

Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland¹⁾

Von

GUNDOLF ERNST, FRIEDRICH SCHMID & EKBERT SEIBERTZ^{*)}

unter Mitarbeit von

SIEGFRIED KELLER und CHRISTOPHER J. WOOD^{*)}

Mit 7 Abbildungen

KURZFASSUNG

Im deutschen Beitrag zum IUGS-Major-Project „Mid-Cretaceous Events“ übernahm die Arbeitsgruppe Berlin-Hannover die multistratigraphische Bearbeitung des Cenoman und Turon im zentralen nordwestdeutschen Raum zwischen Ost-Niedersachsen und Ost-Westfalen. Vorrangig wurden ausgewählte Profile in den Regionen Salzgitter-Hannover, Sack- und Hilsmulde sowie im östlichen Münsterland bearbeitet und zu regionalen Gebiets-Standards abstrahiert. Ergänzend wurden u. a. die Schlüsselprofile Schacht Staffhorst, Lüneburg und Helgoland sowie Wüllen herangezogen.

Biostratigraphisch wird die Angleichung der traditionellen nordwestdeutschen Zonen-Gliederung an das internationale Standardschema vorgenommen. Auf der Grundlage von Cephalopoden oder Inoceramen lässt sich das Cenoman und Turon mit jeweils neun Arten- oder Faunenzonen untergliedern. Zonen-, Unterstufen- und Stufen-Grenzziehung werden diskutiert.

Das verfeinerte Zonen-Schema ermöglichte die Entwicklung und den Ausbau einer funktionsfähigen Event-Stratigraphie auf der Grundlage von relativ kurzfristigen und isochronen erdgeschichtlichen Ereignissen. Sie erwies sich als probates Mittel, die regionalen Differenzen in den Zonen-Schemata auszugleichen und den Umfang stratigraphischer Lücken oder Kondensationen abzuschätzen. Klassifikato-

risch wurde zwischen Eustato-, Öko-, Tephro-, Litho-, Phyllo- und oxisch/anoxischen Events unterschieden. Unter diesen kommt den wenigstens 11 Eustato-Events herausragende korrelative Bedeutung zu. Habituell finden sie ihren Ausdruck in Transgressionsanzeichen, Glaukonit-Horizonten, Hartgründen, Konkretionslagen, Sedimentationsanomalien, Schichtlücken, Fossillagen oder Faziesänderungen. Alle „Grünsand“-Events des westfälischen Raumes – wie *ultimus*-, Hemmerner-, Bochumer-, Soester- oder Rothenfelder-„Grünsand“ – besitzen zeitgleiche lithologische oder faunistische Äquivalente in der halokinetisch überprägten niedersächsischen Kreide.

Das vielleicht global verbreitete oxisch-anoxische Event im Cenoman/Turon-Grenzbereich äußert sich in der nordwestdeutschen Kreide in einem markanten Fazieswechsel von weißen Coccotheken-Kalken zu Rotpläner- oder Schwarzschiefer-Ablagerungen. Zumeist ist es mit Schichtreduktionen im Gefolge eustatischer Verflachungen kombiniert. Wir halten es für möglich, daß es durch eine plattentektonisch bedingte, episodische Neuformierung des Strömungssystems ausgelöst wurde. Die arktische Strömung aus dem Nordseeraum gewann zeitweilig beherrschende Bedeutung und führte zum Aufblühen einer artenarmen, aber individuenreichen Makrofauna.

Verknüpft mit den geotektonischen Ereignissen ist das Aufleben eines basischen bis intermediären Vulkanismus, das sich im Verlauf des Mittel- und Ober-Turon in mindestens fünf Tephro-Events äußert. Nach unserer bisherigen Kenntnis besitzt jedoch nur ein Teil der Tufflagen überregionale korrelative Eignung.

Dasselbe gilt für die rd. 20 Öko-Events (Makrofossil-Lagen), die vorzugsweise die randnähere Fazies oder Untiefen (z. B. Salzkissen) kennzeichnen. Etliche Öko-Events sind offensichtlich mit eustatischen Bewegungen (zumeist Regressionen) verknüpft. Charakteristisch dafür ist die sog. *Micraster*-Lage im Ober-Turon von Niedersachsen, deren westfälisches Äquivalent der Echiniden-reiche Soester Grünsand ist.

^{*)} G. ERNST, Institut für Paläontologie der Freien Universität Berlin, Schwedenerstraße 8, D-1000 Berlin 33; F. SCHMID, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Alfred-Benz-Haus, Postfach 510153, D-3000 Hannover 51; E. SEIBERTZ, z. Z. Instituto de Geología, Apartado Postal 104, Mex-67700 Linares/Nuevo Leon, Mexico oder Qualenbrink 12, D-4780 Lippstadt. S. KELLER, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Alfred-Benz-Haus, Postfach 510153, D-3000 Hannover 51; C. J. WOOD, Paleontology Unit, Institute of Geological Sciences, Exhibition Road, London SW7 2DE, England. C. J. WOOD publishes by permission of the Director IGS (NERC).

¹⁾ Beitrag zum IGCP-Major-Project Nr. 58 „Mid-Cretaceous Events“ der IUGS. National gefördert durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft in einem gebündelten Programm gleichen Namens.

Mit den überregionalen Event-Korrelationen wurde begonnen. In enger Kooperation mit C. J. Wood (London) konnte belegt werden, daß sich zumindest ein Teil der nordwestdeutschen Events mit ähnlichen Anomalien der englischen Kreide parallelisieren läßt (z. B. *primus*-Event der

costatus-Zone oder das Austern-Event im Grenzbereich Mittel-/Ober-Cenoman). Auf dem Umwege einer Ost-West-Korrelation kann damit auch zur Lösung eines Hauptziels des MCE-Programms – der Nord-Süd-Korrelation zwischen borealer und mediterraner Kreide – beigetragen werden.

ABSTRACT

As part of the German contribution to the IUGS Major Project "Mid-Cretaceous Events", the Berlin-Hannover working group undertook multistratigraphic investigations of the Cenomanian and Turonian of central NW-Germany between east Lower Saxony and east Westphalia. Selected sections in the area of Salzgitter and Hannover, in the Sack and Hils synclines, and in the eastern part of Münsterland were studied and synthesised to provide regional standard sections. The key sections of the Staffhorst shaft, Lüneburg, Heligoland and Wüllen were also considered.

The traditional zonal subdivision used in NW-Germany has been integrated biostratigraphically into the international standard scheme. The Cenomanian and Turonian can each be subdivided by cephalopods and inoceramids into nine species or faunal zones. Boundaries of zones, substages and stages are discussed.

This refined zonal scheme provides a framework for the development of a practical event-stratigraphy based on relatively short-lasting isochronous events. This event-stratigraphy provides an effective means of equating the different local zonal schemes, and of estimating the time span represented by stratigraphical hiatuses or condensed sequences. Events were classified into eustato-, eco-, tephro-, litho-, phylo- and oxic/anoxic ones. Amongst these are at least 11 eustatoevents which are of prime importance for correlation. These are normally expressed by indications of transgressions, glauconite horizons, hardgrounds, concretion layers, anomalous sedimentation, stratigraphical hiatuses, fossiliferous horizons or abrupt facies changes. All Greensand-events in the Westphalian region – i. e. the *ultimus*-, Hemmern-, Bochum-, Soest- and Rothenfeld-Greensands – have isochronous equivalents in the halokinetically controlled Cretaceous of Lower Saxony, defined either lithologically or faunistically.

In the Cretaceous of NW-Germany, the probably global oxic/anoxic event at the Cenomanian-Turonian boundary is represented by a distinct change of facies from white coccolith chalk to red marls and chalks (Rotpläner) or black shales. This is commonly associated with reduced sedimentation due to eustatic shallowing. The abnormal facies can be attributed to a plate-tectonic induced episodic reorganisation of the oceanic current system. Arctic currents from the region of the North Sea became temporarily predominant bringing deep cold waters to the area of NW-Germany and permitting the development of a macrofauna rich in individuals but of low diversity.

The geotectonic events are connected with a basic to intermediate volcanicity which caused at least 5 tephroevents (tuff layers) during the Mid- and Late Turonian. However, so far as is known at present, only a few of these tuff layers are suitable for interregional correlation.

The same applies to about 20 ecoevents (macrofossil layers), which particularly characterise marginal facies or shallows in the proximity of salt pillows. Several of the ecoevents are apparently connected with eustatic changes (mainly regressions), e. g. the so-called *Micraster* Bed in the Upper Turonian of Lower Saxony, and its Westphalian equivalent, the likewise echinoid-rich Soest Greensand.

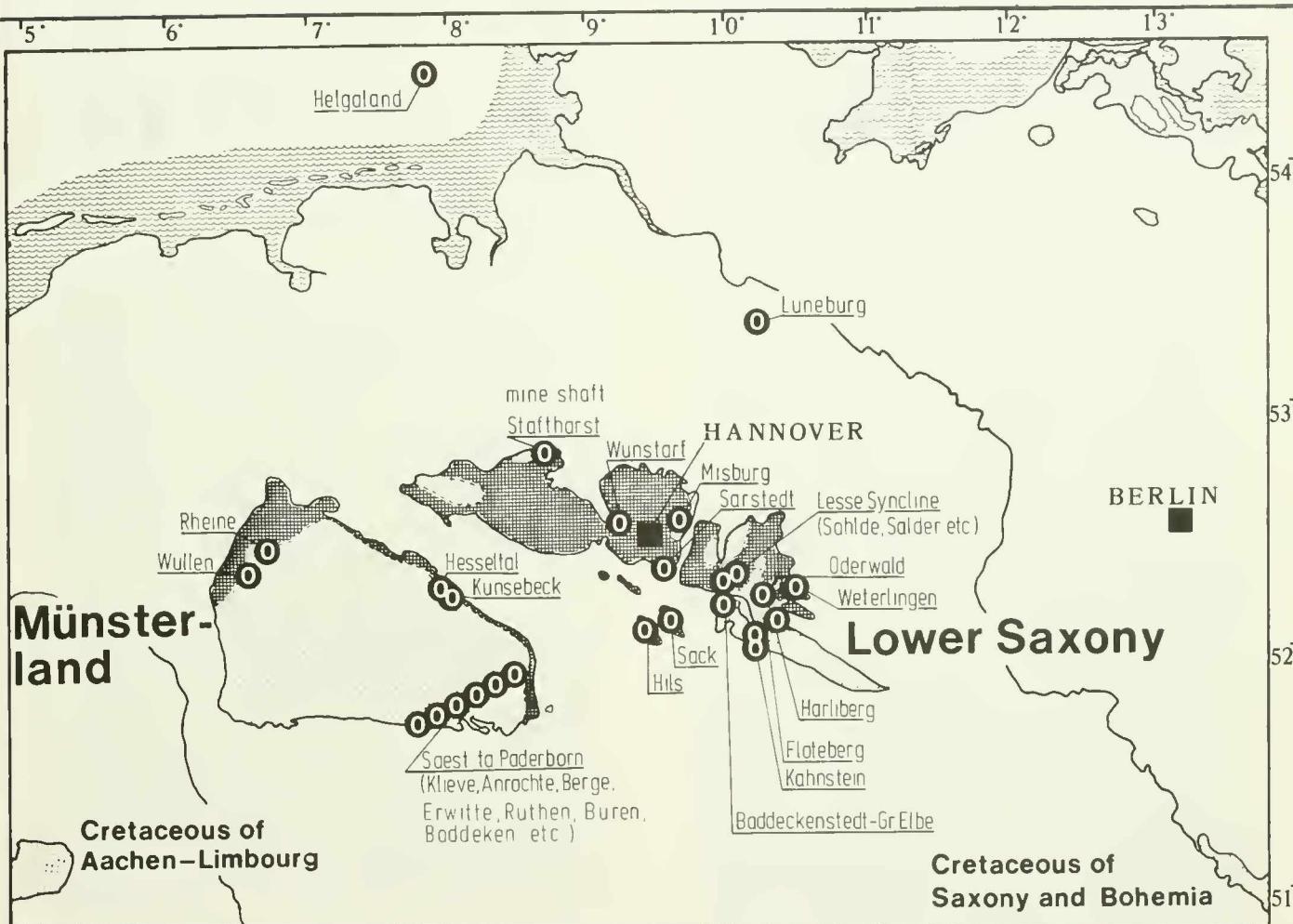
Investigation of supraregional correlation of events is in progress. In close cooperation with C. J. Wood (IGS, London), it was pointed out that at least some of the NW Germany events find their parallels in the Cretaceous of England (e. g. the *primus* event of the *costatus* zone and the oyster event near the Middle-Upper Cenomanian boundary). This establishment of an east-west correlation can contribute indirectly to solving one of the main aims of the "Mid-Cretaceous Event" Project – the north-south correlation between the boreal and Mediterranean Cretaceous.

INHALT

| | |
|---|-----|
| A) Einleitung | 533 |
| B) Biostratigraphisches Gliederungsschema | 534 |
| 1. Bemerkungen zum Biozonen-Schema | 534 |
| 2. Unter-Cenoman | 535 |
| 3. Mittel-Cenoman | 536 |
| 4. Ober-Cenoman | 536 |
| 5. Unter-Turon | 537 |
| 6. Mittel-Turon | 537 |
| 7. Ober-Turon | 537 |
| 8. Unter-Coniac | 539 |
| C) Event-Stratigraphie | 540 |
| 1. Allgemeines zur Event-Stratigraphie | 540 |
| 2. Ost/West- und Nord/Süd-Korrelation | 540 |

| | |
|--|-----|
| 3. Eustatoevents | 541 |
| 4. Ökoevents | 545 |
| 5. Tephro- und Lithoevents | 547 |
| 6. Oxisch/Anoxische Events | 547 |
| 7. Überregionale Event-Korrelation | 552 |
| D) Literaturverzeichnis | 553 |

A. EINLEITUNG



Upper Cretaceous ○ Working Areas and Standard Sections
Lower Cretaceous

0 100 200 Km

Working Group: NLfB and TU Hannover
Project-Leader: SCHMID & SEIBERTZ
Co-Workers: KELLER, LIEVER, MEYER & SCHEFFÉR
Co-Operators: KAPLAN (Gütersloh), WOOD (London) et al.

Working Group: FU Berlin
Project-Leader: ERNST
Co-Workers: BADAYE, KLISCHIES & RASEMANN

Fig.1. Generalized Map of the Middle-European Cretaceous with the Working Areas and Standard-Sections of the Working Groups Berlin and Hannover
IGCP - Major Project „Mid-Cretaceous Events,” Subproject: Germany-N

Nach vierjähriger Laufzeit wurde 1980/81 der deutsche Beitrag zum IGCP-Major-Project „Mid-Cretaceous Events“ organisatorisch abgeschlossen. In ihm hatten sich fünf Arbeitsgruppen der geologischen Institutionen von Münster, Hamburg, Hannover, Berlin, Tübingen und München in einer Reihe von Einzelprojekten zu einer Neubearbeitung der sog. „Mittel-Kreide“ (Alb bis Coniac) in einem gebündelten DFG-Projekt zusammengeschlossen. Die Arbeitsgruppe „Germany-N“ gliederte sich in die drei folgenden Untergruppen:

- a) KAEVER & ROSENFELD (Münster): Cenoman-Turon des südlichen Münsterlandes (Raum Dortmund-Bochum-Essen)
- b) SCHMID & SPAETH (Hannover-Hamburg): Alb bis Coniac von Helgoland
- c) ERNST, SCHMID & SEIBERTZ (Berlin-Hannover): Cenoman-Turon von Niedersachsen und Westfalen.

Über wichtige Gemeinschaftsergebnisse letztergenannter Arbeitsgruppe soll in diesem Beitrag berichtet werden. Wir hatten uns im Rahmen des Sammelprojektes die Behandlung der isolierten Kreide-Vorkommen zwischen Ost- und Zentral-Niedersachsen sowie von SE-, NE- und NW-Westfalen und deren Koordination unter multistratigraphischen Gesichtspunkten zum Ziel gesetzt (Fig. 1). Das nominelle Thema des Projektes lautete „Faziesentwicklung, Gliederung und Faunengruppen des Cenoman und Turon von Nordwestdeutschland und korrelative Beziehungen zu Süddeutschland“.

Der weitgesteckte Arbeitsraum konnte nur durch die Mitarbeit von Diplomanden und Doktoranden einigermaßen abgedeckt werden, deren Betreuung durch die Projektleiter erfolgte. Zwei Arbeitsgruppen teilten sich das Gebiet im gegenseitigen Einvernehmen auf.

a) Working Group ERNST mit den Mitarbeitern BADAYE, DAHMER, FARMAN, KLISCHIES, RASEMANN u. a.

Regionale Schwerpunkte und Publikationen: Schöppenstedter Mulde (Weferlingen), Oderwald, Harliberg, Lichtenberger Höhenzug (Baddeckenstedt-Gr. Elbe), Lesser Mulde (Woltwiesche, Söhlde, Salder, Berel etc.), Misburg in der Lehrter Westmulde (ERNST 1975), Steinberg bei Sarstedt (ERNST & SCHMID, im Druck), Wunstorf in der Wunstorfer Synkline (ERNST & SCHMID 1979, ZAWISCHA 1980), Wüllen bei Ahaus (ERNST 1978). Informationen über die Lokalitäten Baddeckenstedt, Söhlde, Salder, Sarstedt und Misburg finden sich in den Übersichts-Publikationen ERNST, SCHMID, KELLER et al. 1979; ERNST, SCHMID & KLISCHIES 1979 und ERNST & SCHMID 1980.

Themen der Mitarbeiter: Baddeckenstedt – Groß Elbe (Diplom-Arbeit BADAYE, Abschluß 1983), Salder (Diplom-Arbeit RASEMANN, Abschluß 1983), NW-Rand der Lesser Mulde (Diplom-Arbeit DAHMER und FARMAN).

b) Working Group SCHMID & SEIBERTZ mit den Mitarbeitern KELLER, LIEVER, MEYER, SCHEFFER u. a.

