglichkeit auf der Verteilung der Seltene Erden Elemente basierend präsentierte, wobei besonders eine negative Europium-Anomalie für Tuffe signifikant ist. Somit konnte ein überregionales tephrostratigraphisches Korrelationsschema zwischen Deutschland, England und Frankreich entwickelt werden (HORNA, 1995; WRAY et al., 1995, 1996; WRAY, 1999; DECONINCK et al., 1991; VANDERAVEROET et al., 2000), das der Kalibrierung biostratigraphischer Schemata dienbar ist. Von den vier Tuffen des englischen Turon konnte das nordwestdeutsche Äquivalent des Southerham Marl 1

( $T_{C_2}$  *sensu* WRAY 1999) erst unlängst in Söhlde (C.J. WOOD) und Salzgitter-Salder (eigene Geländedaten) nachgewiesen worden. Alle Vorkommen nehmen die gleiche stratigraphische Position in der überregionalen  $^{13}\text{C}$ -Korrelation ein (WIESE & KAPLAN, 2001), und somit kann die ungefähre Position von  $T_{C_2}$  im Profil prognostiziert werden. Durch die Vielzahl von Mergellagen im entsprechendem Intervall konnte dieser tephrostratigraphische Marker bisher noch nicht gefunden werden. Da er jedoch westlich Lengerichs in England und östlich in Niedersachsen in wesentlich gering mächtigeren Profilen auftaucht, sollte er auch in Lengerich vorkommen. Seine Position sollte ca. 5 m unterhalb der Basis Kalkknollenlage befindlich sein.

*costellatus/plana* Event: Das *c/p*-Event im unteren Ober-Turon wurde im Raum Salzgitter von ERNST et al. (1983) für eine bis maximal 2 m mächtige Abfolge von Plänerkalksteinen unterschiedlicher Mächtigkeiten ausgehalten (ERNST et al., 1983; WOOD & ERNST, 1997). Besonders typisch ist in Niedersachsen das häufige Auftreten von *Inoceramus perplexus* und dem irregulären Echiniden *Plesiocorys plana*. Dieses Event kann mit gewisser Sicherheit aus Niedersachsen nach Westfalen korreliert werden (WOOD et al., 1984; KAPLAN, 1986). Somit ist es ein wichtiger Marker für eine beckenübergreifende Korrelation innerhalb NW-Deutschlands. Obwohl die ursprünglich namensgebende *Mytiloides costellatus* mit *Inoceramus perplexus* synonym ist (WALASZCZYK & WOOD, 1999), deren Name im Sinne des ICZN Priorität besitzt, wird die Bezeichnung *costellatus/plana*-Event für diese Gesteinseinheit aus Gründen der nomenklatorischen Einheitlichkeit aufrecht erhalten. Der Bezeichnung *perplexus/plana*-Event (z. B. WALASZCZYK & WOOD 1999) wird hier nicht gefolgt (vgl. a. WIESE & KAPLAN 2001).

Das *c/p*-Event besitzt weder eine scharf definierte Basis noch Top, sondern es zeichnet sich durch eine graduelle aber schnelle Zunahme wie Abnahme einer vergleichsweise diversen Invertebratenfauna aus. Die Basis wird hier etwa mit Schicht 369, das Top mit Schicht 410 definiert. Damit besitzt das Event in Lengerich eine Mächtigkeit von ca. 2,50 m, wobei der Event-Kern mit maximaler Faunenführung ungefähr 1,00 m umfasst (Schicht 391-408). Insgesamt ist das *c/p*-Event durch eine dynamische Faunenabfolge charakterisiert, auf die von KAPLAN (1992a) schon hingewiesen wurde. An der Basis des Events treten zunächst besonders *Sciponoceras bohemicum*, *Scaphites geinitzii* und *Yezoites bladenensis* auf. Diese sind zwar im gesamten Profil dispers verteilt vorhanden, zeigen aber ca. ab Schicht 380 eine sprunghafte Häufigkeitszunahme. Assoziiert sind kleinwüchsige *I. perplexus* sowie Vertreter des Formenkreises um *I. cuvieri/apicalis*. Im mittleren Bereich des Events (ab Schicht 391) werden heteromorphe Ammoniten zunehmend wichtig, so finden sich zusätzlich zu obiger Fauna *Allocrioceras billinghursti*, *Allocrioceras schlueteri* und *A. aff. conlini* (KENNEDY, 1988). Kurz darüber setzten *Subprionocyclus neptuni* (Taf. 1, Abb. 3) und *Subprionocyclus hitchinensis* (BILLINGHURST, 1927) ein. Gleichzeitig nimmt *I. perplexus* an Häufigkeit und Größe zu und dominiert die Inoceramenfauna deutlich (weitere Details bei KAPLAN, 1992a). Sehr vereinzelt treten Brachiopoden (globulöse *Orbirhynchia cuvieri*, *Terebratulina lata*) sowie *Eutrephoceras sublaevigatum* (D' ORBIGNY, 1840) auf. Die in Niedersachsen in diesem Intervall so verbreiteten kleinwüchsigen *Plesiocorys plana* spielen eine untergeordnete Rolle, stattdessen dominiert *Infulaster excentricus* (Taf. 1, Abb. 14, 15) die Fauna, der auch zuvor bereits nicht selten war. Ein loser Einzelfund (Wicking I) eines für dieses stratigraphische Intervall bereits recht großen *S. plana* aus diesem Bereich nimmt die später im weiteren Ober-Turon zu verzeichnenden Größenzunahme der Art (WIESE, 1997) voraus. Schicht 391 markiert etwa den Umkehrpunkt zu einem retrograden und damit transgressiven Trend. Als Antwort der Lebewelt nimmt die Ammonitendiversität sprunghaft ab, lediglich seltene *S. neptuni*, *Scaphitide* und *Sciponoceras* kommen vor. Die Makrofauna wird durch eine nahezu monospezifische *I. perplexus*-Assoziation nebst verwandten Formen dominiert (Taf. 2, Abb. 2-8), die ihrerseits etwa ab Schicht 418/422 durch eine *I. ex gr. lamarcki*-Assoziation verdrängt wird (KAPLAN, 1992a). Vereinzelt kommen Inoceramen des Formenkreises um *Inoceramus cf. inaequalis* SCHLÜTER, 1877 vor (Taf. 2; Abb. 1). Daneben finden sich immer wieder mytiloide Inoceramen, deren systematische Zuordnung zunächst noch offen bleiben muss (Taf. 2, Abb. 3, 6).

In der ursprünglichen eventstratigraphischen Arbeit von ERNST et al. (1983) wurde das *c/p*-Event nicht ausgeschieden. Erstmals wurde es aus Salzgitter-Salder erwähnt (WOOD et al., 1984). Seitdem findet es sich in zahlreichen eventstratigraphischen Gliederungen Norddeutschlands als Leitmarker (z. B. ERNST & WOOD, 1995; KAPLAN, 1986; 1992a; KAPLAN & KENNEDY, 1996), ohne dass das Event je klar definiert wurde. Lediglich in einer recht späten Abbildung (WOOD & ERNST, 1997) findet sich der Hinweis, dass es sich um ein Öko-Event *sensu* ERNST et al. (1983) handeln solle. Die vollständige sedimentäre Überlieferung und die Faunenentwicklung zeigt, dass das Event mitnichten ein plötzliches, kurzfristiges Erblühen einer Sonderfauna ist; vielmehr reflektiert die graduelle Faunenentwicklung eine deutliche Reaktion der Lebewelt

auf Veränderungen des Systems, in diesem Falle eines regressiv-transgressiven Ereignisses mit damit einhergehenden physikochemischen Veränderungen des Ablagerungsraumes.

Die überregionale  $^{13}\text{C}$ -Korrelation (Abb. 11) induziert eine Korrelation des *c/p*-Events mit dem Caburn Sponge Bed von Dover (GALE, 1996), das gleichermaßen ein regressiven Trend markiert (WIESE & KAPLAN, 2001).

Tuff  $T_D$ : Der Tuff  $T_D$ , in Wicking II ca. 6,80 m über Top des *c/p*-Events nachgewiesen (WRAY et al., 1995), markiert die Hangendgrenze des bearbeiteten Detailprofils. Er ist im Rahmen des integrierten stratigraphische Rüstwerks ein hervorragender Marker einerseits für überregionale Korrelation, andererseits für die Kalibrierung biostratigraphischer Schemata (WRAY & WOOD, 1995; WRAY, 1999). Nachweise bestehen aus Salzgitter-Salder und Söhle wie aus dem Teutoburger Wald zwischen Lengerich und dem Bärenal im Südosten. Eine zweifelsfreie Korrelation von  $T_D$  besteht mit dem Caburn Marl Sünglands bzw. Deepdale Lower Marl Ostenglands (WRAY, 1999). Eine weiterführende Korrelation nach Frankreich ist möglich (VANDERAVEROET et al., 2000).

## 8. Isotopenstratigraphie ( $^{13}\text{C}$ )

Für einen ca. 90 m mächtigen Bereich vom oberen Mittel- bis zum unteren Ober-Turon wurde von WIESE & KAPLAN (2001) eine  $^{13}\text{C}$ -Kurve präsentiert. Wie von WIESE (1999) in Nordspanien eingeführt, lässt sich auch in Lengerich die Nummerierung individueller Isotopenpeaks (Peak -4 bis Peak -1) anwenden (Abb. 4). Auch das „Datum 0“, ein wichtiger und in allen bisher publizierten Isotopenprofilen diesen Zeitraum betreffend vorkommender Marker, ist erkennbar. In diesem Sinne reiht sich das Lengericher Profil zwanglos in das bereits bestehende  $^{13}\text{C}$ -Gerüst für dieses stratigraphische Intervall ein (ARTHUR et al., 1987; SCHLANGER et al., 1987; JENKYNS et al., 1994; MITCHELL et al., 1996; VOIGT & Hilbrecht, 1997; WIESE, 1999; STOLL & SCHRAG, 2000).