Regionale Schwerpunkte und Publikationen: Kahnstein in der subherycynen Mulde (LIEVER 1980, 1981), Hahndorf und Flöteberg im Salzgitterer Höhenzug (ERNST, SCHMID, KELLER et al. 1979, ERNST & SCHMID 1980, SEIBERTZ 1981), Sackmulde (KELLER 1981, 1982, SCHEFFER 1981), Hilsmulde (MEYER 1982), SE-Westfalen (SEIBERTZ 1977, 1979a bis 1979c, SEIBERTZ & SCUPIN 1982), Heselatal und Künsebeck im Osning (KELLER 1981, 1982; KAPLAN & SCHMID 1983).

Nord-Niedersachsen: Für ergänzende Informationen und die angestrebte Nord/Süd-Korrelation wurden die heute nicht mehr zugänglichen Profile von Lüneburg und Schacht Staffhorst herangezogen (Fig. 2). Besonders von Staffhorst liegt ein umfangreiches Fossilmaterial – in der Mehrzahl Inoceramen und Echiniden – vor, dessen Bearbeitung durch C. J. WOOD vorangetrieben wurde.

Zusammenarbeit mit anderen Wissenschaftlern: Großen Verdienst um das Projekt erwarb sich C. J. WOOD (London). Durch seine wirklich phänomenalen systematischen, stratigraphischen und bibliographischen Kenntnisse konnte er unser Wissensgut über die nordwestdeutsche Oberkreide wesentlich bereichern. Bei mehrfachen Besuchen leistete er selbstlose „Entwicklungs hilfe“ und sorgte für die Anpassung unseres Gliederungssystems an das internationale Standardschema. Durch unermüdliche Durchsicht des oft erdrückenden Sammlungsmaterials trug er erheblich zur Erarbeitung des hier vorgelegten Biozonen-Schemas bei. Ihm verdanken wir insbesondere die Einbeziehung der Staffhorst-Inoceramen in das MCE-Projekt und eine kritische schriftliche Stellungnahme zu den DFG-Berichten.

Bei der Determination von fraglichem Cephalopoden-Material leistete uns der Amateurpaläontologe U. KAPLAN (Gütersloh) dankenswerte Hilfe. Darüber hinaus überließ er uns detaillierte Reichweite-Tabellen der nordwestfälischen Ammonitenfaunen.

Die hier vorgelegte Publikation kann nur ein Extrakt aus wichtigen Teilespekten des Programms sein. Zahlreiche Profile und umfangreiches Fossilmaterial sind bislang erst unzureichend ausgewertet. Eine wesentlich detailliertere Veröffentlichung mit den multistratigraphischen Ergebnissen, den regionalen Standardprofilen sowie Reichweite- und Korrelationstabellen ist für 1985 im Geologischen Jahrbuch vorgesehen.

B. BIOSTRATIGRAPHISCHES GLIEDERUNGSSCHEMAM

1. BEMERKUNGEN ZUM BIOZONEN-SCHEMA

Gegenüber unseren früheren Arbeiten (z. B. ERNST, SCHMID & KLISCHIES 1979, ERNST & SCHMID 1980, SEIBERTZ & SCUPIN 1982) mußte die Zonen-Einteilung in zunehmender Anpassung an das internationale Schema in vielen Punkten verfeinert oder geändert werden. Wir müssen aber betonen, daß auch das in dieser Arbeit benutzte Schema noch keineswegs ausgereift ist und erst in der geplanten Hauptveröffentlichung in allen seinen Konsequenzen ausführlicher diskutiert und zu einem gewissen Abschluß gebracht werden kann. Das umfangreiche Fossilmaterial konnte bislang erst zum Teil zu-

friedenstellend gesichtet und ausgewertet werden; ebenso ist die konsequente Korrelation der Profile auf multistratigraphischer Basis noch nicht gänzlich ausgereift.

Aus bekannten Gründen ist im nordwestdeutschen Cenoman und Turon keine einheitliche Cephalopoden-Gliederung möglich (vgl. ERNST, SCHMID & KLISCHIES 1979: 28 ff.). Einerseits sind Ammoniten in vielen stratigraphischen Bereichen ausgesprochen selten (z. B. im Ober-Cenoman, Unter- und Mittel-Turon, höheres Ober-Turon, Unter-Coniac), andererseits ist ihre Erhaltung meist ungenügend. Der Mangel an Cephalopoden gilt insbesondere für Ostnieder-

sachsen; in Westfalen sind Ammoniten grundsätzlich häufiger; eine gewisse Zwischenstellung nehmen die zentralniedersächsischen Kreide-Vorkommen von Sack und Hils ein (KELLER 1982, MEYER 1982). Als Quintessenz bleibt, daß die Cephalopoden zwar großen Wert für die internationale Standardisierung der Gliederungsschemata besitzen, in der Kartierpraxis aber nur als zweitrangig angesehen werden können oder überhaupt versagen.

Als weitaus nützlicher erwiesen sich bekanntermaßen die Inoceramen. Sie treten in fast allen stratigraphischen Bereichen und in den meisten nordwestdeutschen Vorkommen ausreichend häufig, mitunter sogar massenhaft auf. Hinzu kommt, daß diese Gruppe erst kürzlich durch TRÖGER (1981) und KELLER (1982) eingehend revidiert wurde, so daß mit ihrer Hilfe eine ziemlich detaillierte Untergliederung möglich ist. In TRÖGERS für Mittel- und Osteuropa vorgeschlagenem Schema werden vom Cenoman bis Unter-Coniac allein 18 Einheiten unterschieden, von denen sich die Mehrzahl in unserem Gebiet bestätigen ließ. Auf nötige Abänderungen oder Verfeinerungen wird in Kap. B. 2 bis B. 8 hingewiesen.

Im Gegensatz zu den Inoceramen ist die Revision der nordwestdeutschen Cephalopoden zur Zeit noch wenig fortgeschritten. WIEDMANN hat zwar im Rahmen des MCE-Programms mit einer Neubearbeitung des westfälischen Materials begonnen, doch wurden erst Teile der Ergebnisse publiziert (WIEDMANN & SCHNEIDER 1979, WIEDMANN 1979). Auf KAPLANS (1982, unveröff.) Verdienste bei der Erarbeitung von Reichweite-Tabellen der nordwestfälischen Ammoniten-Faunen wurde bereits hingewiesen. Als weitere Grundlage waren die neueren Monographien von KENNEDY 1971, KENNEDY & HANCOCK 1978, WRIGHT 1979 etc. nützlich.

Das in dieser Arbeit verwendete Zonen-Schema basiert auf einer Kombination von Inoceramen- und Cephalopoden-Einheiten. Auch der Zonen-Typ ist ungleichgewichtig. Nur untergeordnet wurden echte Arten- oder Range-Zonen verwendet. Häufiger benutzten wir Faunen- oder Assemblage-Zonen, die nach zwei oder drei Index-Arten benannt wurden. Ein konsequentes Arten-Zonen-Schema hat stets den Nachteil, daß seltene Frühformen von Leitarten überbewertet werden, und daß die Hauptlager der vorhergehenden Leitform mitunter erst in die nachfolgende Zone fallen; z. B. würden sonst die in Fig. 4 ausgeschiedenen Peaks der *Mytiloides*-Spezies des unteren Unter-Turon nach den Befunden im Sack (KELLER 1982, Abb. 11) sämtlich ins obere Unter-Turon fallen. Für die Praxis der Zonen-Abgrenzung sind aber Öko-Maxima der älteren Leitart zweifellos wertvoller als seltene Zufallsfunde der jüngeren.

2. UNTER-CENOMAN

a) Abgrenzung: Die Stufen-Abgrenzung zum Alb wird traditionsgemäß mit der Cenoman-Transgression gezogen. Das entscheidende eustatische Event – in Fig. 2–4 als *ultimus/Aucellina*-Event bezeichnet – ist in den randnäheren Profilen allgemein durch eine mehr oder weniger große Schichtlücke gekennzeichnet, in den küstenferneren Bereichen durch einen Fazieswechsel (vgl. Kap. C. 3).

Mikro- und Makrofauna scheinen nach neueren Untersuchungen von JORDAN (1968), WIEDMANN & SCHNEIDER (1979) und WOOD

(unveröff.) dafür zu sprechen, daß das Cenoman bereits unterhalb der Transgression im obersten Flammenmergel einsetzt; z. B. scheiden WIEDMANN & SCHNEIDER (1979: 673) nach Ergebnissen vom Kassenberg eine Zone mit *Utaturiceras vicinale* aus, die noch unterhalb der *Mantelliceras mantelli*-Zone liegen soll.

b) Unterteilung: Die 1980 von ERNST & SCHMID benutzte Zweiteilung der Unter-Stufe wird im neuen Schema durch eine Dreiteilung ersetzt. Grundlage der Dreiteilung bildet nach englischem Vorbild die Gruppe der Mantelliceraten (KENNEDY & HANCOCK 1978). Sie ist für überregionale Korrelationen zweifellos besser geeignet als der *Schloenbachia*-Formenkreis, der im wesentlichen auf die boreale Kreide Europas beschränkt bleibt (vgl. WIEDMANN & SCHNEIDER 1979: 664). Für die regionale Untergliederung des Unter-Cenoman bietet sich aber *Schloenbachia* gemäß ihrer größeren Häufigkeit weiterhin an. Doch muß die Spezialbearbeitung der in zahlreiche Spezies und Subspezies aufgespaltenen Gruppe (*varians* – *subvarians* – *coupei* – *subtuberculatus* etc.) abgewartet werden.

Mit Hilfe der Inoceramen – *I. anglicus*, *I. crippsi* und *I. virgatus* – dürfte ebenfalls eine Dreiteilung der Unterstufe möglich sein, die aber den *Mantelliceras*-Zonen nur teilweise gleichgesetzt werden kann.

c) Faunenzone des *Neohibolites ultimus* und *Mantelliceras mantelli*:

Der von KENNEDY & HANCOCK (1978: V. 15) vorgeschlagenen Benennung des unteren Unter-Cenoman als Assemblage-Zone des *Hypoturrilites carcinanensis* (MATHERON) vermögen wir uns für NW-Deutschland nicht anzuschließen, da dieser Ammonit in unserer Region außerordentlich selten ist oder fehlt. Bei dem vom Kassenberg erwähnten Einzelfund soll es sich nach WIEDMANN & SCHNEIDER (1979: 658) überdies um einen *H. oberlini* DUBOURDIEU handeln. Wir haben diese Zone deshalb nach den beiden oben aufgeführten Leit-Cephalopoden benannt. *Neohibolites ultimus* (D'ORBIGNY) ist zumindest in den küstennäheren „Grünsand“-Profilen relativ häufig. Ebenso hat *Mantelliceras mantelli* (SOWERBY) nach den Tabellen von KAPLAN (1982, unveröff.) im nördlichen Westfalen im tiefen Cenoman sein Hauptlager. Typische Elemente der Begleitfauna sind Spätformen von *Inoceramus anglicus* WOODS und – vorzugsweise im Münsterland – diverse *Mariella*-Arten; für die Flachwasser-Fazies sind *Aucellina* charakteristisch und zwar *Aucellina uerpmani* POLUTOFF neben Spätformen des *gryphaeoides*-Morphotyps (vgl. KELLER 1982: 10 ff., WOOD 1982).

d) Zone des *Mantelliceras saxbi*:

Diese Zone läßt sich zumindest in den westfälischen Profilen mit einiger Genauigkeit fassen (vgl. KELLER 1982, KAPLAN 1982, unveröff., SEIBERTZ, unveröff.); in Niedersachsen ist die Leitform eher spärlich. Für Mittel- und Osteuropa läßt sie sich nach TRÖGER (1981: Abb. 1) im mittleren Unter-Cenoman ebenfalls als Leitform verwenden. *Schloenbachia varians* (SOWERBY) und verwandte Spezies oder Subspezies haben hier ihr Hauptlager.

e) Zone des *Mantelliceras dixoni*:

Die Leitform ist in den niedersächsischen und westfälischen Fundpunkten ziemlich selten (vgl. KELLER 1982; MEYER 1982). Häufiger scheint die verwandte Spezies – *M. orbignyi* (COLLIGNON) – aufzutreten, so daß sich, vorbehaltlich einer

zukünftigen Spezialbearbeitung, eine Umbenennung der Zone empfehlen könnte. Zu ähnlichen Ergebnissen kommen KENNEDY & HANCOCK (1978: V. 15) für das englische Zonen-Schema. Nach brieflicher Mitteilung von WOOD setzen sie in einer in Druck befindlichen Monographie *M. orbignyi* als neue Leitform ein. Als Hilfsmittel für die obere Abgrenzung der Zone kann das sog. *Orbirhynchia*-Ökoevent dienen, das an den Fundpunkt Baddeckenstedt und Sack wenige Meter unterhalb des Mittel-Cenoman nachgewiesen werden konnte.

3. MITTEL-CENOMAN

a) Abgrenzung: Die Untergrenze ist noch nicht vollständig abgesichert. Möglicherweise besteht ein geringmächtiger Zwischenbereich, in dem weder die Mantelliceraten der *dixoni/orbignyi*-Gruppe noch die mittelcenomanen Leit-Cephalopoden auftreten.

b) Unterteilung: Die noch 1980 von ERNST & SCHMID für die gesamte Unterstufe benutzte Bezeichnung „*rhotomagense*-Zone“ kann den Ansprüchen einer modernen Feinstratigraphie nicht mehr genügen. Nach internationalem Vorbild wird auch hier eine Dreiteilung versucht. Grundlage der Dreiteilung sind die Ammoniten-Gattungen *Acanthoceras* und *Turrilites*. *A. rhotomagense* (BRONGNIART) bleibt auf die unteren beiden Zonen beschränkt.

c) Faunenzone des *Turrilites costatus*, *Acanthoceras rhotomagense* und *Inoceramus schöndorfi*:

A. rhotomagense soll in dieser Zone sein Hauptlager besitzen (TROGER 1981: Abb. 1; KAPLAN 1982, unveröff.). Das gleiche gilt für *T. costatus* LAMARCK und den an vielen Orten typischen *T. scheuchzerianus* BOSC. Auch *Schloenbachia* – vielleicht *S. varians subvarians* SPATH – entwickelt ein weiteres Maximum. *Inoceramus schöndorfi* HEINZ kann als zusätzliches Leitfossil der Zone dienen, greift aber bis ins mittlere Mittel-Cenoman hinauf. Ein charakteristisches Ereignis dieser Zone ist das geringmächtige *Actinocamax primus*-Ökoevent (vgl. Kap. C. 4).

d) Faunenzone des *Turrilites acutus* und *Acanthoceras rhotomagense*:

T. acutus PASSY ist in allen nordwestdeutschen Vorkommen außerordentlich selten, so daß die exakte Abgrenzung der Zone schwierig ist. Das gleiche soll nach KAPLAN im nördlichen Münsterland für *A. rhotomagense* gelten, doch scheint diese Form in Niedersachsen in diesem Bereich etwas häufiger zu sein. Vielleicht steht dieser Befund mit der Regressions-Phase des „Middle Cenomanian-Event“ (Fig. 2–3) in Zusammenhang, die sich besonders im östlichen Teil unseres Arbeitsgebietes abzeichnet (vgl. Kap. C. 3. c). Im Gefolge der Verflachung werden Echiniden – vor allem *Holaster subglobosus* (LESKE) – häufiger und charakteristische Ichnofossil-Horizonte stellen sich ein. Stärkere Schichtreduktionen sind für diesen Bereich wahrscheinlich. Im Inoceramen-Schema kann *I. atlanticus* (HEINZ) als brauchbares Index-Fossil der Zone gelten, doch greift die Form bis zur Obergrenze der nächstfolgenden Zone hinauf (KELLER 1982: Abb. 9).

e) Zone des *Acanthoceras jukesbrownei*:

Die Leitform beschränkt sich auf einen geringmächtigen Horizont im höchsten Teil der Unterstufe, vorzugsweise auf die weit verbreitete untere Austern-Lage (sog. *Pycnodonte*-Event). Im nördlichen Münsterland wurde sie nach KAPLAN (mündl. Mitt.) kürzlich noch 3 m oberhalb dieses Events gefunden.

4. OBER-CENOMAN

a) Abgrenzung: Das Ober-Cenoman im heutigen Sinne umfaßt den größten Teil der früheren „Armen *rhotomagense*-Kalke“ und den tiefsten Abschnitt der ehemals ins Unter-Turon gestellten Rot- oder Buntpläner-Fazies (vgl. ERNST & SCHMID 1980: Fig. 31). Die Untergrenze des Ober-Cenoman ist durch das bereits erwähnte *Pycnodonte*-Event ausgezeichnet markiert.

b) Unterteilung: Die Neubearbeitung des Grenzbereichs veranlaßte uns, die 1979 und 1980 vorgeschlagene Zweiteilung des Ober-Cenoman durch eine Dreiteilung zu ersetzen. Die überwiegende Mehrzahl der Profile ist jedoch im Bereich der sog. *plenus*-Regression durch erhebliche Schichtreduktionen gekennzeichnet, so daß die oberen Zonen stratigraphisch kondensiert sind oder überhaupt ausfallen können. Nur in den Schwarzschiefer-Folgen der Fundpunkte Misburg und Wunstorf sind die Profile vollständiger entwickelt (vgl. Kap. C. 6).

c) Faunenzone des *Inoceramus pictus* und *Calycoceras naviculare*:

Sie umfaßt den überwiegenden Teil der Schreibkreide-ähnlichen Cocco lithen-Fazies, die aufgrund ihrer Fossilarmut in der Lithostratigraphie als „Arme *rhotomagense*-Kalke“ bezeichnet wurde. Häufigster Zonen-Indikator ist *Inoceramus pictus pictus* SOWERBY und verwandte Unterarten (TROGER 1981: Abb. 1; KELLER 1982). Insbesondere in Wunstorf konzentrieren sich die Leit-Inoceramen wenige Meter unterhalb der Faziesgrenze zu einem korrelierbaren Ökoevent. Der in den westeuropäischen Zonen-Schemata zur Benennung benutzte *Calycoceras naviculare* (MANTELL) oder eine verwandte Form konnte bisher nur in Wunstorf unmittelbar unter der Faziesgrenze nachgewiesen werden. Er besitzt demzufolge nur für überregionale Korrelationen Interesse. Nach KENNEDY & HANCOCK (1978: V. 16) wird die Bedeutung dieses Leitfossils noch dadurch eingeengt, daß sich sein Hauptlager in Frankreich erst in der nachfolgenden Zone befindet. Für Mittel- und Osteuropa legt TROGER (1981: Abb. 1) den Verbreitungsbereich jedoch unter die *plenus*-Zone.

d) Faunenzone des *Actinocamax plenus* und *Metoicoceras geslinianum*:

Das Vorkommen von *A. plenus* (BLAINVILLE) beschränkt sich in Niedersachsen auf einen geringmächtigen Horizont im basalen Rotpläner, namentlich auf die sog. *plenus*-Bank, wenige Dezimeter über der Faziesgrenze (vgl. ERNST, SCHMID & KLEISCHIES 1979 und Fig. 6). Der Kosmopolit *M. geslinianum* (d'ORBIGNY) liegt nach WIEDMANN & SCHNEIDER (1979: 673) als Einzelfund aus der *plenus*-Zone des Kassenberges vor. Ein weiterer *M. cf. geslinianum* fand sich in Misburg, mutmaßlich knapp unter der Schwarzschiefer-Fazies. Charakteristi-

sche Begleitformen in den ostniedersächsischen Profilen sind *I. pictus* ssp. und *Orbirhynchia* cf. *wiesti* (QUENSTEDT).

e) Zone des *Neocardioceras juddii*:

Diese Zone wurde vorerst provisorisch in Anlehnung an die westeuropäischen Gliederungs-Schemata abgegrenzt. Der einzige Nachweis von *Neocardioceras*-ähnlichen Formen gelang bisher nur in der Schwarzschiefer-Fazies von Misburg in Schicht-Nr. 133 (ERNST 1975: Abb. 5) (sog. *Neocardioceras*-Event in Fig. 4 und Kap. C. 4). In der gleichen Schicht sind auch andere Ammoniten – namentlich Sciponoceraten (*S. gracile* ?) – häufig. Typische Begleitelemente sind stark verpreßte *Inoceramus* oder *Mytiloides*. Eine Bearbeitung der Ammoniten-Fauna ist wegen des mißlichen Erhaltungszustandes schwierig, so daß deren Zuordnung zum obersten Cenoman noch nicht abgesichert ist. WOOD ist aufgrund eines an *Watinoceras* erinnernden Fundstücks der Ansicht, daß es sich auch um basales Turon handeln könnte. Bei exakter Bestimmung ließen sich die Ammoniten als gute Hilfsmittel für überregionale Korrelationen mit Westeuropa und Nordamerika verwenden. Von Interesse ist, daß *Neocardioceras* auch aus der sächsischen Kreide bekannt ist und daß J. KENNEDY 1982 anlässlich einer Tagungs-Exkursion ein Einzelstück in der Regensburger Kreide gefunden hat. Demgegenüber scheint die *Neocardioceras*-Zone in allen Rotpläner-Profilen unseres Raumes aufgrund der erwähnten lückenhaften Sedimentation zu fehlen, und das erste Ökomaximum der unterturonen *Mytiloides*-Formen liegt meist schon dicht oberhalb der *plenus*-Bank (z. B. Lesser Mulde, Sack- und Hilsmulde; vgl. auch Fig. 6).

5. UNTER-TURON

KAUFFMAN (1978) und TRÖGER (1981) führen eine sehr detaillierte Gliederung der Unter-Stufe in 5 bis 6 Zonen auf der Grundlage von *Mytiloides*-Arten und -Unterarten durch. Nach KELLER (1982) ist es zweifelhaft, ob diese Feingliederung auf die niedersächsischen Profile übertragen werden kann; er beschränkt sich auf eine Zweigliederung; eine ähnliche Auffassung vertritt SEIBERTZ (1979, unveröff.) für das südliche Münsterland. Wesentlich dürfte dies darauf beruhen, daß in der Rotpläner-Fazies Niedersachsens und der zeitäquivalenten Kalkknollen-Fazies SE-Westfalens stärkere Schichtreduktionen vorliegen, so daß Formen, die im Western Interior der USA sowie im westlichen und östlichen Europa aufeinanderfolgen, bei uns im gleichen Horizont vorkommen können. Durch präzise Schicht-für-Schicht-Aufsammlungen muß dieses Problem – besonders auch in den weniger stark kondensierten turonen Anteilen der Schwarzschiefer-Profile – kontrolliert werden. Bis dahin haben auch wir uns in Fig. 2–5 mit einer Zweigliederung der Unter-Stufe begnügt. Wir haben aber Hinweise dafür, daß sich in einigen weniger stark kondensierten Rotpläner-Profilen (z. B. Baddeckenstedt) ein basaler Abschnitt abtrennen läßt, in dem selte *Mytiloides opalensis* (BÖSE) (non SEITZ \cong *M. goppelnensis* (BADILLET & SORNAY)) mit *M. mytiloides* koexistieren. Zumindest an diesen Fundpunkten ist also die Ausscheidung einer *opalensis/mytiloides*-Zone möglich. Im oberen Unter-Turon (sensu auctt.) müssen die Vertikalreichweiten von *M. subhercynicus* (SEITZ) und *M. hercynicus* (PETRASCHEK) noch genauer überprüft werden. In Profilen mit geringerer

Kondensation (z. B. Misburg) liegt der Horizont von *M. subhercynicus* eindeutig über dem der *mytiloides/labiatus*-Gruppe, in anderen (z. B. Sackmulde, s. KELLER 1982: Abb. 11) fällt er mit diesem zusammen. Die nomenklatorische Frage, ob der Name *M. subhercynicus* durch *M. transiens* (SEITZ) zu ersetzen ist, wurde zuletzt von KELLER (1982: 133) diskutiert. Hinsichtlich der umstrittenen Einordnung der *subhercynicus*- und *hercynicus*-Zone ins basale Mittel-Turon sei auf SEIBERTZ (1979) und TRÖGER (1981) verwiesen.

6. MITTEL-TURON

a) Abgrenzung: Die Angleichung an das internationale Schema machte es notwendig, die breite, traditionelle deutsche Fassung des Mittel-Turon aufzugeben und die Unter-Stufe auf deren tieferen Abschnitt zu beschränken, in dem *Inoceramen* der *apicalis/cuvierii/lamarcki*-Formenkreise vorherrschen. Die Beweisführung für diese Neufassung wird in den Arbeiten von SEIBERTZ (1979), TRÖGER (1981), KELLER (1982) u. a. ausreichend behandelt. Keineswegs ausdiskutiert ist aber die Frage der neuen Mittel-/Ober-Turon-Grenze in NW-Deutschland. Der einfachste Weg wäre zweifellos, das traditionelle untere Mittel-Turon zum neuen Mittel-Turon, und das frühere obere Mittel-Turon zum Ober-Turon zu machen. Dagegen bestehen jedoch fundierte Bedenken. Sie veranlassen uns, in Fig. 2–5 zwei Möglichkeiten der Grenzziehung aufzuzeigen. Der fragliche Zwischenbereich – als Übergangszone des *I. ex gr. cuvierii* und *I. costellatus* cf. *pietzschii* bezeichnet – wird im Abschnitt B. 7 behandelt.

Für die darunterliegende Schichtfolge bietet sich eine Zweitteilung an, die den von TRÖGER (1981: Abb. 2) ausgeschiedenen Einheiten 17 und 18 entsprechen.

b) Faunenzone des *Inoceramus apicalis* und *I. cuvierii*:

In dieser Zone koexistieren kleine bis mittelgroße schwach skulpturierte *I. cuvierii* SOWERBY mit *I. apicalis* WOODS. Klar auszuscheiden ist diese Zone beispielsweise an den Lokalitäten Kahnstein, Lesser Mulde, Misburg, Sack etc. An der Unter-Grenze besteht ein Überlappungsbereich mit dem oberen Abschnitt der *hercynicus*-Zone, und im Sack-Profil liegt das Hauptlager von *M. hercynicus* bereits in der tieferen *apicalis/cuvierii*-Zone (KELLER 1982). In England reicht *I. apicalis* noch tiefer, in die *Mytiloides labiatus*-Zone (s. l.) hinab, und in diesem Niveau liegt auch das Stratum typicum dieser von WOODS benannten Form.

c) Faunenzone des *Inoceramus lamarcki*, *I. apicalis* und *I. cuvierii*:

Oberhalb der *apicalis/cuvierii*-Zone gesellen sich im Bereich der Tufflage C (Fig. 5) den bisherigen Leit-*Inoceramen* eindeutige *lamarcki*-Formen hinzu. *I. cuvierii* zeigt in diesem Abschnitt neben einer Größenzunahme eine stärker ausgeprägte Skulpturierung. Hier bietet sich deshalb die Ausscheidung einer *lamarcki/apicalis/cuvierii*-Faunenzone an (Fig. 2–5).

7. OBER-TURON

a) Abgrenzung: Das reiche Arten-Spektrum der *Inoceramen* im Ober-Turon macht eine einheitliche Unterteilung

schwierig. Hinzu kommt, daß weder die Unter- noch die Ober-Grenze der Unter-Stufe zufriedenstellend abgeklärt ist.

Grenze Mittel-/Ober-Turon: Die Grenzziehung ist keineswegs so problemlos wie SEIBERTZ (1979c: 116) behauptet. Die Problematik wird besonders in TRÖGERS Gegenüberstellung verschiedener Gliederungs-Schemata deutlich. Unglücklicherweise kann von unserer Seite nur wenig zur Klärung der Grenzstreitigkeiten beigetragen werden, da die entscheidenden Zonen-Ammoniten – *Collignoniceras woolgari* (MANTELL) und *Romaniceras deverianum* (D'ORBIGNY) – in NW-Deutschland selten sind resp. fehlen. Jedoch ist die oberturone *neptuni*-Zone mit ihrer sog. *reussianum*-Fauna (KENNEDY & HANCOCK 1978) durch ein reiches Ammoniten-Spektrum im *Hyphantoceras reussianum*-Ökoevent (Fig. 4) und dessen angrenzenden Teilen ausgezeichnet belegt und kann die basale Abgrenzung des Ober-Turon erleichtern. Charakteristische Glieder der *reussianum*-Fauna – wie *Scaphites genitizii* D'ORBIGNY und *Hyphantoceras reussianum* (D'ORBIGNY) selbst – greifen in den niedersächsischen Profilen Kahlstein und Woltwiesche bei Söhlde vereinzelt bis in den Bereich der gut faßbaren Lithoevents Tuff E und Mergellage M_E hinab (Fig. 5). Hier besteht damit eine empfehlenswerte Möglichkeit der Abgrenzung. Es kommt hinzu, daß das sog. „Upper *Conulus*-Eustatoevent“ dicht unterhalb der Tufflage E einen weiteren, vielerorts ausscheidbaren Leithorizont repräsentiert, der sich besonders in der Schwellen-Fazies durch großen Echiniden-Reichtum auszeichnet (z. B. in Wullen, Sarstedt, Woltwiesche; ERNST 1978 und ERNST, SCHMID & KLI-SCHIES 1979).

Ein Nachteil dieser Grenzziehung wäre es, daß die Stufen-Untergrenze alsdann in die Vertikalreichweite von *I. costellatus* (s. l.) fallen würde. Das Erstauftreten dieser Form sollte aber nach Meinung einiger Inoceramen-Stratigraphen die Ober-Turon-Basis markieren (z. B. SEIBERTZ 1979, KELLER 1982). In den ostniedersächsischen Profilen Salder und Söhlde finden sich *costellatus*-ähnliche Formen erstmals bereits unterhalb der Tufflage D in einem gut faßbaren Ökoevent, das sich als zweite Möglichkeit der Unterstufen-Abgrenzung eignet.

Grenze Ober-Turon/Unter-Coniac: Auch diese Grenze ist auf Inoceramen-Basis bisher nicht ausdiskutiert (vgl. TRÖGER 1981: Abb. 3). KAUFFMAN (1978), SEIBERTZ (1979) u. a. ziehen sie mit dem Erstauftreten von *Inoceramus rotundatus* FIEGE, *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER), der als Leit-Ammonit des Unter-Coniac gilt, dürfte jedoch erst etwas später einsetzen, so daß die Grenze zum Coniac dann innerhalb der Vertikalreichweite von *I. rotundatus* – möglicherweise in dessen erstem Hauptlager – gezogen werden müßte (*rotundatus*-Event in Fig. 4; vgl. auch RAWSON et al. 1978, KELLER 1982 u. a.).

b) Unterteilung: Faßt man die Unterstufen-Grenzen im oben diskutierten Sinne (Ersteinsetzen von *I. costellatus* s. l. bis zur Untergrenze des *rotundatus*-Events), so könnte man mit TRÖGER (1981) in diesem Abschnitt vier Einheiten abgrenzen (Unit 19, 21, 22 und tieferer Teil von 23). KELLER (1982) verfeinerte die Gliederung durch etwas abweichende Kombination der Inoceramen-Spektren. Wir selber führen in Fig. 2–5 nach den Befunden in Ost-Niedersachsen eine Fünfgliederung durch, wobei wir aber offenlassen, ob die unterste

Zone mit dem Überlappungsbereich von mittel- und oberturnen Inoceramen-Formen zum Mittel- oder Ober-Turon gehört.

c) *Übergangszone des Inoceramus ex gr. cuvierii und I. costellatus cf. pietzschii:*

Als mittelturone Charakterformen dieser Faunenzone haben großwüchsige und grob berippte *I. cuvierii* und ebenfalls große *I. lamarkii stümckei* HEINZ zu gelten. Vergesellschaftet sind sie mit Inoceramen des *inaequivalvis*-Formenkreises, die mutmaßlich den Unterarten *falcatus* und *modestus* zugehören. Neben diesen, in den meisten niedersächsischen Fundpunkten dominierenden Elementen, treten kleinwüchsige, dünnchalige Inoceramen auf, die wir – vorbehaltlich einer genaueren Untersuchung – vorerst als *I. costellatus cf. pietzschii* bezeichnen. Sie beschränken sich in den Profilen der Lesser Mulde anfangs auf eine geringmächtige Lage ca. 6 m unterhalb des Tuffs D und sind hier mit zahlreichen dünnchaligen Echiniden (*Sternotaxis* u. a.) vergesellschaftet. Im Bereich der Leithorizonte Tuff E und Mergellage M_E treten z. B. in Salder und Woltwiesche erneut dünnchalige Inoceramen auf, deren Art-Zugehörigkeit aber noch unsicher ist.

Folgt man dem TRÖGERSchen Schema, so dürfte die in Frage stehende Zone seiner Einheit 19 entsprechen, in der *I. lamarkii stümckei* mit *I. inaequivalvis* koexistiert. *I. costellatus pietzschii* wurde von ihm allerdings erst oberhalb von 19, in seiner Einheit 21 registriert. Nicht auszuschließen ist, daß in unserem Raum Schichtreduktionen im Gefolge des „Upper *Conulus*-Event“ vorliegen.

d) *Faunenzone des Inoceramus costellatus s. l. und I. striatoconcentricus striatoconcentricus:*

Diese Zone umfaßt einen relativ geringmächtigen Bereich, der in – oder etwas oberhalb – der Mergellage M_E beginnt und noch innerhalb der bereits erwähnten ammonitenreichen Folge, d. h. den Scaphiten-Schichten s. str. endet. Sie ließ sich insbesondere in Groß Elbe mit befriedigender Genauigkeit fassen; ihre Obergrenze liegt hier ca. 10 m über dem eigentlich *Hyphantoceras*-Event am Top der Schicht 95 (BADAYE, unveröff.). Es muß geprüft werden, ob die KELLERSche Auffassung zu Recht besteht, daß es sich bei den *costellatus*-Formen dieses Bereiches tatsächlich um die Typus-Unterart handelt. Allem Anschein nach entspricht unsere Zone nämlich TRÖGERS Einheit 21, in der *I. striatoconcentricus striatoconcentricus* mit *I. costellatus pietzschii* koexistieren soll. In einer brieflichen Mitteilung schließt sich auch C. J. WOOD dem TRÖGERSchen Konzept weitgehend an. Demzufolge könnte es notwendig werden, das in Fig. 2–5 angegebene Index-Fossil *I. costellatus costellatus* durch *I. costellatus pietzschii* zu ersetzen. Neben den namengebenden Leitarten wurde in einigen niedersächsischen Profilen (z. B. Sack, Flöteberg, Söhlde) *I. inaequivalvis* registriert, und KELLER (1982) verzeichnete schon die ersten *M. labiatoidiformis*.

e) *Faunenzone des Mytiloides labiatoidiformis und M. striatoconcentricus striatoconcentricus:*

Die Zonen-Untergrenze wurde soeben diskutiert; die Obergrenze fällt nach neuesten Ergebnissen in Groß Elbe und Salder in den Bereich der Tufflage F, so daß sie in Fig. 4 um 3 bis 4 m nach unten verlagert werden muß. Die Inoceramen-

Fauna dieses Abschnitts zeigt einen signifikanten Wechsel, und deren Artenzahl erhöht sich bedeutend (KELLER 1982: Abb. 20; TRÖGER 1981). Neben den Zonen-Leitformen treten *M. striatoconcentricus* aff. *carpathicus* (SIMIONESCU), *I. frechi* FLEGEI, *I. siegei* TRÖGER, *I. dresdensis* TRÖGER, *I. costellatus* u. a. auf. Manche dieser Formen lassen sich hinsichtlich einer Ökostratigraphie verwenden. So scheint sich *I. siegei* auf einen geringmächtigen Horizont rd. 5–6 m unter der Tufflage F zu konzentrieren (Groß Elbe und Sack). An den gleichen Fundpunkten zeigt *M. striatoconcentricus* aff. *carpathicus* dicht unterhalb von F ein Maximum.

Die Affinität der beiden Ökomaxima legt es neben anderen faunistischen Belegen nahe, KELLERS (1982: Abb. 16) unbenannten Tuff im Profil Adenstedt V der Sackmulde als Tuff F zu identifizieren. Die von KELLER postulierte Aufschlußlücke von rd. 10 m zwischen den Profilen Adenstedt V und Sack I beruht nach Meinung von G. E. und F. S. auf einer Fehlinterpretation und beide Aufschlüsse überlappen sich sogar.