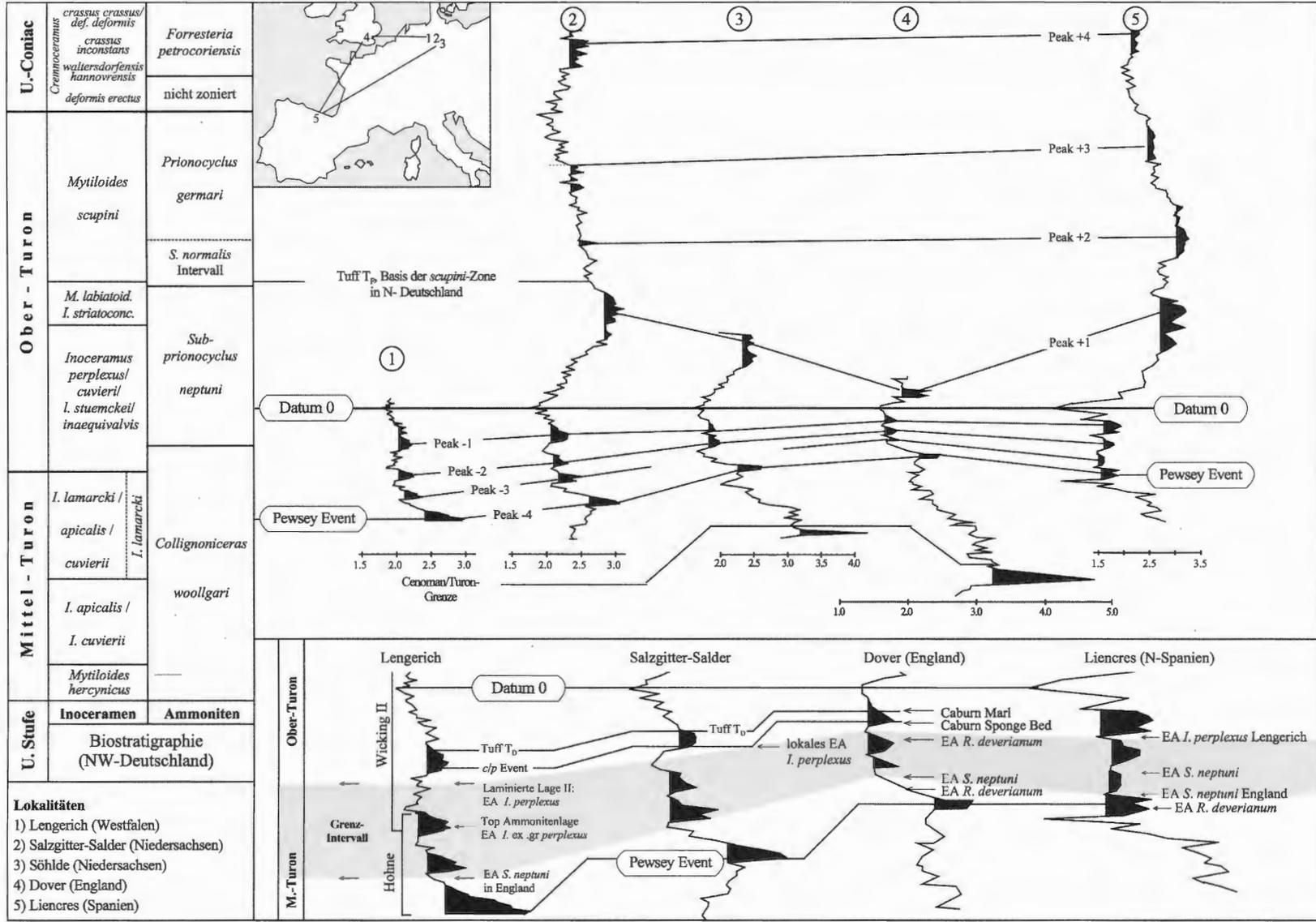
Der wohl entwickelte positive Ausschlag in der *lamarcki*-Zone (Peak -4) an der Basis des beprobten Profils (Abb. 4) entspricht dem englischen Pewsey Event *sensu* GALE (1996), der zumindest in turonen pelagischen Karbonaten den prominentesten Marker darstellt (Abb. 11). Die folgenden Peaks -3 bis -1 lassen sich zweifelsfrei zwischen England, Deutschland und Spanien korrelieren (Abb. 11). In ersteren beiden Regionen gewährleistet der Caburn Marl bzw. Tuff  $T_D$  eine zusätzliche stratigraphische Kontrolle. In diesem Sinne repräsentiert das isotopenstratigraphische Gerüst ein ideales Werkzeug zur Kalibrierung des Erstauftretens der hier avisierten Index taxa, die traditionell als Anzeiger für die Basis des Ober-Turon genutzt werden. Andererseits kann die sequenzstratigraphische Gliederung Lengerichs mit denen anderer Regionen hochauflösend verglichen werden.

## 9. Diskussion möglicher Mittel-/Ober-Turon-Grenzmarker

In Verbindung mit der  $^{13}\text{C}$ -Kurve lassen sich die regionalen Eintrittsdaten möglicher Index taxa für die Mittel-/Ober-Turon-Grenze (*Subprionocyclus neptuni*, *Romaniceras deverianum*, *Inoceramus ex gr. perplexus*) gegeneinander eichen. Damit kann ihr Potential für eine überregionale Korrelation geprüft werden.

Erstaufreten *Inoceramus perplexus*: In Salzgitter-Salder und Söhle liegt das Erstauftreten von *I. perplexus* im *costellatus/plana* Event im mittleren Teil von Peak -1. (ERNST et al., 1983; WOOD & ERNST, 1997). In Lengerich hingegen findet sich das erste zweifelsfreie Erstauftreten von *I. ex gr. perplexus* nahe Peak -2. Dieser Unterschied mag auf selektive Sammlungstätigkeit zurückgehen, neue Geländekampagnen zeigen Reste dünnschaliger Inoceramen deutlich unterhalb des *costellatus/plana*-Events. Insgesamt repräsentiert das Einsetzen von *I. perplexus* einen Innovationsschub bei Inoceramen, der offensichtlich in der gesamten „Euramerican Region“ *sensu* KAUFFMAN (1973) erkannt werden kann (WALASZCZYK & WOOD, 1999; WALASZCZYK & COBBAN, 2000) und somit ein Phylo-Event erster Güte mit überregionale Korrelationspotential darstellt.

Abb. 11: Überregionale Korrelation des  $^{13}\text{C}$ -Profils Lengerichs Mittel-/Ober-Turon-Grenzbereich mit Niedersachsen, England und Nordspanien. Die Eintrittsdaten möglicher Grenzmarker (*I. perplexus*, *R. deverianum*, *S. neptuni*) sind gegeneinander kalibriert (verändert nach WIESE & KAPLAN, 2001). EA: Erstauftreten; c/p: *costellatus/plana*. Isotopendaten: Lengerich: WIESE & KAPLAN (2001); Salz-der: VOIGT & HILBRECHT (1997); Dover: JENKYNs et al. (1995); Liencres: WIESE (1999). Quellen für Biostratigraphie: vgl. Abb. 2.



Erstauftreten *Subprionocyclus neptuni*: Werden die EAs von *S. neptuni* im überregionalen Vergleich (Deutschland, England, Spanien, vgl. Abb. 6) gegen die  $^{13}\text{C}$ -Kurve geplottet, fällt auch hier ein deutlich diachrones Einsetzen der Art auf (WIESE & KAPLAN, 2001). In Nordfrankreich tritt *S. neptuni* in einem Bereich zwischen dem Bridgewick Marls und Lewes Marls erstmals auf (AMÉDRO & ROBASZYNSKI, 2001). Ob dies fazielle oder biogeographische Gründe hat oder sammlungsbedingt ist, bleibt offen. Auch aus Tunesien ist *S. neptuni* nachgewiesen (ROBASZYNSKI et al., 2000), dort jedoch fällt das Erstauftreten in einen Bereich zwischen Peak -1 und Datum 0 (WIESE, in Vorbereitung). Dies unterstreicht eindrucksvoll, wie wenig das Erstauftreten dieser Art beim momentanen Kenntnisstand geeignet ist, eine international praktikable Mittel-/Ober-Turon-Grenze zu definieren.

Basierend auf dieser Erfahrung relativiert sich der stratigraphische Wert der aus der nördlichen Hemisphäre reichlich beschriebenen Populationen bzw. weltweite Einzelfunde (FUTAKAMI & OBATA, 1988). Besonders gilt dies für unhorizontierte Nachweise wie z. B. aus Madagaskar (COLLIGNON, 1965)

Erstauftreten *Romaniceras deverianum*: Das Erstauftreten von *R. deverianum* liegt in Nordspanien im Bereich des Pewsey Events (Peak -4). In England stammt der älteste publizierte Nachweis aus dem Bereich um Peak -2 zwischen den Mergellagen Southerham und Caburn Marl (GALE, 1996). Diese Eintrittsdaten könne jedoch nicht zu den Vorkommen des Münsterlandes (LOMMERZHEIM, 1976) in Bezug gesetzt werden, da keiner der Funde exakt in das bestehende stratigraphische Gerüst eingehängt werden kann. Darüber hinaus entstammen alle Vorkommen ausschließlich der kondensierten, glaukonitischen Randfazies des südwestlichen Münsterlandes (vgl. Abb. 1); in der distalen Plänerkalksteinfazies ist dieses Taxon bisher nicht nachgewiesen worden. Das Erstauftreten von *R. deverianum* in Tunesien (ROBASZYNSKI et al., 1990) entspricht isotopenstratigraphisch einem Bereich oberhalb Peak -2/-1 (WIESE, in Vorbereitung). In diesem Rahmen wird deutlich, dass auch dieses Ammoniten-Taxon nicht für überregionale Vergleiche genutzt werden kann. Nachweise der Art, z. B. aus Süddeutschland (DACQUE, 1939), Österreich (SUMMESBERGER & KENNEDY, 1996), Bulgarien (PAVLISHINA & MINEV, 1998) oder Frankreich (ROMAN & MAZERAN, 1913) können wegen stratigraphischer Unschärfen nicht ohne stratigraphisch signifikante Begeleitfauna für eine überregionale Korrelation genutzt werden.