Das Hauptlager von *M. labiatoidiformis* registrierte KELLER (1982: Abb. 17) ebenfalls im Bereich von Tuff F. Im östlichen Niedersachsen ist letztgenannte Form dagegen eher selten; dies scheint nach TRÖGER auch für Mittel- und Osteuropa zu gelten. Einschränkend ist anzumerken, daß KELLER die Art *M. labiatoidiformis* (TRÖGER) wesentlich breiter faßt, als TRÖGER (1967) es in seiner Originalbeschreibung getan hat.

f) Faunenzone des „*Inoceramus* aff. *frechi*“:

Die Zonen-Untergrenze ist durch die drei nahe beieinanderliegenden Tuffe F und G sowie das *Micraster*-Event ausgezeichnet markiert. Die Obergrenze wurde in den Profilen Salder, Kahnstein, Sack und Hils unterschiedlich gefaßt. Nach den Befunden in Salder liegt sie zwischen den beiden *Didymotis*-Ökoevents (Fig. 4), womit die Zonen-Mächtigkeit in diesem Profil ziemlich bedeutend wäre (ca. 70 m). Für die Zukunft streben wir deshalb eine detailliertere Unterteilung an. Erschwerend wirkt sich aus, daß Inoceramen nur in den unteren und oberen Profilabschnitten häufiger sind, in denen sich auch die bisher bekannten Ökoevents konzentrieren. Gute Korrelations-Hilfe versprechen jedoch die zahlreichen Mergel- und Kalkmergellagen, die für fast alle niedersächsischen Profile kennzeichnend sind (z. B. Sack, Salder, Flöteberg, Lüneburg). Die derzeitige Benennung – als Zone des „*I. aff. frechi*“ – stellt ein von WOOD vorgeschlagenes Provisorium dar. Die exakte systematische Stellung und Determination der Leitform muß noch geprüft werden. Eine gewisse Verwandtschaft besteht zu *I. glatziae* (sensu RADWAŃSKA) und zu *M. labiatoidiformis* (im breiten Sinne von KELLER). Die im Sackwald von KELLER (1982: Abb. 2) durchgeführte Gliederung weicht in diesem Abschnitt gravierend von der unsrigen ab. Für den unteren Teil unserer „*I. aff. frechi*“-Zone wählte KELLER *I. waltersdorffensis hannovrensis* HEINZ als Zonen-Indikator. Dieser Version vermögen wir uns für die ostniedersächsischen Profile nicht anzuschließen, da Inoceramen des *waltersdorffensis hannovrensis*-Komplexes in diesem Niveau nur sehr vereinzelt auftreten und erst dicht unter der Turon/Coniac-Grenze häufig werden (vgl. Kap. B. 7. g). Die höheren Teile unserer „*I. aff. frechi*“-Zone schlägt KELLER schon seiner *rotundatus*-Zone zu. Auch dieser

Zuordnung müssen wir widersprechen, da der leitende *I. rotundatus* FIEGE zunächst äußerst spärlich bleibt oder überhaupt fehlt. Erst in der unteren *Cremneceramus*-Unterstufe entwickelt er auffällige Ökomaxima (vgl. Kap. B. 8). Leider entspricht damit weder unsere *rotundatus*- noch unsere *waltersdorffensis hannovrensis*-Zone der KELLERSchen Fassung, und wir müssen den geneigten Leser nachdrücklich auf diese Diskrepanzen in den beiderseitigen Gliederungsschemata aufmerksam machen. Neben der Leitform konnten wir in der „*I. aff. frechi*“-Zone Inoceramen der *striatoconcentricus*- und *costellatus*-Gruppe, *I. longealatus* TRÖGER, *I. cf. glatziae*, *I. websteri* (sensu WOOD non MANTELL), *I. lusatiae*, *I. dresdensis* u. a. nachweisen, von denen jedoch keiner ausreichende Leitfossil-Eigenschaften besitzt.

g) Subzone des *Inoceramus waltersdorffensis hannovrensis*:

Diese Einheit umfaßt nur einen ziemlich geringmächtigen Bereich unterhalb der von uns gewählten Turon/Coniac-Grenze. In Schicht 45 des Profils Salder ist ihre Untergrenze durch das Massenauftreten kleinwüchsiger Exemplare des Leitfossils gekennzeichnet. Die typische Begleitform ist ein relativ großwüchsiger *Didymotis* (nach WOOD vielleicht *D. uermoesensis* (SIMIONESCU)). Beide zusammen charakterisieren ein markantes Ereignis, das in Fig. 4 als oberes *Didymotis*-Event ausgeschieden ist. Es bleibt abzuwarten, ob sich dieses Event auch in anderen Profilen nachweisen läßt; zumindest am Kahnstein ist es aller Wahrscheinlichkeit nach vorhanden. *I. waltersdorffensis* und seine Unterarten zählen in Salder auch noch oberhalb der Coniac-Grenze zu den häufigsten Fossilien. In Schicht 57 – rd. 10 m über der Stufengrenze – konzentrieren sie sich zu einem weiten Ökoevent mit vorwiegend großen, dem Typus von *I. w. hannovrensis* gleichenden Exemplaren. *Didymotis* bildet in der obersten „*I. aff. frechi*“-Zone (Schicht 39 in Profil Salder) eine weitere markante Lage, so daß die Ausscheidung einer *Didymotis*-„Range-Zone“ möglich ist; letztere könnte entscheidend zur Korrelation mit der amerikanischen Oberkreide beitragen und für die Diskussion der Turon/Coniac-Grenze nützlich sein. Angemerkt werden muß, daß WOOD es für wahrscheinlich hält, daß *Didymotis* in den USA in etwas höherer Position auftritt.

8. UNTER-CONIAC (*Cremneceramus*-Unterstufe)

Die Untergrenze wurde bereits mehrfach angesprochen (Kap. B. 7. a und B. 7. g). Wir definieren sie mit dem ersten Massenauftreten von *I. (Cremneceramus) rotundatus*, einem offenbar überregionalen Ereignis, das bisher an den Lokalitäten Salder, Sack und Staffhorst nachgewiesen werden konnte. Für die Detailgliederung des Unter-Coniac bietet sich die *Cremneceramus*-Reihe *rotundatus* – *erectus* – *deformis* an. Häufigkeit und weite Verbreitung prädestinieren sie bekanntmaßen zu brauchbaren Leitformen. Gute Eignung zur Korrelation verspricht ferner das *inconstans*-Event (Fig. 4), das sicherlich über Salder und Staffhorst hinaus auch andernorts nachgewiesen werden kann.

C. EVENT-STRATIGRAPHIE

1. ALLGEMEINES ZUR EVENT-STRATIGRAPHIE

Wenn man die zahlreichen, seit Begründung des IGCP-Projekts weltweit unter dem kleidsamen Terminus „Mid-Cretaceous Events“ erschienenen Publikationen und Vortragsreferate der MCE-Symposien Revue passieren läßt, so befassen sich nur wenige mit einer echten Event-Stratigraphie. Neben klassischen Forschungsobjekten – wie Litho- und Biostratigraphie, Fauna, Evolution und Fazies – wurden zwar auch eustatische, orogenetische, plattentektonische oder anoxische Events behandelt, doch suchte man sie nur selten für eine umfassende und übergreifende Event-Stratigraphie zu nutzen.

Auch unsere Arbeitsgruppe verwendete anfangs ihre Hauptarbeitskraft auf traditionelle stratigraphische und faunistische Zielsetzungen. Den Events – als geochronologischen Hilfsmitteln – standen wir eher skeptisch gegenüber. Mit zunehmender Verfeinerung der Gliederungssysteme zeigte sich jedoch, daß die klassischen Methoden bei Feinkorrelationen der Gebietsstandards ihre Grenzen erreicht hatten. Immer wieder mußten wir feststellen, daß die Vertikalreichweiten der Leitformen keineswegs in allen Gebieten und differierenden Faziesbereichen übereinstimmten. Insbesondere hängen die üblichen Biozonen-Vergleiche zu stark vom jeweiligen Fossilreichtum, von Zufallsfunden seltener Leitarten, Intensität der Sammelarbeiten und Aufschlußverhältnisse ab. Exakte Profil-Korrelationen sind auf dieser Basis kaum durchzuführen.

Bei der Lösung dieses Dilemmas erwiesen sich jedoch die Events als probates Mittel. Mit ihrer Hilfe konnten regionale Differenzen in den geochronologischen Schemata ausgeglichen und überbrückt werden. Der Umfang von Schichtlücken und das Ausmaß von stratigraphischen Reduktionen und Kondensationen ließ sich mit wachsender Genauigkeit abschätzen.

Die Event-Stratigraphie erhielt somit definitiv eine Art selbständigen Rang unter den geochronologischen Methoden, ohne daß sie allerdings auf das mehr oder weniger weitmaschige Netz der Zonen-Gliederung verzichten kann.

Klassifikation der Events: Klassifikatorisch wurde zwischen Eustato-, Öko-, Litho-, Tephro-, Tekto-, Phylo- und oxisch/anoxischen Events unterschieden. Unter diesen kommt den eustatischen Events sicherlich eine herausragende, vielfach überregionale Bedeutung zu. Aber auch gewisse Ökoevents zeigen eine bemerkenswerte horizontale Reichweite und spiegeln die Gleichzeitigkeit von Umweltänderungen in den europäischen Kreidemeeren wieder (vgl. Kap. C. 7).

Wie bei jeder Klassifikation ist eine scharfe Trennung der verschiedenen Event-Typen in vielen Fällen schwierig. Eher sind Überschneidungen die Regel. Eustatoevents mit regressiven Tendenzen dokumentieren sich häufig als Lithoevents oder als Fossillagen (Ökoevents). Ebenso werden oxisch/anoxische Ereignisse habituell erst durch Fazieswechsel oder Lithoevents kenntlich.

2. OST/WEST- UND NORD/SÜD-KORRELATION

In den folgenden Kapiteln haben wir uns im wesentlichen auf eine Ost/West-Korrelation der isolierten Kreide-Gebiete von Ostniedersachsen, Zentralniedersachsen und Westfalen konzentriert. Die Brücke zu den lokalen nördlichen Aufschlüssen von Staffhorst, Lüneburg und Helgoland ist schwieriger zu schlagen. Die Ausweitung des Event-Korrelationsschemas auf die west- und osteuropäischen Regionen kann im Rahmen dieser Publikationen nur andiskutiert werden (s. Kap. C. 7). Geotektonisch werden die Kreide-Vorkommen von Ost- und Zentral-Niedersachsen durch die sog. Mittelmeer-Mjösen-Strukturzone getrennt. Zwischen die zentralniedersächsische und westfälische Kreide schaltet sich das Hochgebiet der Lippisch-Westfälischen Schwelle ein (Fig. 1). Die Ablagerungsräume zeigen einige grundsätzliche Unterschiede.

In Niedersachsen beeinflußten halokinetische Faktoren das Sedimentationsgeschehen, und die Position der Profile zu den Salzdiapiren spielt eine wesentliche Rolle. Je nachdem, ob sich die Aufschlüsse an den Flanken der Salzstöcke oder in den dazwischenliegenden weitgespannten Mulden befinden, ist zwischen Schwellen-, Randsenken- und Becken-Fazies zu unterscheiden (vgl. ERNST, SCHMID & KLISCHIES 1979). Schon in nahe benachbarten Profilen kann es zu Sedimentations- und Mächtigkeits-Differenzierungen kommen (vgl. Kap. C. 3 sowie KELLER 1982, MEYER 1982, SEIBERTZ 1981).

Vergleichsweise ruhig verlief die Sedimentation am Nordrand des Münsterlandes. Hier lassen sich die Aufschlüsse schon auf lithostratigraphischer Basis zufriedenstellend korrelieren. Nur am Westrand, im Grenzbereich zur ostholländischen Schwelle und rheinischen Masse liegen z. B. in Wülften Sedimente mit reduzierter Mächtigkeit vor.

Am Südrand des Münsterlandes schalten sich in die karbonatische Normalfazies verschiedentlich „Grünsande“ ein, die in der Regel Schichtlücken indizieren (vgl. Kap. C. 3). Außerdem komplizieren Sedimentations-Anomalien einen ruhigen Ablauf, die nach SEIBERTZ (1979a) durch Schollentektonik verursacht wurden.

Von den nördlichen Kreide-Aufschlüssen – Staffhorst, Lüneburg und Helgoland – liefert nur Staffhorst ein relativ lückenarmes Profil mit rd. 230 m mächtigem Cenoman und Turon. Lüneburg und Helgoland liegen auf den Kissen von kreidezeitlich aktiven Salzstrukturen und zeigen entsprechende Schichtreduktionen. Nachteilig wirkt sich aus, daß die Event-Stratigraphie in den abgesoffenen Kreidegruben von Lüneburg und in dem bereits 1961–1964 abgeteuften Schachtprofil Staffhorst nicht mehr gezielt überprüft werden kann. Eine Rekonstruktion ist nurmehr anhand von Fossilmaterial, Berichten und Literaturangaben möglich (z. B. HEINZ 1926). In Helgoland sind die anstehenden Schichten nur submarin zugänglich, und die Profilbearbeitung muß sich vornehmlich auf ertautete und angeschwemmte Proben stützen (SCHMID & SPAETH 1980).

3. EUSTATOEVENTS (Fig. 2-3)

Die untere Oberkreide unseres Raumes ist verhältnismäßig reich an eustatischen Events, so daß mit ihrer Hilfe eine ziemlich detaillierte Gliederung möglich ist. Vom Cenoman bis Mittel-Coniac lassen sich etwa ein Dutzend Ereignisse ausscheiden, die sich nach Fig. 3 einigermaßen regelmäßig auf diesen Zeitabschnitt verteilen. Der mittlere Abstand der Meeresspiegelschwankungen berechnet sich anhand der absoluten Skala mit rd. einer $\frac{3}{4}$ Million Jahre.

Benennung: Wir haben uns auf den eher unverbindlichen Terminus „Eustatoevent“ geeinigt, da ein klarer Entscheid über die trans- oder regressive Tendenz von eustatischen Ereignissen nicht immer möglich ist. Geht einer Transgression eine Regression voraus, so ist letztere häufig nur negativ, durch einen Hiatus gekennzeichnet, und erst die transgressive Phase hinterläßt typische Hinweise im Sedimentationsgeschehen. Die Einzel-Events wurden von uns entweder nach dem stratigraphischen Abschnitt oder ihren charakteristischen Fossil-Assoziationen benannt. Vorzugsweise wurden Echiniden und Austern herangezogen, die zumindest bei Massenaufreten als brauchbare Flachwasser-Anzeiger gewertet werden können.

Kennzeichen der Eustatoevents: Habituell können Eustatoevents ihren Ausdruck in Transgressions-Anzeichen, Erosionstaschen, Schichtlücken, Hartgründen, Glaukonit-Horizonten, Konkretions- oder Kalkknollen-Lagen, abrupten Faziesänderungen, Sedimentations-Anomalien oder Fossillagen finden. Alle diese Phänomene wurden in Fig. 2 durch spezifische Symbole gekennzeichnet und in ihrem regionalen Wandel dargestellt. Sofern nur Striche in die Einzelpalten eingetragen sind, so können diese entweder Kenntnislücken oder den objektiven Mangel an charakteristischen Hinweisen bedeuten.

Glaukonit-Horizonte: Sämtliche „Grünsand“-Events der westfälischen Kreide – wie *ultimus*-, Hemmerner-, Bochumer-, Soester- oder Rothenfelder-„Grünsand“ – repräsentieren nach unserer Meinung eustatische oder tektonogenetische Ereignisse, denen vielfach Schichtlücken vorausgehen. Besonders umfangreich dürfte der Hiatus an der Basis des oberturonen Soester „Grünsandes“ sein. Allem Anschein nach besitzen alle westfälischen Glaukonit-Horizonte zeitgleiche lithologische oder faunistische Äquivalente in der niedersächsischen Kreide.

Küsten-/Becken-Bereich: Eustatoevents prägen sich ihrer Natur nach in küstennäherer paläogeographischer Position deutlicher ab als im Beckeninnern. Deshalb nimmt es nicht Wunder, daß in den küstenferneren Profilen von Staffhorst, Lüneburg und Helgoland bisher nur wenige eustatische Ereignisse belegt werden konnten. Doch spielt hierbei auch der dürftige Kenntnisstand dieser Aufschlüsse eine Rolle (s. Kap. C. 2).

Isochronie: Es ist uns bewußt, daß die exakte Isochronie vieler Eustatoevents – wie die der anderen Events – in etlichen Fällen noch eingehender überprüft und durch Spezialuntersuchungen abgesichert werden muß. Gerade bei transgressiven Ereignissen muß ihrer Natur nach mit diachronen Tendenzen gerechnet werden.

Trans- und Regressionskurve (Fig. 3): Eine Bewertung der trans- oder regressiven Tendenzen ist quantitativ nur schwer durchzuführen. Daher haben wir in Fig. 3 bewußt darauf verzichtet, dem mutmaßlich globalen Anstieg des Meeresspiegels im Verlauf des Alb-Cenoman Rechnung zu tragen. Diese Tendenzen wurden mehrfach in jüngeren Publikationen von HANCOCK (1969, 1975: Fig. 5), HANCOCK & KAUFFMAN (1979: Fig. 4-5) u. a. aufgezeigt und diskutiert. Der in Fig. 3 eingezeichnete Kurvenverlauf hat eher unsere subjektive Intuition für den regional eng begrenzten nordwestdeutschen Raum zur Grundlage. Wir sind der Ansicht, daß die kleinräumigen epirogenetischen, orogenetischen und halokinetischen Vorgänge die globalen Ereignisse vielfach überprägen und überlagern. Im übrigen sind die Kurven von HANCOCK und KAUFFMAN stratigraphisch zu ungenau fixiert, um präzise Vergleiche anstellen zu können. Das Maximum im Mittel-Cenoman, das Minimum im Cenoman/Turon-Grenzbereich und der erneute Anstieg im tieferen Turon kennzeichnen aber auch unseren Kurvenverlauf. Auch könnte man die Regressionsphase im höheren Turon der angloamerikanischen Kurven mit dem nordwestdeutschen „Upper *Conulus*-Event“ oder dem *Microaster*-Event parallelisieren. Das Minimum unseres „Emscherian-Event“ besitzt jedoch in den Kurven von HANCOCK & KAUFFMAN kein Äquivalent, sondern fällt in einen transgressiven Abschnitt. Die den gerasterten Teil unserer Kurve durchziehende Linie soll nur als optisches Hilfsmittel dienen und nicht etwa eine fiktive mittlere Meeresspiegelhöhe in der Oberkreide-Zeit indizieren.