## 10. Bemerkungen zu ausgewählten Faunen

Insgesamt ist auffällig, dass die Faunenverteilung innerhalb der Profilsäule regelhaften Schwankungen unterworfen ist, die wiederum eine Beziehung zur relativen Meeresspiegel-Kurve zeigt. So ist die MFZ merklich an Makrofauna verarmt, wohingegen Bereiche um den HST/TSST meist durch eine Zunahme der Diversität und Faunenführung insgesamt charakterisiert sind. Folgend werden an ausgewählten Gruppen die Veränderungen skizziert.

Ammoniten: Die Vermutung, dass die Entwicklung/Evolution von Ammonitenfaunen in Beziehung zu Meeresspiegelschwankungen steht, ist nicht neu und wurde wiederholt für paläozoische und mesozoische Ammonoideen diskutiert (WIEDMANN & KULLMANN, 1996; mit weiterführenden Zitaten). Hinlänglich bekannt ist ebenso, dass bestimmte Ammoniten-Morphotypen in definierten Beckenbereichen bevorzugt auftreten (SCOTT, 1940; TANABE, 1979; BATT, 1989; WESTERMANN, 1989).

Ein synthetisiertes Modell für den Jura und die Kreide präsentierte WESTERMANN (1996), in dem zahlreiche Morphotypen, vorgestellt am Beispiel ausgewählter Gattungen, in einem Schwellen-Becken-Transsect dargestellt wurden. Die Morphotypenverteilung im Münsterland folgt etwa den Erfahrungen wie sie auch für das Turon bereits beschrieben wurden. Grob skulpturierte/gedrungene/involute Taxa sowie Großammoniten sind eher in schwelennahen Positionen anzusiedeln (SEIBERTZ, 1978; KAPLAN, 1988; KAPLAN & KENNEDY, in press). Mit der Entfernung von der Küste nehmen zunächst die Collignoniceratiden (z. B. *Subprionocyclus*) und gleich danach die nicht-scaphitiden/baculitiden Heteromorphen (z. B. *Allocrioceras*) zu. Ganz distale Bereiche sind eher durch Artenarmut und Dominanz ubiquitärer Typen (*Scaphitide*, *Baculitide*) charakterisiert (vgl. Diskussion in WIESE & KRÖGER, 1998).

Unter der Anwendung der WALTER'schen Faziesregel sollten dann Veränderungen der Morphotypen-Zusammensetzung in der Profilsäule etwa bathymetrisch indikativen Trends in der Lithologie und Mikrofazies folgen. In der Tat zeigt sich eine deutliche Veränderung von der „Ammonitenlage“ (*Allocrioceras*, *Scaphitide*,

Baculitide) zur Kalkkollenlage und dem frühen HST, in denen lediglich dispers verteilt und selten Scaphitide und Baculitide auftreten. Mit dem späten HST werden zunächst Baculitide häufiger. Darauf folgt ein Intervall in dem besonders *Allocrioceras*, *Yezoites bladenensis*, *Scaphites geinitzii* und *Sciponoceras bohemicum* dominieren. Erst später im weiteren Verlauf des HST setzen dann Collignoniceratide ein. In diesem Sinne fügen sich die Interpretationen aus der Morphotypen-Entwicklung und der Lithologie zwanglos zu einem homogenen Gesamtbild zusammen. Somit wird auch nachvollziehbar, dass der multituberkulate *Romaniceras deverianum* (Acanthoceratidae), der im Münsterland eine deutliche Fixierung auf relativ proximale Beckenteile zeigt, im Raum Lengerich nicht zu erwarten ist.

Irreguläre Echiniden: Obwohl irreguläre Echiniden in den Faunenlisten der Plänerkalksteine immer wieder auftauchen, wurden besonders die cenomanen bis coniaassischen Taxa der norddeutschen Plänerkalkstein-Formation bisher nicht monographisch abgehandelt. Die Menge paläontologischer Einzeldarstellungen (auch im Rahmen größerer Werke) ist daher sehr übersichtlich (VON STROMBECK, 1863; SCHLÜTER, 1869; ELBERT, 1901; ERNST 1970a, b, 1972). Daneben finden sich einige Angaben über die Fazies/Fauna-Wechselbeziehungen bzw. die ökologische Aussagekraft von Echinidenassoziationen auch für das Turon am Südrand des Münsterlandes (SEIBERTZ, 1978). Insgesamt zeichnet sich die Echinidenfauna im bearbeiteten Intervall durch eine nahezu monospezifische Assoziation des holasteroiden *Infulaster ex gr. excetricus* aus. *Infulaster* gilt als flachgrabend-endobenthische Spezies mit spezieller Adaption zur Respiration und Nahrungsaufnahme in feinkörnigem Sediment (GALE & SMITH, 1982). Eben dieses Sediment dominiert weite Abschnitte der oberen Kalk/Mergel-Wechselfolge. Auf das vorwiegend distale Häufigkeitsmaximum von *Infulaster* wurde bereits von SEIBERTZ (1978) hingewiesen. So fügen sich Interpretationen aus lithologischen wie paläontologischen Daten harmonisch zusammen. In diesem Sinne stellt hier also ein Negativ-Merkmal – die Abwesenheit weiterer irregulärer Echinidentaxa (*Echinocorys*, *Micraster*, *Discoidea*) – bei gleichzeitiger Dominanz von *Infulaster* ein deutliches ökologisches Signal dar, das dieses Taxon zu einem guten Faziesindikator macht. Somit lassen sich im Analogschluss auch stratigraphisch kurzfristige *Infulaster*-Peaks des Teutoburger Waldes und Niedersachsens im Bereich der Mergellage  $M_E$  (Maximum Flooding Intervall!) sinnvoll im Rahmen der bestehenden sequenzstratigraphischen Interpretationen deuten. Weniger faziessensibel ist *Plesiocorys*, (Holasteroidea) mit ubiquitärer Verbreitung in allen Beckenbereichen (und also auch in Lengerich). Dazwischen ist *Echinocorys* (Holasteroidea) anzusiedeln, der ganz distale Beckenbereiche scheute aber gerne bis in recht proximale Settings vordrang (SEIBERTZ, 1978; WIESE & KRÖGER, 1998). Sehr proximale Bereiche mit verringerten Sedimentationsraten und Hartgrundbildung wie Ahaus-Wüllen (Abb. 1) sind durch die sogenannte *Conulus*-Fazies *sensu* ERNST et al. (1979) (= Galeriten-Pläner: VON STROMBECK, 1857; Galeriten-Schichten: LÖSCHER 1910; Galeriten-Fazies: BÄRTLING 1913) charakterisiert (ERNST 1967), die schon frühzeitig richtig als „Seichtwasserbildungen“ interpretiert wurden (LÖSCHER 1912). Assoziiert kommen dort nicht selten großwüchsige *Echinocorys* vor, die ein fester Bestandteil der *Conulus*-Fazies sind. Bei Abwesenheit von *Conulus* und gleichzeitiger Anwesenheit einer indikativen Begleitfauna (z. B. basiphytale Hexactinellida, Brachiopoden, dickschalige Inoceramen) *quasi* eine „incipient *Conulus* facies“ anzeigen (WIESE & KRÖGER, 1998). Auch wenn in der hochdiversen *Conulus*-Fazies Wüllens *Infulaster* durchaus vorkommt, ist dieser allein ob der Begleitfauna für die Charakterisierung des Biotops insignifikant.

Das Verteilungsmuster des Spatangiden *Micraster* bedarf besonderer Aufmerksamkeit, so sind die „primitiven“ Vertreter dieser Gruppe (*M. leskei*, *M. borchardi*) eher an proximale Habitate angepasst. Sie kommen in Wüllen und vergleichbaren stratigraphischen Levels im Anglo-Pariser Becken vor. In Lengerich sind sie jedoch ob der distalen Beckenposition nicht zu erwarten. „Entwickelte“ *Micraster* des Formenkreises um *M. decipiens/normanniae/cortestudinarium* müssen zumindest im Ober-Turon eher als Beckenform gelten (vgl. Fazies/Evolutions-Diagramm von NICHOLS, 1959; adaptiert von ROSE & CROSS, 1993). In Lengerich können sie noch nicht vorkommen, da ihr stratigraphisches Erstauftreten im Bereich der untersten *Mytiloides scupini*-Zone liegt. Das EA der „entwickelten“ *Micraster* im *Micraster*-Event (untere *M. scupini*-Zone, vgl. Abb. 2) ist an eine Maximum Flooding Zone gebunden. Somit belegen dieses Echiniden und *Infulaster* ähnliche Nischen mit vergleichbare Habitatansprüchen, und interessant bleibt hier die Frage, welche Charakteristika *Micraster* verhalfen, sich gegenüber *Infulaster* durchzusetzen [Bei der Ausbeutung der Nahrungsressourcen zeigen sich möglicherweise Unterschiede: *Infulaster* ist ein „selective surface feeder“ (GALE & SMITH, 1982), „entwickelte“ *Micraster* repräsentieren hingegen „bulk sediment feeder“].

Brachiopoden: Brachiopoden als ökologische Indikatoren bzw. Anzeiger für bathymetrische Trends sind in der Plänerkalksteinfazies bisher lediglich sporadisch genutzt worden (SEIBERTZ, 1978). Auffällig ist, dass

zumindest in den Fossilisten der Erläuterungen zur GK 25 Niedersachsen und für die *Conulus*-Fazies von Wüllen (LÖSCHER, 1910) höchste Brachiopodendiversität meist in Verbindung mit einer *Conulus*-Fazies bzw. „incipient“ *Conulus*-Fazies auftritt. Die einzigen nennenswerten taxonomischen Aufwältigungen der Fauna basiert auf Material aus einer solchen Fazies (SCHLOENBACH, 1868).

Insgesamt zeigt die Geländerfahrung aus Niedersachsen und Sachsen-Anhalt am Beispiel des *Hyphantoceras*-Events im höheren Ober-Turon (Abb. 2, relatives Meeresspiegel-Tief aber beginnende Transgression mit einem Häufigkeitsmaximum/Diversitätsspeak bei Makroinvertebraten), dass eine laterale Abfolge von Brachiopoden (-morphotypen) erkennbar ist. Distale Bereiche sind verarmt an Brachiopoden. Mit zunehmend proximalen Profilen setzen zunächst kleinwüchsige *Orbirhynchia* ein, später erste, kleine Terebratulide. Mit zunehmender Proximalität nehmen Individuen beider Gruppen deutlich an Größe zu und beginnen, die Invertebratenfauna zu dominieren (Rothenfelder Grünsand, SCHLOENBACH, 1869; Soester Grünsand im Raum Anröchte – Dortmund, SEIBERTZ, 1978; Hoppenstedt, HORNA, 1996). Im Rahmen dieser Schwellen-Becken-Verteilung bei den Brachiopoden ist die Fossilarmut innerhalb dieser Gruppe im Raum Lengerich verständlich, und sie fügt leicht in die erkennbaren Verteilungsmuster ein.

*Inoceramen*: Die Inoceramen zeigen keinen einheitlichen Trend. Insgesamt ist jedoch auffällig, dass die Häufigkeitsmaxima verschiedener Gruppen an unterschiedliche Positionen innerhalb eines sedimentären Zyklus gebunden sind. Besonders augenfällig ist die Dominanz von *I. perplexus* im HST und der Faunenumschwung zu Inoceramen des *lamarcki*-Formenkreises bei beginnender Transgression. Auffällig ist die Dominanz von großwüchsigen, bis zu 100 cm großen Exemplaren des Formenkreises *lamarcki stuercke* in distalen Profilen wie Wicking II und Halle zwischen Tuff T<sub>D</sub> und der Mergellage M<sub>E</sub> und in proximalen Profilen wie Wüllen im Bereich der *Conulus*-Lagen. Die Vorkommen unmittelbar unter der Mergellage M<sub>E</sub> von Halle sind mit seltenen, hochwüchsigen *Conulus* assoziiert.

## 11. Zusammenfassung

Die hochfrequenten Kalk/Mergel-Wechselfolgen des Mittel-/Ober-Turon Grenzbereichs im Raum Lengerich zeichnen sich durch vergleichsweise hohe Akkumulationsraten und somit stratigraphische Vollständigkeit aus. Daher scheint dieses Profil im besonderen Maße dafür geeignet zu sein, den Grenzbereich zum Ober-Turon multistratigraphisch aufzuwältigen und überregional mit zeitgleichen Vorkommen zu korrelieren. Grundlage hierfür ist eine überzeugende überregionale isotopenstratigraphische Korrelation, die es ermöglicht, mögliche Indextaxa für die Basis des Ober-Turon unabhängig von biogeographischen, faziellen oder sammlungsbedingten Implikationen zu kalibrieren. Im Detail zeigt sich im Nord/Süd-Transsect Deutschland – England – Spanien – Tunesien, dass die EAs der Ammoniten *S. neptuni* und *R. deverianum* nach derzeitigen Aufsammlungsergebnissen diachron und somit als Marker ungeeignet sind. Darüber hinaus ist das Auftreten von *R. deverianum* im Münsterländer Becken stratigraphisch unsicher und eindeutig faziesabhängig. In größerem regionalen Kontext muss somit die biostratigraphische Signifikanz sporadischer Nachweise der Indextaxa angezweifelt werden. Wenn auch vorzugsweise in der euroamerikanischen-asiatischen Region vorkommend, scheint *I. perplexus* wegen seiner weiten und meist individuenreichen Verbreitung als provisorischer Marker von allen diskutierten Taxa an besten geeignet zu sein, die Basis des Ober-Turon zu definieren. Dieser Ansatz folgt damit den Vorschlägen von KELLER (1982), der dies erstmals für Norddeutschland vorschlug. Er stellte *Inoceramus costellatus* = *Inoceramus perplexus* neben *S. neptuni* als besonders geeignetes Indextaxon für die Definition der Basis Ober-Turon heraus. Das echte EA von *I. perplexus* bleibt jedoch noch unklar. *I. ex gr. perplexus* tritt bereits in Schicht 114 auf, echte *I. perplexus* sind aus der Laminierten Lage II nachgewiesen. Damit kann der mögliche Grenzbereich auf ein Intervall von ca. 20 m eingegrenzt werden. Jedoch bleiben weitere Geländeaufsammlungen nötig, um die stratigraphische Unschärfe auszugleichen. Der Grenzbereich fällt in die *perplexus*-Sequenz, die einen Meeresspiegel-Zyklus 3ter Ordnung repräsentiert.

## 12. Danksagung

Wir möchten Herrn Dr. M. Rossmann (Geschäftsführung der Dyckerhoff AG, Werk Lengerich) für die Unterstützung bei den Geländekampagnen danken. Weitere Hilfe wurde uns durch Dr. K. P. Lanser,

Dr. D. Grzegorzcyk, Dr. L. Schöllmann (Westfälisches Museum für Naturkunde und paläontologische Bodendenkmalpflege) sowie U. Scheer (Ruhrlandmuseum Essen) zuteil. Diskussionen mit Dr. C. Neumann (Naturkundemuseum Berlin) erhellten unser Wissen um die Echinidenfauna und Frau A. Pigowska (FU Berlin) sei gedankt für Labor- und Computerarbeiten. Dr. I. Walaszczyk (Prag) bestimmte freundlicherweise einige der Inoceramen.

### 13. Schriften

- AMÉDRO, F. & ROBASZINSKI, F. (2001): Evénements sédimentaires et bio-écologiques dans les craies du Boulonnais: des repères pour des corrélations précises intra – et inter bassins. – Annales de la Société Géologique du Nord, 2ième série, **8**, 159-171; Paris.
- ARNOLD, H. (1964): Zur Feinstratigraphie des *schloenbachi*-Turons von Geseke, Erwitte und Paderborn – Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, **7**, 487-494; Münster.
- ARTHUR, M.A., SCHLANGER, S.O. & JENKYN, H.C. (1987): The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event, II. Palaeoceanographic controls on organic matter production and preservation. In: BROOKS, J. & FLEET, A.J. (Hrsg.), Marine petroleum source rocks. Geological Society Special Publications, **26**, 401-420; London.
- BALDSCHUHN, R. & KOCKEL, F. (2000): Das Osning-Lineament am Südrand des Niedersachen-Beckens. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **150**, 673-695; Hannover.
- BÄRTLING, R. (1913): Geologisches Wanderbuch für den Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirk. – 420 S.; Stuttgart (Enke).
- BATT, R.J. (1989): Ammonite shell morphotype distribution in the Western Interior Greenhorn Sea (Cretaceous) and some paleoecological implications. – *Palaios*, **4**, 32-42; Tulsa.
- BENGTSON, P. (1996): The Turonian stage and substage boundaries. – Bulletin de l'Institut Royal Science Naturelle Belgique (Science de la Terre), **66 (Supplement)**, 69-74; Brüssel.
- BILLINGHURST, S.A. (1927): On some new Ammonoidea from the Chalk Rock. – Geological Magazine, **64**, 511-518; London.
- BOLLMAN, J. (1990): Faziesanalyse pelagischer Kalke aus der tieferen Oberkreide von Hilter/Hankenberge a. T. W., Teil II: Mitteluron bis Oberturon. – unveröff. Diplomarbeit FU Berlin, 122 S; Berlin.
- BRÄUTIGAM, F. (1962): Zur Stratigraphie und Paläontologie des Cenomans und Turons im nordwestlichen Harzvorland. – 261 S.; unveröff. Dissertation Technische Universität Braunschweig; Braunschweig.
- COLLIGNON, M. (1965): Atlas des fossiles caractéristiques de Madagascar (Ammonites), Fascicule XII (Turonien). – Service Géologique Tananarive, 1-82; Tananarive.
- DACQUÉ, E. (1939): Die Fauna der Regensburger-Kelheimer Oberkreide (mit Ausschluß der Spongien und Bryozoen). – Abhandlungen der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Neue Serie, **45**, 1-218; München.
- DECONINCK, J.-F., AMÉDRO, F., DESPRAIRES, A., JUIGNET, P. & ROBASZYNSKI, F. (1991): Niveaux repères de bentonite d'origine volcanique dans les craies du Turonien du Boulonnais et de Haute-Normandie. – C.R. Académie des Sciences Paris, Série II, **312**, 897-903; Paris.
- DORN, P. & BRÄUTIGAM, F. (1959): Hinweise auf Oberkreidevulkanismus in NW-Deutschland. – Abhandlungen der Braunschweiger wissenschaftlichen Gesellschaft, **11**, 1-4; Braunschweig.
- EINSELE, G. & RICKEN, W. (1991): Limestone-marl alternations – an overview. In: Einsele, G, Ricken, W & Seilacher, A. (Hrsg.), Cycles and Events in Stratigraphy. S. 23-47; Berlin, Heidelberg, New York.
- EISENLOHR, H. (1963): Beitrag zur Klärung der Frage nach der Mächtigkeit des Cenoman-Mergels in der Gegend von Lengerich/Westf. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **117**, 105-110; Stuttgart.
- EISENLOHR, H. (1976): Die genaue stratigraphische Einstufung der am Nordhang des Lengericher Bahntunnels anstehenden Mergel der Oberkreide. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **1976**, 577-580; Stuttgart.
- EISENLOHR, H. (1980): Dreigliederung des Varians-Pläners (kc2) am Teutoburger Wald zwischen Iburg und Rheine. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **1980**, 272-276; Stuttgart.
- ELBERT, J. (1901): Das untere Angoumien in den Osningbergketten des Teutoburger Waldes. – Verhandlungen des naturhistorischen Vereins der preussischen Rheinlande, Westfalens und des Regierungsbezirks Osnabrück, **58**, 77-167; Bonn.
- ERNST, G. (1967): Über Fossilnester in *Pachydiscus*-Gehäusen und das Lagenvorkommen von Echiniden in der Oberkreide NW-Deutschlands. – Paläontologische Zeitschrift, **41**, 211-229; Stuttgart.
- ERNST, G. (1970a): Faziesgebundenheit und Ökomorphologie bei irregulären Echiniden der nordwestdeutschen Oberkreide. – Paläontologische Zeitschrift, **44**, 41-62; Stuttgart.
- ERNST, G. (1970b): Zur Stammesgeschichte und stratigraphischen Bedeutung der Echiniden-Gattung *Micraster* in der nordwestdeutschen Oberkreide. – Mitteilungen des Geologisch-Paläontologischen Instituts Hamburg, **39**, 117-135; Hamburg.
- ERNST, G. (1972): Grundfragen der Stammesgeschichte bei irregulären Echiniden der nordwestdeutschen Oberkreide. – Geologisches Jahrbuch A, **4**, 63-175; Hannover.
- ERNST, G. & WOOD, C.J. (1995): Die tiefere Oberkreide des subherzynen Niedersachsens. – Terra Nostra, **5/95**, 41-84; Hildesheim.
- ERNST, G., SCHMID, F. & KLISCHIES, G. (1979): Multistratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Raumes Braunschweig-Hannover. In: Wiedmann, J. (Hrsg.), Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A, **6**, 11-46; Stuttgart.