Einzelbeispiele:

Die detaillierte Beschreibung aller in Fig. 2-3 aufgeführten Eustatoevents muß der geplanten Hauptveröffentlichung vorbehalten bleiben. Hier können wir nur Kurzbeschreibungen liefern. Einige eustatische Ereignisse der nordwestdeutschen Kreide wurden von uns bereits früher behandelt (ERNST, SCHMID & KLISCHIES 1979: 41 f.; ERNST, SCHMID, KELLER et al. 1979: 11 f.; KELLER 1981, 1982, SEIBERTZ 1979a, b).

a) *Ultimus/Aucellina*-Eustatoevent:

Dieses Ereignis wurde bereits im Kap. B. 2 andiskutiert, und KELLER (1982) hat es erst kürzlich für den zentralniedersächsischen Raum ausführlicher behandelt. Die charakteristische Grünsandfazies wird üblicherweise von Phosphorit-Konkretionen begleitet. In SE-Westfalen läßt sich die Phosphorit-Knollenlage zwischen Rüthener- und *ultimus*-Grünsand über rund 30 km verfolgen. Das *Aucellina*-Hauptlager folgt in der Regel erst unmittelbar über dem Hauptvorkommen von *Neohibolites ultimus* (z. B. Sack und Flöteberg). Die bereits erwähnte Schichtlücke an der Basis des Events umfaßt mutmaßlich in der Regel nur den höchsten Teil der *Stoliczkaia dispar*-Zone des obersten Alb sowie das unterste Unter-Cenoman (Zone des *Utaturiceras vicinale* im Vorschlag von WIEDMANN & SCHNEIDER 1979).

b) *Schloenbachia/virgatus*-Eustatoevent:

Dieses regressive Event wird in Niedersachsen durch eine Acme-Zone von *Schloenbachia* gr. *varians* und *Inoceramus virgatus* gekennzeichnet. Im südlichen Westfalen ist es nach SEIBERTZ (1979, unveröff.) durch den sog. Hemmerner Grünsand vertreten, der gleichfalls neben *I. virgatus* massenhaft *Schloenbachia* führt, von denen letztere nur schemenhaft, in glaukonitfreien Steinkernen identifizierbar sind. Die genaue stratigraphische Position des Events ist wegen der schlecht erhaltenen Mantelliceraten noch nicht endgültig abgesichert. In den Fig. 2-3 haben wir dies Event an die Grenze der *sax-bü*- zur *dixoni*-Zone gestellt. Dies stimmt nach WOOD mit den Befunden in S-England – insbesondere Dover – überein. Da das Event darüber hinaus auch in der nordenglischen Pro-

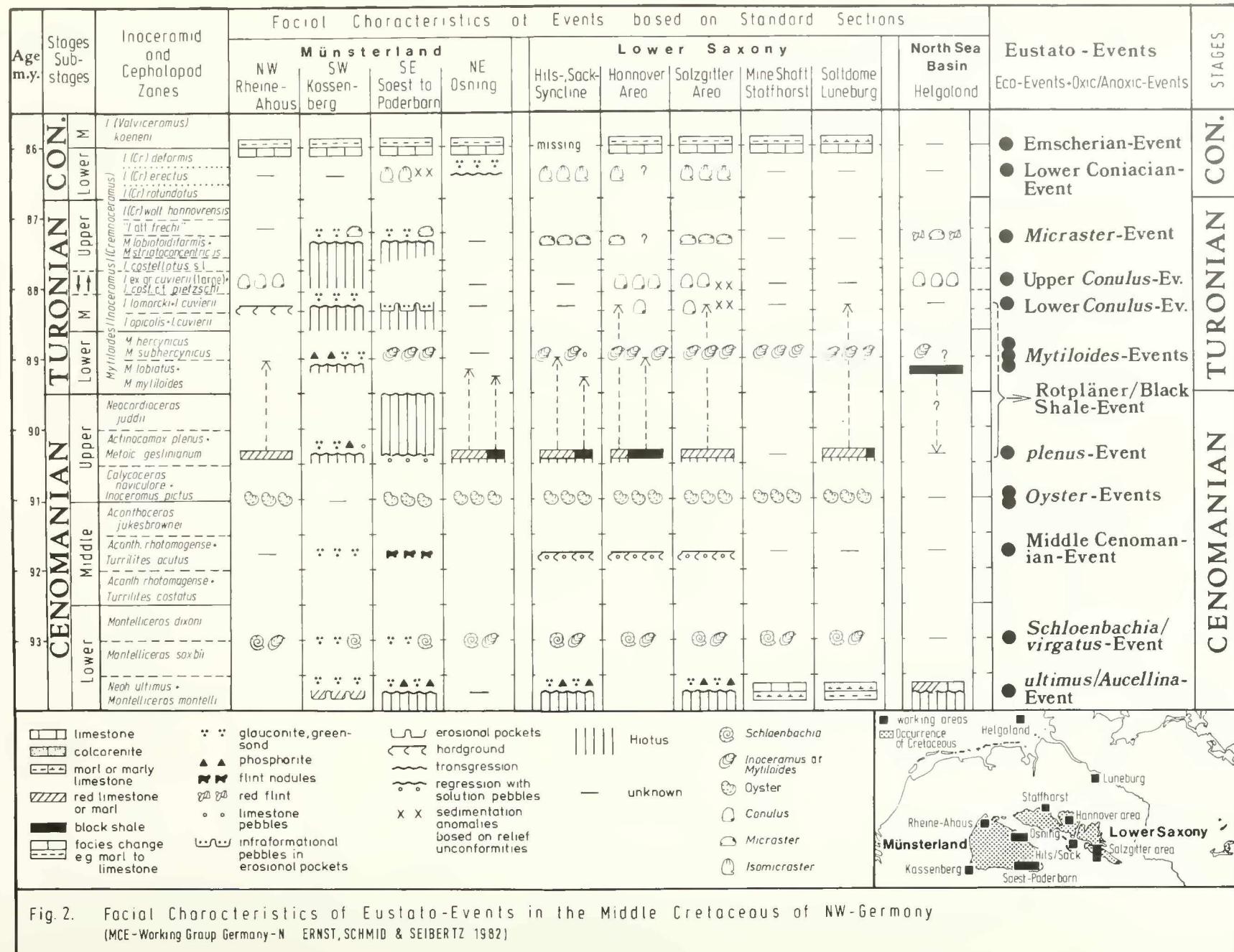


Fig. 2. Facial Characteristics of Eustato-Events in the Middle Cretaceous of NW-Germany
(MCE-Working Group Germany-N ERNST, SCHMID & SEIBERTZ 1982)

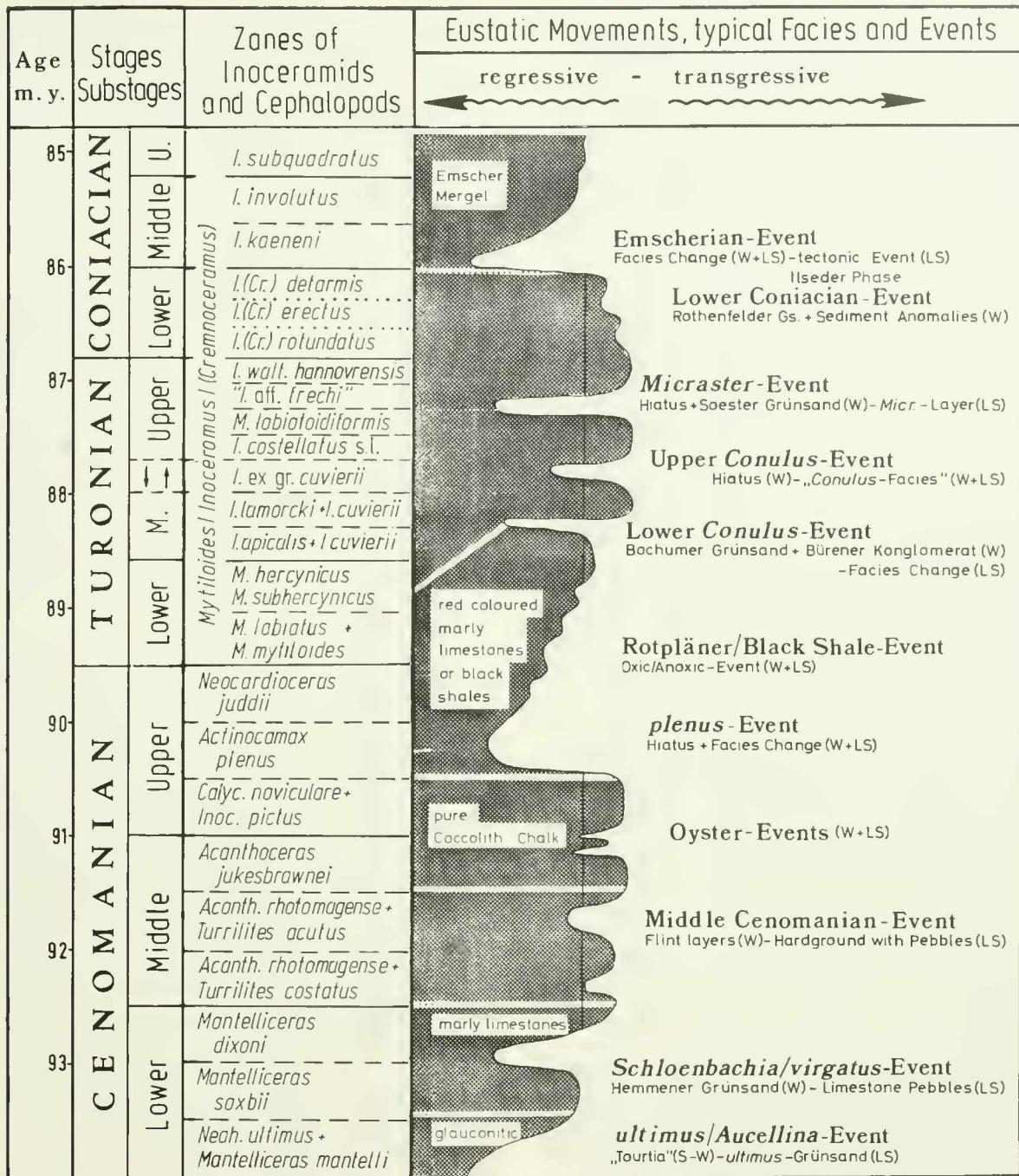


Fig.3. Conceptions of Eustato-Events in the „Middle Cretaceous“ of Westphalia (W) and Central and Eastern Lower Saxony (LS)

(MCE-Working Group Germany-N ; ERNST, SCHMID & SEIBERTZ 1982)

vinz nachgewiesen werden konnte, dürfte es sich hervorragend für überregionale Korrelationen eignen.

c) Middle Cenomanian-Eustatoevent:

Dieses ebenfalls regressive Event stellt zumindest in Niedersachsen am Nordrand der Lesser Mulde und in Misburg einen markanten, bis etwa 1,5 m mächtigen Leithorizont dar, der erstmalig von BRAUTIGAM (1962: 21) beschrieben wurde. Er ist durch ein Akkumulat bis kartoffelgroßer, oft grün gebrindeter, verbackener Kalkknollen gekennzeichnet. Diese

Knollen sind vielfach angebohrt und von Epizoen bewachsen (ERNST, SCHMID, KELLER et al. 1979).

Der gleiche Horizont ist weniger markant am Lichtenberger Höhenzug (Baddekenstedt) und in Sack- und Hilsmulde als Kalkknollenbank entwickelt. Auffallend ist überall das gehäufte Vorkommen von *Holaster subglobosus* und gelegentlich das von *Acanthoceras*-Fragmenten. Alle genannten Merkmale weisen auf Flachwasserverhältnisse mit reduzierter Sedimentation und Hartgrund-Eigenschaften hin (sog. „HG-grün“). Lithostratigraphisch ist das Event an, oder

knapp unter der Faziesgrenze der Mergelkalk-Folge gegen die weißen Coccoolithen-Kalke („Arme *rhotomagense*-Kalke“) einzuordnen. Biostratigraphisch fällt es nach den wenigen Funden von *Turrilites cf. acutus* mit ziemlicher Sicherheit in das mittlere Mittel-Cenoman, doch muß der Umfang der Schichtlücke oder Kondensation noch genauer präzisiert werden. Im südlichen Westfalen stellen sich im gleichen Niveau entweder Feuersteine (im SE) oder Grünsande (im SW) ein (Fig. 2).

d) *Oyster*-Eustatoevents:

Es handelt sich für gewöhnlich um mehrere (meist 2 bis 3) dünne Austernlagen, die sich in der sonst vorherrschenden rein weißen Coccoolithen-Fazies durch etwas größeres Sediment und gelegentliche Dunkelfärbung hervorheben. Zwei unterschiedliche Austern-Formen treten auf, und zwar kleine *Pycnodonte cf. vesicularis* und *Amphidonte obliquatum* (PULTENEY) (det. A. DHOND'T). Erstere tritt bevorzugt in der unteren, letztere in den oberen Lagen auf. Die *Pycnodonte*-Lage ist üblicherweise am besten ausgeprägt und identisch mit der Austernbank der früheren Autoren. In vielen Fällen sind die Austern beidklappig erhalten, blieben in der typischen gewölbt-unten-Stellung orientiert und nutzten ihre eigenen Artgenossen oder Fossilfragmente als Anheftungsobjekte. Daneben treten aber auch isolierte, offenbar aufgearbeitete Klappen auf. Die regionale Verbreitung der Austernlagen ist bedeutend. Sie konnten nicht nur in fast allen unseren nordwestdeutschen Fundpunkten, sondern auch in der nordenglischen Provinz nachgewiesen werden. Die höheren Austern-Events sind darüberhinaus auch für Südengland charakteristisch. Unter eustatischen Aspekten deuten die Austernlagen ein oszillierendes Verflachen der Meerestiefe an und weisen auf verminderte Sedimentation hin. Hinsichtlich der stratigraphischen Position sei auf Kap. B. 3. e und Fig. 2-4 verwiesen.

e) *Plenus*-Eustatoevent: Siehe Kap. C. 6.

f) *Mytiloides*-Eustatoevents:

Sie sind durch ein mehrfaches Massenvorkommen von verschiedenen *Mytiloides*-Arten gekennzeichnet, die oft in dichter Packung ganze Bänke aufbauen. Auffällig ist die vorherrschende gewölbt-unten-Anordnung, wobei oft beide Klappen noch unmittelbar aneinander stoßen. Soweit ausreichend untersucht, handelt es sich um drei Hauptlager, die HEINZ (1926) schon in den beckenferneren Profilen von Lüneburg ausscheiden konnte und die KELLER (1982, Abb. 11) im Sack und SEIBERTZ (1979b, c) im südlichen Westfalen wiederfanden. Die Natur dieser Events – ob eustatisch oder ökologisch bedingt – ist noch unsicher. Auffällig ist, daß sich die ersten bankartigen Massenvorkommen von *Mytiloides* in Misburg und Sack in den höchsten Schwarzschiefer-Lagen resp. dicht oberhalb derselben einstellen. Da Schwarzschiefer gemeinhin eher größere Meerestiefen indizieren, ist es wahrscheinlich, daß die *Mytiloides*-Events mit regressiven Tendenzen verknüpft sind.

g) Lower *Conulus*-Eustatoevent:

In SE-Westfalen ist das Ereignis durch Erosionstaschen mit flachen intraformationalen Kalkgeröllen charakterisiert (sog. Bürener Konglomerat, SEIBERTZ 1979a: 7). Sein westliches

Äquivalent dürfte der Bochumer Grünsand sein. Im östlichen Niedersachsen ist der Faziesumschlag von roten, z. T. knolligen Flachwasserkalken zu normaler weißer Kalksedimentation unter Vorbehalt als zeitgleich anzusehen. In diesem Bereich tritt *Conulus subrotundus* (MANTELL) auf, woraus die gewählte Bezeichnung resultiert. Im Raum Salzgitter lassen sich überdies halokinetisch erklärbare Sedimentations-Anomalien feststellen.

h) Upper *Conulus*-Eustatoevent:

Das Event wurde von uns bereits mehrfach behandelt (ERNST 1978; ERNST, SCHMID & KLISCHIES 1979: 35 f.; ERNST & SCHMID, im Druck). Nach neuerer Auffassung (SEIBERTZ) muß die noch 1979 von uns vermutete Korrelation dieses Events mit dem soeben besprochenen Bochumer Grünsand und Bürener Konglomerat korrigiert werden, da diese mit dem „Lower *Conulus*-Eustatoevent“ isochron sein dürften. Stattdessen besteht im südlichen Münsterland in diesem Niveau ein Hiatus. Stratigraphisch fällt das Event in die Faunenzone mit großen *Inoceramus* ex gr. *cuvieri* und *I. lamarckii stümkei*, die z. B. in Wüllen vielfach mit *Conulus*-Coronen gefüllt sind.

i) *Micraster*-Eustatoevent:

Hinsichtlich dieses weit verbreiteten und gut faßbaren Events kann auf ERNST, SCHMID & KLISCHIES (1979: 30) verwiesen werden. Neu ist, daß SEIBERTZ geneigt ist, den Soester Grünsand als Äquivalent des niedersächsischen *Micraster*-Events anzusehen, da dieser eine identische *Micraster*-Fauna beinhaltet und über ihm die gleiche Inoceramen-Assoziation folgt. Im Evolutionsgeschehen der *Micraster*-Hauptlinie findet zu diesem Zeitpunkt nämlich ein entscheidender Schritt statt, der es nahelegt, den Ulceby-Marl der nordenglischen Provinz (oder das darüber liegende Ulceby Oyster-Bed) mit unserem *Micraster*-Mergel M_G zu parallelisieren (briefl. Mitt. WOOD). Möglicherweise kommt damit auch diesem Event eine herausragende überregionale Bedeutung zu. Biostratigraphisch ist der *Micraster*-Mergel als zentrale Lage innerhalb des Events in die unterste „*Inoceramus* aff. *frechi*“-Zone zu verlagern, nachdem sich herausstellte, daß die Untergrenze dieser Zone in die Tuflage F fällt (vgl. Kap. B. 7. e und Fig. 5).

j) Lower Coniacian-Eustatoevent:

Hier handelt es sich um ein weniger auffälliges Event, das in seiner regionalen Verbreitung noch präzisiert werden muß. Im SE-Münsterland ist es durch Sedimentations-Anomalien im Gefolge synsedimentärer Schollentektonik erkennbar (SEIBERTZ 1979a). Das nordostwestfälische Äquivalent könnte der Rothenfelder „Grünsand“ sein. Im Bereich des Events sind in vielen Profilen Seeigel der Untergattung *Isomicraster* angereichert und im Wetterschacht Grevel und benachbarten Profilen zeigt sich z. B. eine prägnante Acme-Zone von *Micraster* (*Isomicraster*) aff. *brevis* (DESOR). Diese Acme-Zone ist möglicherweise isochron mit einem Peak in der Häufigkeit von *Echinocorys gravesi* (DESOR) im Schacht Staffhorst (ERNST 1970: Abb. 1, 2; SEIBERTZ 1978: Abb. 15).

k) Emscherian-Eustatoevent:

Dieses unter allen Eustatoevents unseres Raumes vielleicht wichtigste Ereignis ist durch eine erhebliche Belebung des

tektonischen Geschehens bedingt: Hebung des Harzes im Verlauf der subherzynen Ilseder Phase sowie Heraushebung der Lippisch-Westfälischen Schwelle nebst Großgleitungen im Gebiet von Halle (VOIGT 1977). Insofern könnte man es auch als Tektoevent bezeichnen. Lithologisch ist es durch einen auffälligen Fazieswechsel von biogen-kalkiger zu feinklastischer Sedimentation (Emscher-Mergel) gekennzeichnet. Den früher von uns (ERNST, SCHMID & KLISCHIES 1979: 42) gewählten Terminus „koeneni-Regression“ müssen wir durch den neuen Begriff Emscherian-Event ersetzen, da es sonst Verwechslungen mit dem Ökoevent des *Inoceramus koeneni* geben würde. Im übrigen ist das Emscherian-Event in der Literatur hinlänglich bekannt.