- ERNST, G., SCHMID, F. & SEIBERTZ E. (1983): Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. – *Zitteliana*, **10**, 531-554; München.
- ERNST, G., WOOD, C.J. & HILBRECHT, H. (1984): The Cenomanian-Turonian boundary problem in NW-Germany with comments on the north-south correlation to the Regensburg area. – *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **33**, 103-113; Kopenhagen.
- ERNST, G., NIEBUHR, B., WIESE, F. & WILMSEN, M. (1996): Facies development, basin dynamics, event correlation and sedimentary cycles in the Upper Cretaceous of selected areas of Germany and Spain. *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie Sonderband*, **3**, 87-100; Göttingen.
- ERNST, G., SEIBERTZ, E. & WOOD, C.J. (1998): D 2.4 Cenomanian-Turonian of Wüllen near Ahaus. In: Mutterlose, J., Bornemann, A., Rauer, S., Spaeth, C. & Wood, C.J. (Hrsg.), *Key localities of the northwest European Cretaceous*. *Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeiten*, **48**, 157-164; Bochum.
- ERNST, G., WOOD, C.J. & REHFELD, U. (1998): C 2.10 Cenomanian-Turonian of Söhlde. In: Mutterlose, J., Bornemann, A., Rauer, S., Spaeth, C. & Wood, C.J. (Hrsg.), *Key localities of the northwest European Cretaceous*. *Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeiten*, **48**, 102-120; Bochum.
- FIEDLER, K. (1984): Tektonik (Baugeschichte). In: Klassen, H. (Hrsg.), *Geologie des Osnabrücker Berglandes*, 519-565; Osnabrück.
- FIEGE, K. (1930): Über die Inoceramen des Oberturon mit besonderer Berücksichtigung der in Rheinland und Westfalen vorkommenden Formen. – *Palaeontographica*, **73**, 31-47; Stuttgart.
- FIET, N. & GORIN, G. (2000): Lithological expression of Milankovitch cyclicity in carbonate-dominated, pelagic, Barremian deposits in central Italy. – *Cretaceous Research*, **21**, 457-467; London.
- FRIEG, C., HISS, M. & MÜLLER, W. (1989): Stratigraphie im Turon und Unterconiac des südlichen und zentralen Münsterlandes. – *Münstersche Forschung zur Geologie und Paläontologie*, **69**, 161-186; Münster.
- FRITSCH, A. (1872): Cephalopoden der böhmischen Kreideformation, 51 S.; Fr. Rivnac, Prag.
- FUTAKAMI, M. & OBATA, I. (1988): Distribution of some Turonian and Coniacian Collignoniceratid ammonites. In: Wiedmann, J. & Kullmann, B. (Hrsg.), *Cephalopods-present and past*, 505-512; Stuttgart (Schweizerbart).
- GALE, A. & SMITH, A.B. (1982): The palaeobiology of the Cretaceous irregular echinoids *Infulaster* and *Hagenowia*. – *Palaeontology*, **25**, 11-42; London.
- GALE, A.S. (1996): Turonian correlation and sequence stratigraphy of the Chalk in southern England. In: Hesselbo, S.P. & Parkinson, D.N. (Hrsg.), *Sequence stratigraphy in British geology*. *Geological Society Special Publications*, **103**, 177-195; London.
- GALLOWAY, W.E. (1989): Genetic stratigraphic sequences in basin analyses: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. – *AAPG Bulletin*, **73**, 125-142; Tulsa.
- GEINITZ, H.B. (1849-1850): *Das Quadersandsteingebirge oder Kreidegebirge in Deutschland*, 293 S., 12 Taf.; Graz & Gerlach, Freiberg.
- GRADSTEIN, F.M., AGTERBERG, F.P., OGG, J.G., BACKSTROM, S. & HARDENBOL, J. (1995): Recent development in the Cretaceous time scale. – *Berichte-Reports des Geologisch Paläontologischen Institutes der Universität Kiel*, **76**, 43-50; Kiel.
- HAACK, W. (1925): Die Nordwestfälisch-Lippische Schwelle. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, *Monatsberichte*, **76**, 33-52; Berlin.
- HAACK, W. (1935): *Erläuterungen zu Blatt Lengerich*. – *Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder*, Lieferung 336, 48 S.; Berlin.
- HANCOCK, J.M., KENNEDY, W.J. & WRIGHT, C.W. (1977): Towards a correlation of the Turonian sequences of Japan with those of North-West Europe. – *Special Papers of the Palaeontological Society of Japan*, **21**, 151-168; Tokyo.
- HASEBRINK, A. (1908): Die Kreidebildungen im Teutoburger Wald bei Lengerich in Westfalen. – *Verhandlungen des naturhistorischen Vereins des preußischen Rheinlands und Westfalens*, **46**, Bonn.
- HEIM, D. (1957): Über die mineralischen, nichtkarbonatischen Bestandteile des Cenoman und Turon der mitteldeutschen Kreidemulden und ihre Verteilung. – *Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrologie*, **5**, 302-330; Heidelberg.
- HILBRECHT, H. & DAHMER, D.-D. (1994): Sediment dynamics during the Cenomanian-Turonian (Cretaceous) oceanic anoxic event in northwestern Germany. – *Facies*, **30**, 63-84; Erlangen.
- HORNA, F. (1995): Komplexer Nachweis einer Tufflage im Turon von Hoppenstedt. – *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen E*, **16**, 207-213; Berlin.
- HORNA, F. (1996): Multistratigraphisch-sedimentologische Untersuchungen an pelagischen Karbonaten – Das Oberkreide-Profil von Hoppenstedt (Subherzynes Becken). – *Freiberger Forschungshefte C*, **464**, 73-144; Freiberg.
- JENKINS, H.C., GALE, A.S. & CORFIELD, R.M. (1994): Carbon – and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. – *Geological Magazine*, **131**, 1-34; London.
- JIMBO, K. (1894): Beiträge zur Kenntniss der Fauna der Kreideformation von Hokkaido. – *Palaeontologische Abhandlungen*, Neue Folge, **2**, 149-194; Wien.
- KANZLER, O. (1920): *Geologie des Teutoburger Waldes und des Osnings*. – 192 S.; Bad Rothenfelde (Verlag von Johann Georg Holzwarth).
- KAPLAN, U. (1986): Ammonite stratigraphy of the Turonian of NW-Germany. – *Newsletters on Stratigraphy*, **17**, 9-20; Stuttgart.
- KAPLAN, U. (1988): Die Ammoniten-Subfamilie Collignoniceratinae Wright & Kennedy 1951 aus dem Turon (Oberkreide) von Westfalen und Niedersachsen (NW-Deutschland). – *Geologie und Paläontologie in Westfalen*, **12**, 5-45; Münster.
- KAPLAN, U. (1989): Die heteromorphe Ammonitengattung *Allocrioceras* Spath aus dem Turon von Nordwestdeutschland. – *Geologie und Paläontologie in Westfalen*, **15**, 71-105; Münster.