4. ÖKOEVENTS

(Fig. 4)

Unter Ökoevents verstehen wir relativ kurzfristige, durch Verbesserung der Umweltfaktoren bedingte Blütezeiten von Arten, Gattungen oder ganzer Faunen. Handelt es sich um Häufigkeitsmaxima von Arten oder Gattungen, so sind sie mit den Hauptlagern, Peak- oder Acme-Zonen früherer Terminologie identisch. In diesen Fällen können sich die Fossilien auf einzelne oder mehrere Lagen oder auch auf etwas mächtigere Schichtkomplexe konzentrieren. Diese Ökoevents werden nach den entsprechenden Index-Formen benannt. Beispiele hierfür sind die drei bereits in Kap. C. 3. f genannten *Mytiloides*-Events oder die *lamarcki/cuvierii*-Events. Daneben gibt es aber auch oft erstaunlich kurzfristige Blütezeiten von bestimmten Faunen-Assoziationen, die ausschließlich auf einen definitiven, geringmächtigen Horizont beschränkt bleiben. Sie wurden von uns nach einem typischen Vertreter des Faunenspektrums benannt. Als Beispiel hierfür können das *primus*-, das *Neocardioceras*- oder die beiden *Didymotis*-Events gelten.

Paläogeographische Position: Ökologische Events kennzeichnen vorzugsweise die küstennähere Randfazies oder Untiefen (z. B. aktive Salzkissen), während sie sich in der Beckenfazies abschwächen oder verwischen. Begründet sind diese Verhältnisse durch die eustatisch oder epirogenetisch verursachten Verflachungen, die sich ihrer Natur nach in den peripheren Beckenbereichen relativ stärker auswirken als in den bathymetrisch tieferen, zentralen Teilen. Etliche Ökoevents zeigen ihren engen Verbund mit regressiven Tendenzen besonders deutlich, so z. B. das bereits im Kap. C. 3. h beschriebene „Upper *Conulus*-Event“ oder auch die *Micraster*-Lage in Niedersachsen und deren westfälisches „Grünsand“-Äquivalent (Kap. C. 3. i.).

Reichweite und Anzahl: Ökoevents können zwar im halokinetisch stark differenzierten Niedersächsischen Becken gelegentlich lokal begrenzt sein, häufiger zeigen sie jedoch eine bemerkenswert große horizontale Reichweite und lassen sich praktisch über den gesamten nordwestdeutschen Raum hinweg korrelieren. Einige Ökoevents können darüber hinaus auch überregional, z. B. in die englische Kreide hinein verfolgt werden (z. B. *virgatus*-, Austern- und *Hyphantoceras*-Events). Von den zahlreichen Ökoevents wurden in Fig. 4 nur die etwa 20 wichtigsten dargestellt. Von diesen sollen in den Folgekapiteln nur einige besonders typische Beispiele beschrieben werden.

a) *Actinocamax primus*-Ökoevent:

Es handelt sich hier um das Musterbeispiel eines kurzfristigen Events, das offenbar an allen Fundpunkten auf eine geringmächtige Lage beschränkt bleibt. Als Index-Fossil wählten wir *Actinocamax primus*, der am Entdeckungsort des Events in Wunstorf in bisher ca. 50 Exemplaren geborgen wurde. Die sehr bezeichnende, reiche Begleitauna umfaßt wenigstens 30 Arten, darunter 3 irreguläre Echiniden, 8 Brachiopoden, zahlreiche Lamellibranchiaten und Vertreter anderer Gruppen. Besonders typisch sind: *Hemister griepenkerli* (STROMBECK), *Sciponoceras baculoides* (MANTELL), *Belemnocamax bowleri* CRICK, *Inoceramus schöndorfi* HEINZ, *Pseudolimea echinata* (ETHERIDGE), *Oxytoma seminudum* (DAMES), *Modestella [Magas] geinitzi* (SCHLOENBACH), Scaphopoden (*Antalis* ?) sowie kleine „Geniste“ von Serpeln, Brachiopoden und Einzelkorallen, wie *Rotularia saxonica* A. H. MÜLLER, *Terebratulina cf. nodulosa* ETHERIDGE, *Micracisca coronula* (GOLDFUSS) und *Onchotrochus serpentinus* DUNCAN (vgl. auch ZAWISCHA 1980). Darüber hinaus konnten in den angrenzenden Schichten auf der 2. Sohle von Wunstorf ca. 1 Dutzend Ammoniten-Arten nachgewiesen werden. – Hinsichtlich einer Ost/West-Korrelation ergeben sich interessante Parallelen, da *Actinocamax primus* auch im sog. Totternhoe Stone von England einen klar faßbaren Horizont mit *Belemnocamax bowleri*, *Modestella geinitzi*, *Pseudolimea* etc. einnimmt. – In NW-Deutschland konnte das *primus*-Event an mindestens sechs Lokalitäten des Münsterlandes, des Raumes Hannover-Salzgitter und der Hilsmulde nachgewiesen werden. Ökologisch deuten *Hemister griepenkerli* und die winzigen Einzelkorallen möglicherweise auf einen kurzfristigen Warmwasser-Einfluß hin. Stratigraphisch fällt das *primus*-Event in das untere Mittel-Cenoman (Fig. 4).

b) *Chondrites*-Layer im basalen *plenus*-Event:

Die *Chondrites*-Lage ist ein Beispiel dafür, daß auch Ichnofossil-Lagen in der Event-Stratigraphie eine regionale Bedeutung haben können. Im östlichen Niedersachsen tritt sie an der Basis der sog. *plenus*-Bank auf (Fig. 6) und liegt in der rotbunten Wechselfolge des Sack in offenbar exakt gleicher stratigraphischer Position. Interessanterweise ist auch die Schwarzschiefer-Fazies in Misburg und Wunstorf in ihrer basalen Folge durch eine ganz besonders *Chondrites*-reiche Lage ausgezeichnet, so daß dieses Ichnofossil sowohl flaches wie tieferes Wasser toleriert haben muß.

c) *Lamarcki/cuvierii*-Ökoevents:

Bei diesen Events handelt es sich um mehrfach wiederholte Häufigkeitsmaxima innerhalb der Vertikalreichweiten von *Inoceramus ex gr. cuvierii* und dem nahe verwandten *I. lamarcki* nebst dessen Unterarten. Ersterer ist in den unteren Lagen angereichert, letzterer gesellt sich erst in den oberen Maxima hinzu. Sowohl in Lüneburg wie im Sack konnten vier Hauptlager ausgeschieden werden (HEINZ 1926: 34 f.; KELLER 1982: Abb. 39, 40). Ähnliche Verhältnisse dürften für das östliche Niedersachsen gelten (z. B. Berel in der westlichen Lesser Mulde; Wolfenbüttel-Wendessen nordöstlich des Oderwaldes). Von den vier Events fallen die unteren beiden in die *apicalis/cuvierii*-Zone, die oberen in die *lamarcki/apicalis/cuvierii*-Zone (JORDAN, KELLER et al. im Druck).

| Age m.y. | Stages + Sub- stages | Inoceramid and Cephalopod Zones | Münsterland | | Lower Hils-, Sack- Syncline | Saxony Salzgitter- Hannover | Eco - Events based on Standard- Sections |
|-------------|----------------------------|--|-------------|---------|--------------------------------------|---|--|
| | | | SW - SE | NW - NE | | | |
| 86 | CONIAC. | <i>I. (Volviceromus) koeneni</i> <i>I. (Cr.) deformis</i> <i>I. (Cr.) erectus</i> <i>I. (Cr.) rotundatus</i> <i>I. (Cr.) walt. hannoverensis</i> <i>"I. off. frechi"</i> <i>M. lobataidiformis</i> + <i>M. striatocancentricus</i> <i>I. costellatus</i> s.l. <i>I. ex gr. cuvierii</i> (large) + <i>I. cost. cf. pietzschii</i> <i>I. lamarcki</i> + <i>I. cuvierii</i> + <i>I. apicalis</i> <i>I. cuvierii</i> + <i>I. apicalis</i> <i>M. hercynicus</i> <i>M. subhercynicus</i> <i>M. labiatus</i> + <i>M. mytiloides</i> <i>Neocardioceras juddii</i> <i>Actinocamax plenus</i> + <i>Metoic. geslinianum</i> <i>Calycoceras naviculare</i> + <i>Inoceramus pictus</i> <i>Acanthoceras jukesbrownii</i> <i>Acanthoceras rhomagense</i> + <i>Turritilites aculus</i> <i>Inoceramus schandorli</i> + <i>Acanth. rhomagense</i> + <i>Turritilites castatus</i> <i>Mantelliceras dixoni</i> <i>Mantelliceras saxbii</i> <i>Neohibolites ultimus</i> + <i>Mantelliceras mantelli</i> | ● | ● | — | — | ● <i>koeneni</i> -Event |
| | | | — | — | — | ● <i>inconstans</i> -Event | |
| | | | — | — | ● <i>Isomicraster</i> -Ev. | | |
| | | | ● | ● | ● <i>rotundatus</i> -Event | | |
| | | | ● | ● | ● } <i>Didymotis</i> -Events | | |
| | | | ● | ● | ● } <i>Micraster</i> -Event | | |
| | | | ● | ● | ● } <i>Hyphantoceras</i> -Ev. | | |
| | | | — | — | ● } <i>Upper Conulus</i> -Ev. | | |
| | | | — | — | ● } <i>lamarcki/cuvierii</i> -Events | | |
| | | | — | — | ● } <i>hercynicus</i> -Event | | |
| 87 | TURONIAN | <i>Inoceramus / Mytiloides / Cremnoceramus</i> <i>I. costellatus</i> s.l. <i>I. ex gr. cuvierii</i> (large) + <i>I. cost. cf. pietzschii</i> <i>I. lamarcki</i> + <i>I. cuvierii</i> + <i>I. apicalis</i> <i>I. cuvierii</i> + <i>I. apicalis</i> <i>M. hercynicus</i> <i>M. subhercynicus</i> <i>M. labiatus</i> + <i>M. mytiloides</i> <i>Neocardioceras juddii</i> <i>Actinocamax plenus</i> + <i>Metoic. geslinianum</i> <i>Calycoceras naviculare</i> + <i>Inoceramus pictus</i> <i>Acanthoceras jukesbrownii</i> <i>Acanthoceras rhomagense</i> + <i>Turritilites aculus</i> <i>Inoceramus schandorli</i> + <i>Acanth. rhomagense</i> + <i>Turritilites castatus</i> <i>Mantelliceras dixoni</i> <i>Mantelliceras saxbii</i> <i>Neohibolites ultimus</i> + <i>Mantelliceras mantelli</i> | ● | ● | ● | ● } <i>Mytiloides</i> -Events | |
| | | | — | — | — | ● } <i>Neocardioceras</i> -Event | |
| | | | — | — | ● | ● } <i>Act. plenus</i> -Event with basal <i>Chondrites</i> -layer | |
| | | | — | — | ● | ● } <i>Amphidonte</i> Oyster- Pycnodonte Events | |
| | | | — | — | — | ● } <i>Act. primus</i> -Event | |
| | | | — | — | — | ● } <i>Orbirhynchia</i> -Ev. | |
| | | | — | — | — | ● } <i>Schloenbachia/virgatus</i> -Event | |
| | | | — | — | — | ● } <i>ultimus/Aucellina</i> -Event | |
| | | | — | — | — | | |
| | | | — | — | — | | |

Fig. 4. Eco-Events in the Middle Cretaceous of NW-Germany

(MCE - Working Group Germany - N. ERNST, SCHMID & SEIBERTZ 1982)

d) *Didymotis*-Ökoevents:

Die beiden *Didymotis*-Events können als exemplarisch für ein äußerst kurzfristiges Massenaufreten eines sonst für NW-Deutschland untypischen und seltenen Leitfossils gelten, das in Nordamerika als Leitform gebraucht wird. *Didymotis*

wurde für NW-Deutschland erstmalig von KAUFFMAN (unveröff.) im Profil Salder nachgewiesen. Intensive Detailuntersuchungen zeigten, daß die Form sich ausgesprochen auf zwei Lagen konzentriert, deren stratigraphische Position bereits in Kap. B. 7. g erörtert wurde. Im gleichen Niveau

wurde *Didymotis* auch in den Profilen des Kahnstein und Sack sowie in SE-Westfalen (SEIBERTZ 1979c) gefunden. Ferner vermeldet WOOD (unveröff.) mutmaßliche gleichalte *Didymotis*-Vorkommen aus der englischen Kreide von Norfolk und Yorkshire.

5. TEPHRO- UND LITHOEVENTS (Fig. 5)

a) Tephroevents:

Verknüpft mit den überregionalen großtektonischen Ereignissen ist das Aufleben eines basischen bis intermediären Vulkanismus, der sich zur Hauptsache im Turon des ostniedersächsischen Beckens niederschlägt und hier auch zuerst nachgewiesen werden konnte (DORN & BRAUTIGAM 1959). Die Brauchbarkeit der Tufflagen für die Event-Stratigraphie wurde in den Arbeiten von BRAUTIGAM (1962) und ERNST, SCHMID & KLISCHIES (1979: 24 ff.) gebührend herausgestellt. In der Zwischenzeit wurden einige Korrekturen des tephrostratigraphischen Schemas erforderlich (vgl. Fig. 5). Ursprünglich wurden von BRAUTIGAM sieben Tufflagen ausgeschieden, von denen Tuff A und B nach seiner Konzeption auf den NW-Flügel der Lesser Mulde beschränkt bleiben sollen. Nach unserer Revision sind diese jedoch mit den Tufflagen C, D oder E in anderen Aufschlüssen identisch. Die Fehlinterpretation von BRAUTIGAM scheint durch die Faziesempfindlichkeit von Leit-Inoceramen und -Globotruncanen bedingt zu sein, die in der schreibkreideähnlichen Fazies der Lesser Mulde etwas differierende Verbreitungswertverhältnisse haben. Nach Richtigstellung der Tuff-Folge erwiesen sich die Tephroevents in noch stärkerem Maße als ideale Isochronen, die erheblich zur Event-Parallelisierung und zur Abstimmung der Zonengrenzen beitragen.

Leider konzentrieren sich nach unseren bisherigen Erfahrungen die turonen Tufflagen vorwiegend auf den niedersächsischen Raum, insbesondere auf die Salzgitter-Region und das engere Subherzyn. Von Ostwestfalen (Fundpunkt: Klieve) wurde bisher nur eine Tufflage beschrieben, die seinerzeit unter Vorbehalt in das Niveau von Tuff F und G eingestuft wurde (SEIBERTZ & VORTISCH 1979: Abb. 3). Aufgrund neuer Ergebnisse liegt sie jedoch erheblich höher – mutmaßlich dicht unterhalb der Turon/Coniac-Grenze (Fig. 5). Die Tufflagen F und G fallen im südlichen Münsterland aller Voraussicht nach in die Schichtlücke unterhalb des Soester Grünsandes (Fig. 2). Über die Verbreitung und stratigraphische Position von Tufflagen im Osning ist kaum etwas bekannt; zumindest scheint die Tufflage E mit der darüberliegenden charakteristischen Mergellage M_E in den Steinbrüchen bei Halle vorhanden zu sein. Zweifelhaft bleibt die von SEIBERTZ & VORTISCH (1979) erwogene Gleichsetzung der Mergellage M 68 im Profil Lüneburg mit der Tufflage von Klieve. In den abgesoffenen Lüneburger Aufschlüssen Zelberg und Volgershall standen im Ober-Turon mindestens ein Dutzend Mergel- oder Bentonit-Lagen zur Auswahl; gegebenenfalls ist eine der unteren Lagen – vielleicht M 51 – zur Parallelisierung mit Tuff F oder G in Betracht zu ziehen (Profil ERNST in VALETON 1960: Abb. 2). Erst oberhalb von Tuff G beginnt nämlich die mit Lüneburg vergleichbare, für Ost- und Zentral-Niedersachsen typische Wechselfolge von Mergeln (oder Kalkmergeln) und Kalken.

Das tephrostratigraphische Schema in Fig. 5 lässt sich mit Sicherheit ausbauen, da für etliche der lithostratigraphischen Leithorizonte – z. B. im Profil Salder – Verdacht auf pyroklastische Natur besteht. Wegen der Umwandlung der ehemaligen Glasasche in Montmorillonit oder Nontronit ist aber bekanntermaßen die Beweisführung der Tuffnatur schwierig.

Zur Vermeidung von Irrtümern sei darauf hingewiesen, daß die von VALETON (1960: Abb. 2) vorgenommene Parallelisierung gewisser Mergellagen des Profils Salder mit denen von Woltwiesche völlig abwegig ist. Erstere gehören ins Unter-Coniac, letztere ins Mittel- oder untere Ober-Turon.

b) Lithoevents

Ausgeprägte und weit durchhaltende Lithoevents sind im Arbeitsgebiet selten. Nennenswert ist aber die Phosphorit-Knollenlage im *ultimus/Aucellina*-Eustatoevent, die sich von S-Westfalen bis E-Niedersachsen in Verknüpfung mit der glaukonitischen Fazies verfolgen läßt. Die markante Mergellage M_E dicht über der Tufflage E hat ähnlich wie der *Microaster*-Mergel (Kap. C. 3. i) möglicherweise sogar überregionale Bedeutung. Auffällig ist jedenfalls, daß nach WOOD der North-Ormsby Marl in der nordenglischen Provinz und der Bridgewick Marl in Südengland in anscheinend vergleichbarer stratigraphischer Position auftreten.

Die Flintlagen-Stratigraphie ist nur in der borealen Schreibkreide-Fazies für weiterreichende Korrelationen brauchbar. Die wenig zahlreichen Flintlagen im Mittel-Cenoman von SE-Westfalen und im Turon und Unter-Coniac von Zentral- und Ostniedersachsen haben eher lokale Bedeutung. Prägnant entwickelt ist eigentlich nur die Flintlage F 23 in der Lesser Mulde (Fig. 5). Auch sie bleibt aber auf die schreibkreideähnliche Fazies am NW-Rand dieser Mulde beschränkt.

Gute Korrelationsmöglichkeiten bieten offensichtlich die rhythmisch sich wiederholenden, mindestens 30 Mergel- oder Kalkmergellagen im höheren Ober-Turon und tieferen Unter-Coniac von Ostniedersachsen, Sack und gegebenenfalls Lüneburg (vgl. Kap. C. 5. a). Hinsichtlich der Zyklen-Chronologie im tieferen Cenoman und in den Schwarzschiefer-Folgen von Misburg und Wunstorf sei auf ERNST, SCHMID & KLISCHIES (1979: 24, 37 ff.) verwiesen. Unsere frühere Anschauung über eine eher diskontinuierliche Rhythmisierung in den Schwarzschiefer-Folgen müssen wir korrigieren. Bessere Aufschlußverhältnisse in Misburg zeigten, daß scheinbar fehlende Zyklen-Glieder sich in Ichnofossil-Horizonten dokumentieren.

6. OXISCH/ANOXISCHE EVENTS (Fig. 6-7)

Die auffälligste Sonderfazies in der Plänerkalk-Gruppe der nordwestdeutschen unteren Oberkreide ist zweifellos die oxische Rotpläner-Formation und deren anoxisches Schwarzschiefer-Äquivalent. Sie setzt im Ober-Cenoman am Top der reinweißen Coccilithen-Kalke mit einem abrupten Fazieswechsel ein und geht nach oben erneut in helle Plänerkalke über.

Ausbildung, Verbreitung: In den meisten Profilen unseres Arbeitsgebietes ist diese Sonderfazies als sog. „Rotpläner“ oder „Rotbunte Wechselfolge“ entwickelt und besteht aus einer Serie vielfarbiger, überwiegend roter oder ro-

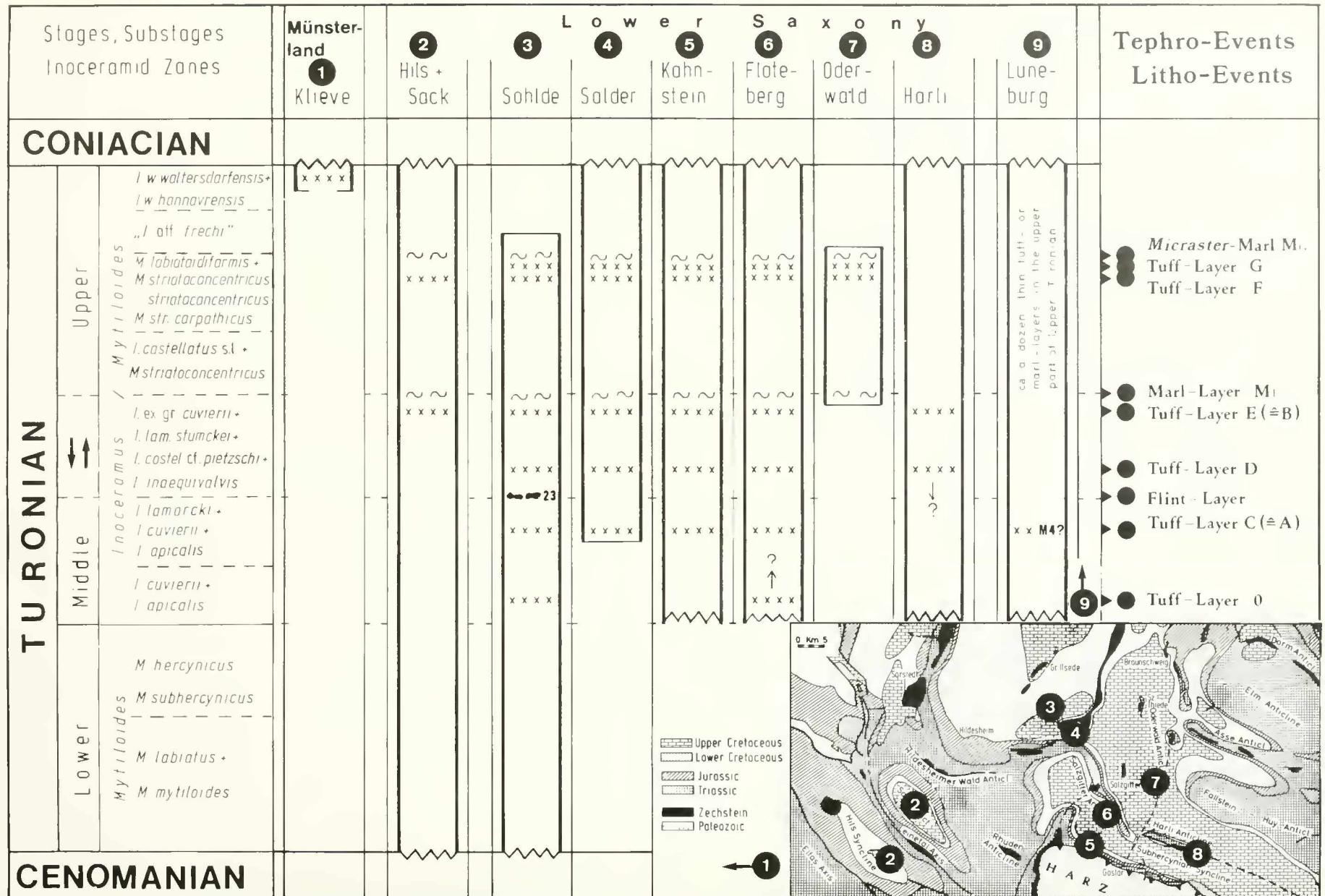
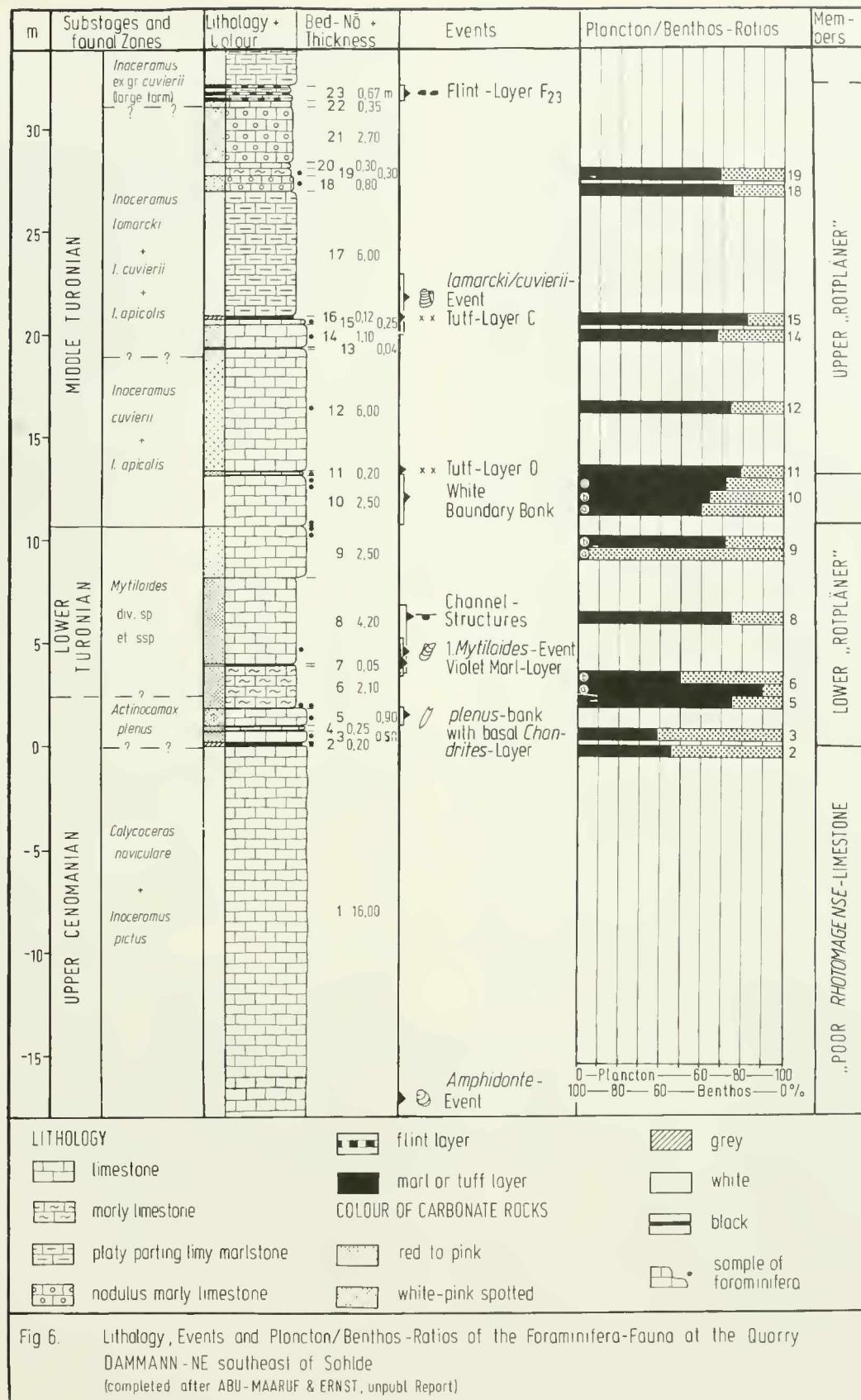


Fig. 5. Tephro-Events and Important Litho-Events in the Turonian of NW-Germany. – (MCE-Working Group “Germany-N”: ERNST, SCHMID & SEIBERTZ 1982).



safarbener, seltener grüner oder violetter, mehr oder weniger mergeliger Kalke, denen wiederholt weiße oder weißrosa gescheckte Bänke zwischengeschaltet sind (z. B. „*plenus*-Bank“ oder „Weiße Grenzbank“ zwischen unterem und oberem Rotpläner in Ostniedersachsen, Fig. 6). Die grünen Par-

tien können als Reduktionshorizonte gelegentlich an *Inoceramus*-Lagen geknüpft sein, oder als Reduktionshöfe Fossilnester oder größere Fossilien (z. B. Ammoniten) umgeben.

Die Schwarzschiefer-Fazies zeigt in unserem Raum eher lokale Verbreitung. Nur in Misburg baut sie in rhythmischer

Wechselfolge mit weißen Coccolithen-Kalken die gesamte Litho-Unterstufe auf (ERNST 1975: Abb. 5–6). In Wunstorf wird sie von Rotplänen überlagert, im Sack schaltet sie sich als schwarzweiße Wechselfolge zwischen untere und obere Rotpläne ein (KELLER 1982; JORDAN, KELLER et al., im Druck). In Lüneburg, Hils, Teutoburger Wald etc. sind innerhalb der Rotfolge nur vereinzelte sapropelitische Lagen entwickelt (HEINZ 1926, MEYER 1982). Mitunter ist die euxinische Fazies auch nur durch Fischreste angedeutet (sog. „Fischschiefer“-Lage in Baddeckenstedt).

Untergrenze: Die Untergrenze der Formation – gleichgültig ob oxisch oder anoxisch – ist nach unserer bisherigen Kenntnis zeitgleich und wird durch das regressive *plenus*-Eustatoevent markiert. Knapp 1 m darüber folgt im niedersächsischen Rotpläner die rosaweiß gescheckte sog. *plenus*-Bank, an deren Basis die sog. *Chondrites*-Lage ein interessantes Ökoevent bildet (Kap. C. 4. b). In der Schwarzschiefer-Fazies von Misburg und Wunstorf ist der Grenzbereich durch jeweils vier oder fünf dünne bituminöse Pappschieferlagen mit *Chondrites* und *Inoceramus ex gr. pictus* gekennzeichnet (Stratigraphie siehe Kap. B. 4. d und e).

Obergrenze: Die Obergrenze der Sonderfazies ist an kein einheitliches, zeitgleiches Niveau gebunden. Vielerorts – so in Sack- und Hilsmulde, Misburg, Teutoburger Wald – liegt sie bereits im unteren oder oberen Unter-Turon. Im östlichen Niedersachsen – Lesser Mulde, Salzgitterer Höhenzug, Kahnstein etc. – und Lüneburg greift die Rotfolge höher, bis in das mittlere Turon hinauf. Aber auch in diesem Gebiet ist die Entwicklung keineswegs einheitlich, z. B. ist das untere Mittel-Turon in Salder am Südfügel der Lesser Mulde aufgrund der Randsenken-Position allenfalls schwach gelblich getönt. In Fig. 2 ist die Reichweite der oxischen resp. anoxischen Fazies kurvorisch durch gestrichelte Pfeillinien gekennzeichnet.

Bathymetrische Verhältnisse: BRINKMANN (1935), BRAUTIGAM (1962: 97) und andere brachten die rotgefärbten Sedimente mit einer Meeresvertiefung und halmyrolytischen Umsetzungen in Zusammenhang. Andere Autoren (RIEDEL 1942: 29, HEINZ 1928 etc.) diskutieren demgegenüber eine Seichtwasser-Natur. Als Flachwasser-Kriterien bieten sich z. B. im östlichen Niedersachsen deutliche Anzeichen von Wasserbewegung – wie Inoceramen-Schill, Knollenkalke, ungerundete weiße Kalk- und Mergelkalk-„Gerölle“ (oder Knollen) in roter Mergel-Matrix – an. Im untersten Rotpläner konnten wir in Söhlde an der Basis der *Chondrites*-Lage auch flache, intraformationale Gerölle nachweisen, die sich in Erosionstaschen, Rinnen oder entlang synsedimentärer Abschiebungen angereichert haben. In seinem Diplom-Arbeitsgebiet am NW-Flügel der Lesser Mulde entdeckte D. DAHMER Rinnekörper mit Schillfüllung, die sich besonders über und unter der sog. violetten Mergellage (Schicht 7 in Fig. 6) konzentrieren. Ferner können dreiaachsige, mutmaßlich von *Thalassinoides* angelegte Bauten als Flachwasser-Anzeiger gewertet werden. Im übrigen deutet die Profil-Korrelation im ost- und zentralniedersächsischen Raum auf erhebliche Mächtigkeitsunterschiede, lückenhafte Sedimentation und Kondensationen besonders in den unteren Teilen der Rotpläne hin. Erst im höheren Rotpläner wird die Faziesentwicklung einheitlicher, und die Mächtigkeitsdifferenzen nivellieren sich. Dies hängt wohl mit einer allmählichen Vertiefung des Meeres zu-

sammen, die in Fig. 3 schematisch durch ein ansteigendes Oszillieren der Kurve angedeutet wurde.

Bathymetrie und Foraminiferen-Fauna (Fig. 6): Zwecks Klärung der bathymetrischen Entwicklung wurde in der Rotpläne-Folge eines Kalkbruchs bei Söhlde das quantitative Verhalten der Foraminiferen-Fauna anhand ihrer Plankton/Benthos-Ratios überprüft. Obwohl die Einzelwerte ziemlich stark schwanken, ist generell eine Zunahme der Plankton-Anteile zu verzeichnen. Das dürfte ein weiterer Beleg für die allmähliche Zunahme der Wassertiefe sein. Jedoch bestehen keine auffälligen Unterschiede zwischen den Proben aus roten und weißen Schichten, so daß man die zwischengeschalteten weißen Bänke nicht einfach als Hinweise für eine Steigerung der Wassertiefe werten kann.

Im Vergleich zur Rotfazies kamen die Schwarzschiefer stets in etwas tieferem und ruhigerem Milieu zum Absatz. Das geht schon aus der größeren Mächtigkeit der Profile und aus deren paläogeographischer Position hervor. Sowohl die Aufschlüsse Misburg wie Wunstorf liegen in den primären Randsenken der damals noch im letzten Kissenstadium befindlichen Salzstrukturen (Lehrter Salzdiapir resp. Steinholder Meer-Linie). Durch die Stillwasserverhältnisse in den Randsenken wurde die Schwarzschiefer-Ablagerung begünstigt. Der Ichnofauna zufolge war das Bodenmilieu nur zeitweilig – nämlich zumeist in den Zentren dickerer Schwarzschiefer-Lagen – abiotisch. Schon in den Übergangsbereichen der bituminösen „Schiefer“ zu den zwischengeschalteten weißen Kalken stellen sich die Ichnofossilien erneut ein und deuten damit auf ein relativ schwaches Oszillieren der Vergiftungsfront, die jeweils nur kurzfristig in die untersten Bodenwasserschichten aufstieg. Die Verhältnisse werden durch die lagenweise angereicherten Inoceramen bestätigt, die als fixosessile Epibenthonten vorzugsweise die bituminösen Lagen bevölkerten. Ihre vielfach beidklappig erhaltenen Schalen sind zwar flachgedrückt, zeigen aber keinerlei Aufarbeitungsspuren. Auch darin bestätigt sich – im Gegensatz zu den Rotplänen – das strömungssarme Stillwassermilieu.