- KAPLAN, U. (1991a): Zur Stratigraphie der tiefen Oberkreide im Teutoburger Wald (NW-Deutschland), Teil 2: Turon und Coniac im Steinbruch des Kalkwerks Foerth, Halle, Westfalen. – Berichte des Naturwissenschaftlichen Verein Bielefeld und Umgegend, **32**, 125-159; Bielefeld.
- KAPLAN, U. (1991b): Das höhere Ober-Turon von Westfalen und Niedersachsen – einige Anmerkungen zu Faunenunterschieden. – Arbeitskreis Paläontologie Hannover, **19**, 136-174; Hannover.
- KAPLAN, U. (1992a): Die Oberkreide-Aufschlüsse im Raum Lengerich/Westfalen. – Geologie und Paläontologie in Westfalen, **21**, 7-37; Münster.
- KAPLAN, U. (1992b): Die tiefe Oberkreide des Teutoburger Waldes, Teil 3: Das Turon zwischen Bielefeld-Senne und Augustdorf. – Berichete des Naturwissenschaftlichen Vereins Bielefeld und Umgegend, **33**, 191-208; Bielefeld.
- KAPLAN, U. (1998): Cenomanian-Turonian of Lengerich. In: Mutterlose, J., Bornemann, A., Rauter, S., Spaeth, C. & Wood, C.J. (Hrsg.), Key localities of the Northwest European Cretaceous. Bochumer geologische und geotechnische Arbeiten, **48**, 150-152; Bochum
- KAPLAN, U. & BEST, M. (1984): Neue Ergebnisse zur stratigraphischen Stellung und geographischen Verbreitung der „Rothenfelder Grünsande“ (Turbidite) und der submarinen Großgleitung von Halle/Westfalen. – Osnabrücker naturwissenschaftliche Mitteilungen, **11**, 17-26; Osnabrück.
- KAPLAN, U. & KENNEDY, W.J. (1994): Die Ammoniten des westfälischen Coniac. – Geologie und Paläontologie in Westfalen, **31**, 1-155; Münster.
- KAPLAN, U. & KENNEDY, W.J. (1996): Upper Turonian and Coniacian ammonite stratigraphy of Westphalia, NW-Germany. – Acta Geologica Polonica, **46**, 305-352; Warschau.
- KAPLAN, U., KENNEDY, W.J., LEHMANN, J. & MARCINOWSKI, R. (1998): Stratigraphie und Ammonitenfaunen des westfälischen Cenoman. – Geologie und Paläontologie in Westfalen, **51**, 236 S.; Münster.
- KAPLAN, U. & SCHMID, F. (1988): Die heteromorphen Ammoniten der Gattungen *Eubostyroceras* und *Hyphantoceras* aus dem Turon NW-Deutschlands. – Geologie und Paläontologie in Westfalen, **12**, 47-87; Münster.
- KAPLAN, U. & WIESE, F. (2000): 90 Millionen Jahre zurück, die Steinbrüche bei Lengerich. – Kalk, Natur und Landschaft, **1**, 31-69; Tecklenburg.
- KAUFFMAN, E.G. (1973): Cretaceous Bivalvia. In: Hallam, A. (Hrsg.), Atlas of palaeobiogeography. – 353-383; Amsterdam (Elsevier).
- K DZIERSKI, M. & UCHMANN, A. (2001): Ichnofabrics of the Upper Cretaceous marlstones in the Opole region, southern Poland. – Acta Geologica Polonica, **51**, 81-91; Warschau.
- KELLER, S. (1982): Die Oberkreide der Sack-Mulde bei Alfeld (Cenoman – Unter-Coniac); Lithologie, Biostratigraphie und Inoceramen. – Geologisches Jahrbuch A, **64**, 2-171; Hannover.
- KENNEDY, W.J. (1988): Late Cenomanian and Turonian ammonite faunas from northeast and central Texas. – Special Papers in Palaeontology, **39**, 131 S.; London.
- KÜCHLER, T. (1998): Upper Cretaceous of the Barranca (Navarra, northern Spain); integrated litho-, bio- and event stratigraphy. Part I: Cenomanian through Santonian. – Acta Geologica Polonica, **48**, 157-263; Warschau.
- LEHMANN, J. (1999): Integrated stratigraphy and palaeoenvironment of the Cenomanian – Lower Turonian (Upper Cretaceous) of northern Westphalia, north Germany. – Facies, **40**, 25-70; Erlangen
- LOMMERZHEIM, A. (1976): Zur Palaeontologie und Stratigraphie der turonen Grünsande (Oberkreide) im Raum Mühlheim/Broich/Speldorf (Westfalen) mit einer Beschreibung der Cephalopodenfauna. – Decheniana, **129**, 197-244; Bonn.
- LÖSCHER, W. (1910): Die westfälischen Galeritenschichten mit besonderer Berücksichtigung ihrer Seeigelfauna. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, **Beilagen-Band 30**, 269-312; Stuttgart.
- LÖSCHER, W. (1912): Die westfälischen Galeritenschichten als Seichtwasserbildung. – Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, Monatsberichte, **64**, 341-344; Berlin.
- LOTZE, F. (1952): Feinstratigraphische Studien I. Methodisches zur Feinstratigraphie des Turonpläners im Osning bei Lengerich. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **für 1952**, 442-448; Stuttgart.
- LOTZE, F. (1953): Die Tektonik der Oberkreide-Zone bei Lengerich. – Geotektonische Forschungen, **9/10**, 18-50; Stuttgart.
- MANTELL, G. A. (1822). The Fossils of the South Downs, or Illustrations of the Geology of Sussex, pp xiv + 328 S.; London (Lupton Rolfe).
- MEIBURG, P. & SPEETZEN, E. (1970): Ein Problematikum aus dem Turon von Lengerich (Westfalen). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **1970/1**, 10-17; Stuttgart.
- MESTWERDT, A. (1904): Der Teutoburger Wald zwischen Borgholzhausen und Hilter. Inaugural Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde der Hohen philosophischen Fakultät der Georg-August-Universität zu Göttingen, 45 S.; Göttingen.
- MESTWERDT, A. (1909): Mächtigkeitsschwankungen einiger Horizonte der Oberkreide. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Monatsberichte, **61**, 62-64; Berlin.
- MIALL, A.D. (1997): The geology of stratigraphic sequences. – 433 S; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- MITCHELL, S.F. et al. (1997): Isotope data from Cretaceous chalks and foraminifera: environmental or diagenetic signals? – Geology, **25**, 691-694; Boulder.
- MUNNECKE, A., WESTPHAL, H., ELRICK, M. & REIJMER, J.J.G. (2001): The mineralogical composition of precursor sediments of calcareous rhythmites: a new approach. – International Journal of Earth Sciences, **90**, 795-812; Stuttgart.
- NEUWEILER, F. & BOLLMAN, J. (1991): Sedimentäre Sequenz der Plänerkalk-Gruppe der tiefen Oberkreide von Hilter/Hankenberge (Teutoburger Wald, NW Germany). – Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, **11**, 1623-1643; Stuttgart.
- NICHOLS, D. (1959): Changes in the Chalk sea-urchin *Micraster* interpreted in relation to living forms. – Philosophical Transactions of the Royal Society B, **242**, 347-437; London.

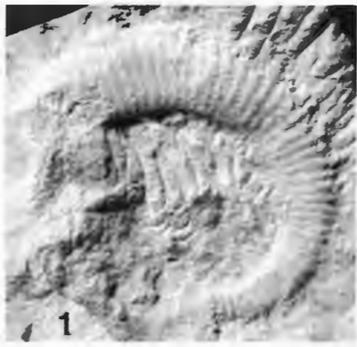
- NIEDERMEIER, G. (1969a): Feinstratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Teutoburger Waldes, Teil 1. – Münsterische Forschungen zur Geologie und Paläontologie, **12**, 143-164; Münster.
- NIEDERMEIER, G. (1969b): Feinstratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Teutoburger Waldes, Teil 2. – Münsterische Forschungen zur Geologie und Paläontologie, **14**, 125-158; Münster.
- ORBIGNY, A. [de] (1841): Paléontologie française: Terrains crétacés. 1. Cephalopodes, 121-430; Masson, Paris.
- ORBIGNY, A. [de] (1850): Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés. Deuxième volume., 428 S; Masson, Paris.
- OWEN, D. (1996): Interbasinal correlation of the Cenomanian Stage; testing the lateral continuity of sequence boundaries. – Geological Society of London, Special Publications, **104**, 269-293; London.
- PARKINSON, J. (1818): Remarks on the fossils collected by Mr. Phillips near Dover and Folkstone. – Transactions of the Geological Society, **5**, 1-55; London.
- PAVLISHINA, P. & MINEV, V. (1998): Turonian and Coniacian Normapollis from southwest to northeast Bulgaria and their calibration against the standard ammonite zones. – Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, für **1996**, 1217-1223; Stuttgart.
- REMANE, J. et al. (1996): Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the international commission on stratigraphy (ICS). – Episodes, **19**, 77-80.
- RICHTER, M. (1986): Die Tektonik des Turon bei Lengerich/Westf. als Ergebnis einer neu entwickelten photometrischen Untersuchungsmethode zur Feinstratigraphie. – unveröff. Dissertation Westfälische Wilhelms-Universität zu Münster, 121 S.; Münster.
- RICKEN, W. (1986): Diagenetic bedding : a model for marl-limestone alternations. – Lecture Notes in Earth Science, **6**, 1-210; Berlin, Heidelberg.
- RICKEN, W. (1994): Complex rhythmic sedimentation related to third-order sea-level variations: Upper Cretaceous, Western Interior Basin, USA. In: de Boer, P.L. & Smith, D.G. (Hrsg.), Orbital Forcing and Cyclic Sequences. IAS Special Publications, **19**, 167-193; London.
- ROBASZYNSKI, F. (1983): Conclusions to the colloquium on the Turonian stage: Integrated biostratigraphic charts and facies maps (France and adjacent areas). – Zitteliana, **10**, 585-594; München.
- ROBASZYNSKI, F. et al. (1990): A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of Central Tunisia: Formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area. – Bull. Centres Rech. Explo.-Prod. Elf Aquitaine, **14**, 213-384; Pau.
- ROBASZYNSKI, F. et al. (2000): Le Crétacé supérieur de la région de Kalaat Senan, Tunisie centrale. Litho-biostratigraphie intégrée: zones d'ammonites, de foraminifères planctoniques et de nannofossils du Turonien supérieur au Maastrichtien. – Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration-Production, **22**, 359-490; Pau.
- ROEMER, F.A. (1850): Über die geognostische Zusammensetzung des Teutoburger Waldes zwischen Bielefeld und Rheine und der Hügellug von Bentheim. – Neues Jahrbuch fuer Mineralogie, Geologie und Palaeontologie, für **1850**, 385-417; Stuttgart.
- ROMAN, F. & MAZARAN, P. (1913): Monographie paléontologique de la faune du Turonien du bassin d'Uchaux et de ses dépendances. – Archives du Muséum d'Histoire naturelle de Lyon, **12**, 1-137; Lyon.
- ROSE, E.P.F. & CROSS, N.E. (1993): The Chalk sea-urchin *Micraster*: microevolution, adaption and predation. – Geology Today, **5**, 179-186; London.
- ROSENFELD, U. (1963): Bau und Entwicklung einer Überschiebungszone bei Lengerich (Westf.). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **117**, 315-339; Stuttgart.
- ROSENFELD, A. (1983): Beobachtungen und Gedanken zur Osningtonektonik. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **166**, 34-49; Stuttgart.
- SALVADOR, A. (1994). International stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. 2nd edition. – 214 S., 15 Abb., International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS, International Commission on Stratigraphy & Geological Society of America; Boulder, Colorado.
- SCHLANGER, S.O., ARTHUR, M.A., JENKYN, H.C. & SCHOLLE, P.A. (1987): The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine <sup>13</sup>C-excursion. In: Brooks, J. & Fleet, A.J. (Hrsg.), Marine Petroleum Source Rocks. Geological Society Special Publications, **26**, 371-399; London.
- SCHLOENBACH, U. (1868): Über die norddeutschen Galeriten-Schichten und die Brachiopoden-Fauna. – Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, **57**, 181-224; Wien.
- SCHLOENBACH, U. (1869): Beiträge zur Altersbestimmung des Grünsandes von Rothenfelde unweit Osnabrück. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, für **1869**, 808-841; Stuttgart.
- SCHLÜTER, C. (1869): Fossile Echinodermen des nördlichen Deutschlands. – Verhandlungen des naturhistorischen Vereins der preussischen Rheinlande, Westfalens und des Regierungsbezirks Osnabrück, **26**, 225-253; Bonn.
- SCHLÜTER, C. (1871-76): Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. – Palaeontographica, **21**, **24**, 264; Kassel.
- SCHLÜTER, C. (1877): Kreide-Bivalven. Zur Gattung *Inoceramus*. – Palaeontographica, **24**, 249-288; Kassel.
- SCOTT, G. (1940): Paleoecological factors controlling the distribution and mode of life of Cretaceous ammonoids in the Texas area. – Journal of Palaeontology, **14**, 299-323; Lawrence.
- SEIBERTZ, E. (1978): Ökologie, Fazies und Fauna im Turon des südlichen Münsterlandes. – Paläontologische Zeitung, **52**, 93-109; Stuttgart.
- SEITZ, O. (1935): Die Variabilität des *Inoceramus labiatus* v. Schlotheim. – Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt, **55**, 429-474; Berlin.
- SKUPIN, K. (1990): Gesteinsausbildung und Stratigraphie eines Kreide-Vorkommens nordöstlich von Augustdorf/Senne (Nordrhein-Westfalen). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **181**, 287-301; Stuttgart.

- STEINBERG, H.G. (1983): Die geographischen Grundlagen. In: Kohl, W. (Hrsg.), Westfälische Geschichte Bd. 1. Von den Anfängen bis zum Ende des alten Reiches. Schwann, 35-53; Düsseldorf (Schwann).
- STILLE, H. (1910): Der Mechanismus der Osningfaltung. – Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Neue Folge, **31**, 357-382; Berlin.
- STOLL, H.M. & SCHRAG, D.P. (2000): High resolution stable isotope records from the Upper Cretaceous rocks of Italy and Spain: Glacial episodes in a greenhouse planet? – Geological Society of America Bulletin, **112**, 308-319; Boulder.
- STROMBECK, A.v. (1857): Gliederung des Pläners im nordwestlichen Deutschland nächst dem Harze. – Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, **9**, 415-419; Berlin.
- STROMBECK, A.v. (1859): Beitrag zur Kenntniss des Pläners über der westphälischen Steinkohlenformation. – Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, **11**, 27-77; Berlin.
- SUMMESBERGER, H. & KENNEDY, J.W. (1996): Turonian ammonites from the Gosau Group (Upper Cretaceous; Northern Calcareous Alps; Austria) with a revision of *Barroisiceras habnerfellneri* (HAUER, 1866). – Beiträge zur Paläontologie, **21**, 105-177; Wien.
- TANABE, K. (1979): Palaeoecological analysis of ammonoid assemblages in the Turonian *Scaphites* facies of Hokkaido, Japan. – Palaeontology, **22**, 609-630; London.
- THIERMANN, A. (1984): Kreide. In: Klassen, H. (Hrsg.), Geologie des Osnabrücker Berglandes, 427-459; Osnabrück.
- THIERMANN, A. (1987): Erläuterungen zu Blatt C 3910 Rheine. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:100000, **C 3910**, 68; Krefeld.
- TRÖGER, K.-A. (1967): Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon), Teil I. – Abhandlungen staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden, **12**, 13-207; Dresden.
- TRÖGER, K.-A. (1989): Problems of Upper Cretaceous inoceramid biostratigraphy and paleobiogeography in Europe and western Asia. In: Wiedmann, J. (Hrsg.), Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings of the 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen 1987, 911-930; Stuttgart (Schweizerbart).
- VANDERAUVEROET, P. ET AL. (2000): Caractérisation et extension de niveaux repères de bentonites dans le Turonian supérieur du Bassin de Paris (Boulonnais, Aube). – Geodiversitas, **22**, 457-469.
- VOIGT, E. (1962): Frühdiagenetische Deformation der turonen Plänerkalke bei Halle/Westfalen. – Mitteilungen aus dem Geologischen Staatsinstitut in Hamburg, **31**, 146-275; Hamburg.
- VOIGT, E. (1963): Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **114**, 378-418; Hannover.
- VOIGT, S. & HILBRECHT, H. (1997): Late Cretaceous carbon isotope stratigraphy in Europe: Correlation and relations with sea level and sediment stability. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **134**, 39-59; Amsterdam.
- VON DECHEN, H. (1856): Der Teutoburger Wald, eine geognostische Skizze. – Verhandlungen des naturhistorischen Vereins des preussischen Rheinlandes, Westfalens und des Regierungsbezirks Osnabrück, **13**, 331-440; Bonn.
- WALASZCZYK, I. & COBBAN, W.A. (2000): Inoceramid faunas and biostratigraphy of the Upper Turonian-Lower Coniacian of the Western Interior of the United States. – Special Papers in Palaeontology, **64**, 1-118; London.
- WALASZCZYK, I. & WOOD, C.J. (1999): Inoceramids and biostratigraphy at the Turonian/Coniacian boundary; based on the Salzgitter-Salder quarry, Lower Saxony, Germany, and the Slupia Nadbrzezna section, central Poland. – Acta Geologica Polonica, **48**, 395-434; Warschau.
- WEGNER, T. (1913): Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete. – 304 S., 197 Abb., 1 Taf.; Paderborn (Verlag von Ferdinand Schöningh).
- WEGNER, T. (1925): Cenoman und Turon bei Lengerich. – Schriften der Gesellschaft zur Förderung der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster, **7**, 66-70; Münster.
- WESTERMANN, G.E.G. (1989): New developments in ecology of Jurassic-Cretaceous ammonoids. – Proceedings of the II Pergola Symposium 1987, 1-21; Pergola.
- WESTERMANN, G.E.G. (1996): Ammonoid life and habit. In: Landman, N.H., Tanabe, K. & Davis, R.A. (Hrsg.), Ammonoid paleobiology. Topics in paleobiology, 608-707; New York (Plenum Press).
- WHITFIELD, R.P. (1880): Paleontology of the Black Hills of Dakota. In: Powell, W. (Hrsg.), Report on the geology and resources of the Black Hills of Dakota. United States Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountains Region 325-468, .
- WIEDMANN, J. & KULLMANN, J. (1996): Crises in ammonoid evolution. In: Landman, N., Tanabe, K. & Davis, R.A. (Hrsg.), Topics in Geobiology. Plenum, **13**, 795-813; New York (Plenum Press).
- WIESE, F. (1996): Preliminary data on the Turonian ammonite biostratigraphy of the Liencres area (Province Cantabria, northern Spain). – Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen E, **18**, 343-352; Berlin.
- WIESE, F. (1997): Das Turon und Unter-Coniac im Nordkantabrischen Becken (Provinz Kantabrien, Nordspanien): Faziesentwicklung, Bio-, Event- und Sequenzstratigraphie. – Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen E, **24**, 1-131; Berlin.
- WIESE, F. (1999): Stable isotope data ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) from the Middle and Upper Turonian (Upper Cretaceous) of Liencres (Cantabria, northern Spain) with a comparison to northern Germany (Söhlde & Salzgitter-Salder). – Newsletters on Stratigraphy, **37(1/2)**, 37-62; Stuttgart.
- WIESE, F. & KAPLAN, U. (2001): The potential of the Lengerich section (Münster Basin, northern Germany) as a possible candidate Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the Middle/Upper Turonian boundary. – Cretaceous Research, **22**, 549-563; London.
- WIESE, F. & KRÖGER, B. (1998): Evidence for a shallowing event in the Upper Turonian (Cretaceous) Mytiloides scupini Zone of northern Germany. – Acta Geologica Polonica, **48**, 265-284; Warschau.

- WIESE, F., HILBRECHT, H. & WOOD, C.J. (2000): Kapitel 3.2.8 Turon. In: STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION DEUTSCHLANDS (Hrsg.), Stratigraphie von Deutschland III. Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **226**, 27-31; Frankfurt.
- WINDMÖLLER, R. (1882): Die Entwicklung des Pläners im nordwestlichen Theile des Teutoburger Waldes bei Lengerich. – Jahrbuch der königlich preussischen geologischen Landesanstalt und Bergakademie. Abhandlungen von ausserhalb der geologischen Landesanstalt stehenden Personen, für **1881**, 3-54; Berlin.
- WOOD, C.J. & ERNST, G. (1997): Salzgitter-Salder quarry. – Bochumer geologische und geotechnische Arbeiten, **46**, 47-54; Bochum.
- WOOD, C.J., ERNST, G. & RASEMANN, G. (1984): The Turonian/Coniacian stage boundary in Lower Saxony (Germany) and adjacent areas: the Salzgitter-Salder Quarry as a proposed international standard section. Bulletin of the geological Society of Denmark, **33**, 225-238; Kopenhagen.
- WOODS, H. (1912). A monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England. Volume 2, Part 8. Monographs of the Palaeontological Society, (**for 1911**), 285-340; London.
- WRAY, D. (1995): Origin of clay-rich beds in Turonian chalks from Lower Saxony, Germany – a rare-earth element study. – Chemical Geology, **119**, 161-173; London.
- WRAY, D.S. (1999): Identification and long-range correlation of bentonites in Turonian-Coniacian (Upper Cretaceous) chalks of northwest Europe. – Geological Magazine, **136**, 361-371; London.
- WRAY, D.S. & WOOD, C.J. (1995): Geochemical identification and correlation of tuff layers in Lower Saxony. – Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen, **E16**, 215-225; Berlin.
- WRAY, D.S., KAPLAN, U. & WOOD, C.J. (1995): Tuff-Vorkommen und ihre Bio- und Eventstratigraphie im Turon des Teutoburger Waldes, der Egge und des Haarstrangs. – Geologie und Paläontologie in Westfalen, **37**, 1-51; Münster.
- WRAY, D.S., WOOD, C.J., ERNST, G. & KAPLAN, U. (1996): Geochemical subdivision and correlation of clay-rich beds in Turonian sediments of northern Germany. – Terra Nova, **8**, 603-610; Oxford.
- WRIGHT, C.W. (1979): The ammonites of the English Chalk Rock (Upper Turonian). – Bulletin of the British Museum (Natural History) Geology Series, **31**, 281-332; London.
- WRIGHT, C.W. & WRIGHT, E.V. (1951): A Survey of the fossil Cephalopoda of the Chalk of Great Britain. Palaeontographical Society, **1950**, 40 S.; London.
- ZECH, L. (1900): Die Schichten der Kreideformation bei Halberstadt. – Jahresbericht der Oberrealschule zu Halberstadt, Progr. Nr. **284**; Halberstadt.

## Tafel 1

- Fig. 1:** *Allocrioceras schlueteri* (WINDMÖLLER, 1882), Wicking I, lose Bereich *costellatus/plana* Event (WMfN P47376).
- Fig. 2:** *Scaphites geinitzi* (D'ORBIGNY, 1850), Wicking I, lose Bereich *costellatus/plana* Event (WMfN P47377).
- Fig. 3:** *Subprionocyclus neptuni* (GEINITZ, 1850), Wicking II, lose Bereich *costellatus/plana* Event (WMfN P47378).
- Fig. 4:** *Allocrioceras billinghursti* KLINGER, 1976; Bereich *costellatus/plana* Event, Wicking II, Schicht 391 (WMfN P47379).
- Fig. 5:** *Sciponoceras bohemicum* (FRITSCH, 1872), Bereich *costellatus/plana* Event, Wicking II, Schicht 393 (WMfN P47380).
- Fig. 6:** *Allocrioceras schlueteri* (WINDMÖLLER, 1882), Wicking II, Schicht 408 (WMfN P47381).
- Fig. 7:** *Allocrioceras cf conlini* KENNEDY, 1988; Macroconch, Wicking I, lose im Bereich *costellatus/plana*-Event (WMfN P47382).
- Fig. 8:** *Allocrioceras schlueteri* (WINDMÖLLER, 1882), Macroconch, Wicking II, Schicht 112 (Ammoniten-Lage) (WMfN P47383).
- Fig. 9:** *Allocrioceras schlueteri* (WINDMÖLLER, 1882), Microconch, Wicking II, Schicht 391 (WMfN P47384a).
- Fig. 10:** *Allocrioceras schlueteri* (WINDMÖLLER, 1882), Wicking II, Schicht 112 (WMfN P47385).
- Fig. 11:** *Allocrioceras schlueteri* (WINDMÖLLER, 1882), Wicking II, Schicht 112 (WMfN P47386).
- Fig. 12, 13:** *Plesiocorys plana* (MANTELL, 1822), Gundolf Ernst-Sammlung, Lengerich, ohne weitere Ortsangabe, *costellatus/plana*-Event (WMfN P47387)
- Fig. 14, 15:** *Infulaster excentricus* (WOODWARD, 1833), Kalk-Mergel Wechselfolge, Lengerich Gundolf Ernst-Sammlung, ohne weitere Ortsangabe (WMfN P47388)



2



3



4



5



6

7



9



8

13



15



10



11

12

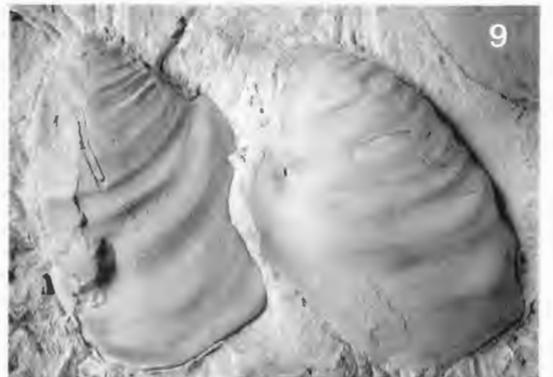
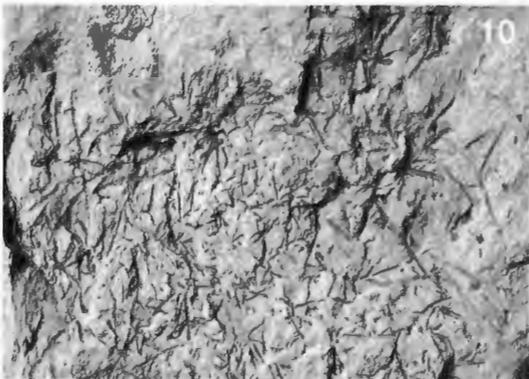


14



## Tafel 2

- Fig. 1:** *Inoceramus cf. inaequalvis* SCHLÜTER, 1877; Wicking I, lose im Bereich *costellatus/plana* Event (WMfN P47389) (x1).
- Fig. 2:** Zwei Exemplare von *Inoceramus perplexus* WHITFIELD; 1880, Wicking II, Schicht 428 (WMfN P47390) (x1).
- Fig. 3:** *Mytiloides* sp. indet., Wicking II, Schicht 428 (WMfN P47391) (x1).
- Fig. 4:** *Inoceramus perplexus* WHITFIELD, 1880; Wicking II, Schicht 428 (WMfN P47392) (x1,5).
- Fig. 5:** *Inoceramus perplexus* WHITFIELD, 1880; Wicking II, Schicht 415 (WMfN P47393) (x1,5).
- Fig. 6:** *Mytiloides* sp. indet.; Wicking II, Schicht 408 (WMfN P47394) (x1,5).
- Fig. 7:** *Mytiloides* sp. indet.; 1880, Wicking II, Schicht 114 (WMfN P47395) (x1).
- Fig. 8:** *Inoceramus perplexus* WHITFIELD, 1880; Wicking II, Schicht 404 (WMfN P47396) (x1,5).
- Fig. 9:** *Inoceramus cf. lamarcki* PARKINSON, 1818; Wicking I, lose Bereich Ammoniten-Lage, Schicht 114 (WMfN P47397) (x1).
- Fig. 10:** Das Spurenfossil *Chondrites* auf einer Schichtfläche im Bereich der oberen Kalkknollen-Lage (WMfN P47398) (x1).



# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Geologie und Paläontologie in Westfalen](#)

Jahr/Year: 2004

Band/Volume: [62](#)

Autor(en)/Author(s): Wiese Frank, Kaplan Ulrich

Artikel/Article: [Der Mittel-/Ober-Turon Grenzbereich im Raum Lengerich 37-69](#)