Die Plankton/Benthos-Ratios der Foraminiferen-Faunen im Profil Wunstorf belegen, daß in den Schwarzschiefern das Plankton bei weitem überwiegt. Ziemlich gleichbleibend umfaßt es rd. 80% der Gesamtfauna. Auch benthonische Ostracoden sind nach BRAUTIGAM (1962: 97) selten oder fehlen ganz.

Makrofauna: Die Faunenspektren der oxischen und anoxischen Fazies weichen deutlich von denen der „normalen“ Plänerkalk-Sedimente ab. Die offenbar euryöken, kosmopolitisch verbreiteten Inoceramen der *pictus*- wie auch der *Mytiloides*-Gruppe dominieren in beiden Fazies-Typen. In der gut durchlüfteten Rotfazies treten die Allerwelts-Brachiopoden *Orbicularia* (O. cf. *wiesti* et aut. sp.) und *Gibbithyris* hinzu. Echiniden fehlen den Schwarzschiefern völlig, in den Rotplänen sind sie bis auf vereinzelte *Discoidea minima* (AGASSIZ), *Conulus subrotundus*, *Sternotaxis planus* (MANTELL) und *Echinocorys sphaerica* (SCHLUTER) selten. Bezeichnend ist, daß *Conulus* und *Sternotaxis* an der Obergrenze der Rotpläne häufiger werden. Auch Ammoniten sind – abgesehen vom *Neocardioceras*-Ökoevent (Kap. B. 4. e) in den Schwarzschiefern von Misburg – ebenfalls ziemlich rar. Spongiens ließen sich bisher überhaupt nicht nachweisen.

Ökofaktoren und Strömungsmodell (Fig. 7): Insgesamt ist die Makrofauna (nicht aber die Mikrofauna) durch Artenarmut und – zumindest gelegentlichen – Individuenreichtum ausgezeichnet. Sie folgt demgemäß der biozönotischen Grundregel für abnormale Umweltbedingungen. Ne-

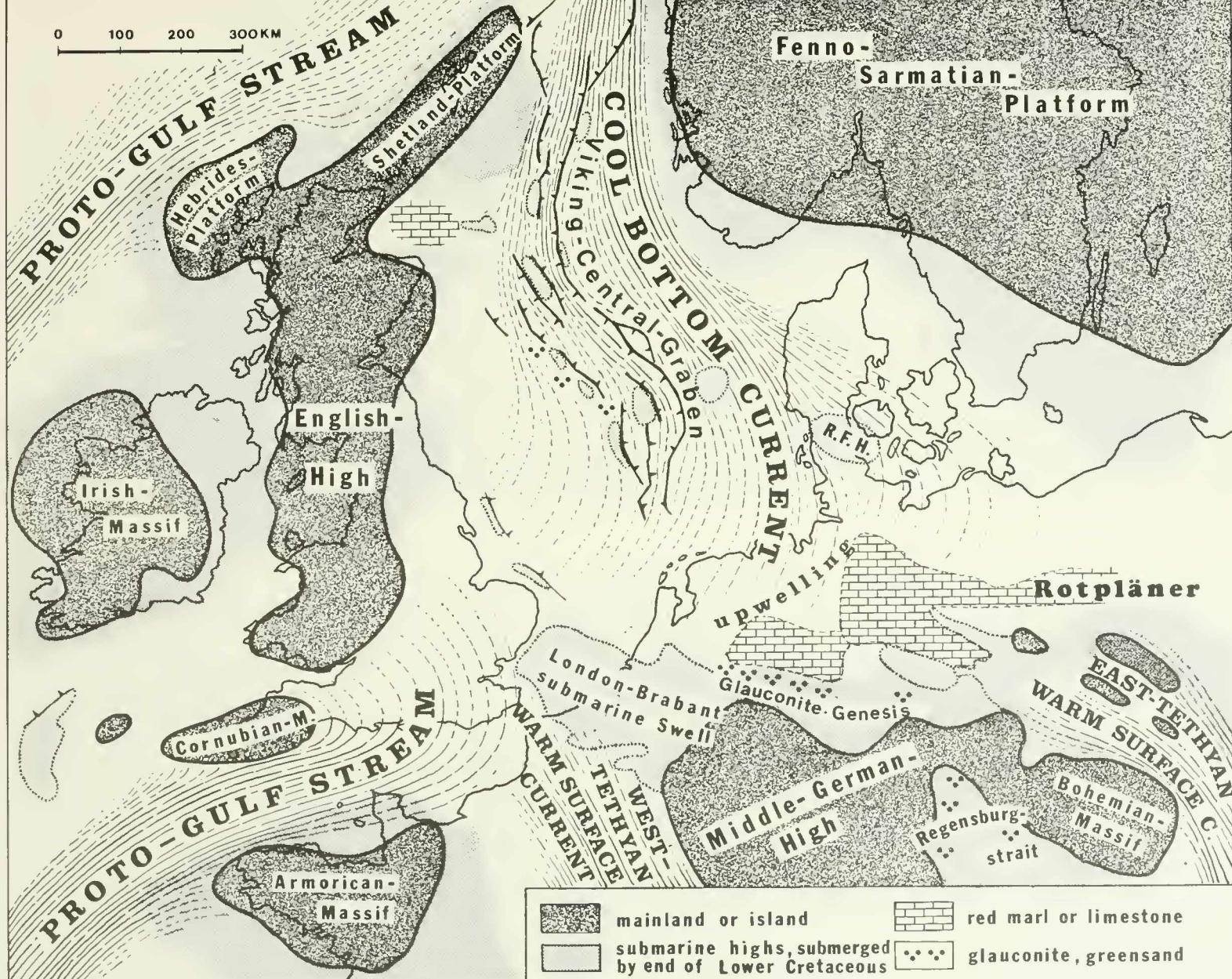


Fig. 7. Sketch of a Ocean Current-Model for the cool Interval of the "Rotpläner"/Black Shale-Event (= Oxic/Anoxic-Event) at the Cenomanian/Turonian-Boundary in Europe. Paleogeographic Contours combined after ZIEGLER 1975, 1982, TROGER 1981, BALDSCHUHN et al. (unpubl.). Area of the "Rotpläner"-Facies completed after BRINKMANN 1935 and DIENER 1967. MCE-Working Group Germany-N: ERNST, SCHMID & SEIBERTZ 1982.

ben mißlichen Salinitätsfaktoren müssen z. B. Kaltwasser-Episoden in Betracht gezogen werden. Schlechte Durchlüftung können wir in der Rotpläner-Fazies mit Sicherheit ausscheiden, da die Sedimentböden reichlich mit Sauerstoff versorgt gewesen sein müssen und mutmaßlich in bewegtem Flachwasser entstanden sind (vgl. S. 550). Auch abweichende Salinitätsbedingungen – wie JORDAN (1974: 35) sie erwägt – müssen wir für die Rotpläner ablehnen, zumal sich die benthonische Mikrofauna durch Artenvielfalt auszeichnet (vgl. BRAUTIGAM 1962: 96). Nach BRAUTIGAM gibt uns aber die Zunahme von benthonischen Foraminiferen der Gruppen der Ammodiscen und Glomospiren einen Hinweis auf kälteres Bodenwasser, das schon im höheren Cenoman wirksam wurde. Gleichermassen deutet die noch über die Rotpläner-Zeit andauernde, wiederholte Glaukonitbildung am Südrand des Münsterlandes auf die Einflußnahme kühleren Wassers hin.

Wir möchten deshalb in Fig. 7 den Entwurf eines Strömungsmodells zur Diskussion stellen, in dem aufsteigende arktische Tiefenwässer Glaukonit-Genese wie Rotfärbung begünstigte. Tiefenwässer sind bekanntlich reich an Sauerstoff und könnten die Hämatit-Bildung in den Rotpläner bewirkt oder – wegen der Bindung des Eisens an die Tonminerale wahrscheinlicher – bewahrt haben. Wir halten es für möglich, daß es im höheren Cenoman und tieferen Turon zu einer episodischen Neuformierung des Strömungssystems gekommen ist, durch die das arktische Tiefenwasser an Bedeutung gewann. Das aus der Nordseestraße – insbesondere dem Viking-Graben – nach Süden strömende Bodenwasser stieg im Verbreitungsgebiet der Rotpläner und glaukonitischen Fazies auf, nachdem das Meer im Zuge der *plenus*-Regression erheblich flacher geworden war. Infolge des Upwelling gelangte Tiefenwasser auf die Schwellen-Regionen und die nicht durch Untiefen abgeschirmten Teile des Sedimentationsraumes. Gute Durchlüftung des Bodensediments, Rückgang der Arten-Diversität der Makrofauna und Glaukonitbildung waren die Folge. Das Modell kann nur funktionieren, wenn sich zu gleicher Zeit der Einfluß der aus SW herangeführten warmen Oberflächenwässer des Protogolfstroms abschwächte. Möglicherweise wurden sie durch die aus der Unterkreide überkommene, noch als Untiefe bestehende London-Brabanter Schwelle oder eine zwischen nord- und südenglischer Faunenprovinz bestehende Barriere nach Westen abgedrängt. Das scheint nicht völlig hypothetisch, da bekanntlich die faunistischen Parallelen zwischen nordwestdeutscher und nordenglischer Oberkreide größer sind als die zum anglopariser Becken (z. B. ERNST & SCHULZ 1974: 25). Auch der Einfluß der osttethyalen Oberflächenströmung schwächte sich nach unserem Modell im osteuropäischen Inselgebiet ab. Als zusätzliches Argument für die Wirksamkeit arktischer Strömungen sehen wir die weite horizontale, wie vertikale Verbreitung von Rotsedimenten im Nordseeraum an, die vom Valangin bis Campan oder Maastricht immer wieder in den Erdölbohrungen angetroffen werden.

Wir sind uns bewußt, daß das für unseren Raum zur Diskussion gestellte Strömungsmodell noch gründlicher Korrekturen bedarf und insbesondere mit der MCE-Arbeitsgruppe „Cenomanian and Turonian Palaeogeographic Maps“ abgestimmt werden muß. Wie Gegenbeispiele – etwa der Ammonitico rosso – belegen, besteht kein zwingender Zusammenhang zwischen Rotfärbung von Kalken und kaltem Wasser. Im Falle des Ammonitico rosso liegen die roten Warmwasser-Kalke auf Tiefschwellen, zwischen denen sich Becken mit anoxischer Sedimentation befinden. Insofern besteht von der Geomorpho-

logie her eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Ablagerungsraum der Rotpläner, den wir nach den sedimentologischen Parametern als relativ seichte Schwellenablagerung ansehen.

Gegen unser Strömungsmodell wurden vor allem von englischen Spezialisten beachtenswerte Bedenken geäußert (z. B. von CLAYTON, SWIECICKI, WOOD). Generell habe das Nordseebassin eine Art Falle für eisenreiche klastische Sedimente dargestellt. Unabhängig von der Wassertemperatur sei es im Verlauf der Kreide immer wieder zur verstärkten Zufuhr von rotem, feinklastischem Material gekommen, wobei die rote Farbe ausschließlich an die Tonminerale gebunden war. Wir akzeptieren, daß sich während der Rotpläner-Zeit die Reliefenergie und der Festlandseinfluß vorübergehend verstärkte und daß eine Bindung der roten und bunten Färbungen an tonreiche Horizonte oder den tonigen Anteil der Kalke besteht. Wir müssen aber die Frage nach der Herkunft des Materials offenlassen. Neben den kalten Strömungen aus dem Nordseeraum käme auch die Mitteldeutsche Schwelle und das Böhmisches Massiv als Liefergebiet in Betracht. Hier ist aber nicht der Ort, auf weitere Probleme und Thesen der Rotfärbung detaillierter einzugehen. Wir verweisen auf JORDAN (1974) und VAN HOUTEN (1964). Im Übrigen wurden von uns die Diplomanden DAHMER und HILBRECHT im ost- und zentralniedersächsischen Raum angesetzt, um durch eine Kombination von geochemischen, sedimentologischen und stratigraphischen Parametern zur Klärung der Probleme beizutragen.

Anoxische Sedimente: Für die Deutung der anoxischen Sedimente im norddeutschen Raum ist eine zeitweilige Belebung der Reliefenergie die Voraussetzung. Sie findet ihren Ausdruck in den auf S. 550 dieses Kapitels beschriebenen Mächtigkeitsunterschieden, Schichtlücken und Kondensationen (vgl. BRAUTIGAM 1962: 96 f.). Deutliche Hinweise sind auch die erwähnten sedimentologischen Kennzeichen, wie Mergelreichtum, Knollenkalke, intraformationale Gerölle, Rinnenbildungen und ähnliches in der Rotpläner-Fazies. Als Ursache für die Verstärkung der Reliefunterschiede ist eine wachsende halokinetische Aktivität anzusehen, die zur Ausbildung von Randsenken, Schwellen und Becken im niedersächsischen Salzstockgebiet führte (vgl. ERNST, SCHMID & KLISCHIES 1979: Fig. 8). In den abgeschirmten Beckenteilen und Randsenken blieb der Einfluß der Strömungen naturgemäß gering. Die schlechte Zirkulation schuf im Verein mit dem massenhaft absterbenden Phyto- und Zooplankton (vorwiegend Coccolithophoriden und Radiolarien) anoxische Bedingungen und führte zu rhythmisch wiederholter Schwarzschiefer-Sedimentation.

Es kommt hinzu, daß im Cenoman/Turon-Grenzbereich anoxische Sedimente beinahe weltweit verbreitet sind. Wir verweisen in diesem Zusammenhang auf die Arbeiten von SCHLANGER & JENKINS (1976), ARTHUR & SCHLANGER (1979) und JENKINS (1980), in denen die Ursachen und Konsequenzen dieses weltweiten Events ausführlich diskutiert werden.

7. ÜBERREGIONALE EVENT-KORRELATION

Eine direkte Nord/Süd-Korrelation zwischen borealer und tethyaler Oberkreide über die Barriere der Mitteldeutschen Schwelle hinweg ist naturgemäß nur schwierig durchzuführen. Entsprechend den paläogeographischen Gegebenheiten sind die Parallelen zwischen nordwestdeutschem, nordenglischem und anglofranzösischem Becken wesentlich enger. Die Meeresverbindungen über den Nordseeraum hinweg sind breit angelegt, und der Faunenaustausch wird nur durch submarine Schwellen und ökologische Barrieren behindert.

Eine Nord/Süd-Korrelation muß deshalb grundsätzlich auf einer verbesserten Ost/West-Korrelation aufbauen. Sichtbare Fortschritte bei der Ost/West-Korrelation zwischen NW-Deutschland und England wurden mit der fortschreitenden Angleichung der beiderseitigen Gliederungssysteme möglich. Durch die enge Kooperation mit C. J. WOOD konnte zumindest ein Teil unserer Events mit ähnlichen Ereignissen in der englischen Kreide parallelisiert werden.

Dies gilt z. B. für das *primus*-Event des unteren Mittel-Cenoman, das mit einer ganz ähnlichen Faunenassoziation sowohl in der nord- wie in der südenglischen Kreideprovinz entwickelt ist (vgl. Kap. C. 4. a). Ebenso geben die Oyster-Events im Grenzbereich Mittel-/Ober-Cenoman ein instruktives Beispiel für überregionale Korrelation und deuten mutmaßlich auf eine oszillierende Regression im europäischen Raum hin (vgl. Kap. C. 3. d). Fast schon global ist die

Reichweite für das oxisch/anoxische Event im Cenoman/Turon-Grenzbereich, das sich in weiten Teilen der Nordsee sowie auch im Atlantik, Mittelmeer und Pazifik etwa im gleichen Niveau wiederfindet (Kap. C. 6). Weitere Beispiele für eine funktionsfähige Event-Korrelation sind mutmaßlich die erwähnten Lithoevents Mergellage E und der *Micraster*-Mergel M_G oberhalb der Tufflagen F und G (Kap. C. 3. i und C. 5. b).

Die genaue Darstellung und Diskussion der überregionalen Event-Stratigraphie muß der geplanten Folgepublikation vorbehalten bleiben. Schon jetzt aber ist sicher, daß auf dem Umwege einer Ost/West-Korrelation wichtige Beiträge zu einem der Hauptziele des nationalen MCE-Programms – der Nord/Süd-Korrelation zwischen borealer und mediterraner Kreide – beigesteuert werden können.

D. LITERATURVERZEICHNIS

ARTHUR, M. A. & SCHLANGER, S. O., (1979): Cretaceous 'oceanic anoxic events' as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields. – Bull. Amer. Ass. Petroleum Geol., **63**: 870–885, 6 figs.

BRAUTIGAM, F. (1962): Zur Stratigraphie und Paläontologie des Cenomans und Turons im nordwestlichen Harzvorland. – Diss. Techn. Univ. Braunschweig: 261 S., 7 Abb., 21 Taf., 16 Anl.; Braunschweig.

BRINCKMANN, R. (1935): Über Rotfärbung in marinen Sedimenten. – Geol. Rdsch., **26**: 124–127, 2 Abb.; Stuttgart.

DIENER, I. (1967): Zur Paläogeographie der Oberkreide Nordostdeutschlands. – Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A, Geol. Paläont., **12**, 5: 493–509, 8 Abb.; Berlin.

DORN, P. & BRAUTIGAM, F. (1959): Hinweise auf Oberkreide vulkanismus in Nordwestdeutschland. – Abh. Braunschweig. Wiss. Ges., **11**: 1–4, 1 Abb.; Braunschweig.

ERNST, G. (1970): Faziesgebundenheit und Ökomorphologie bei irregulären Echiniden der nordwestdeutschen Oberkreide. – Paläont. Z., **44**: 41–62, 8 Abb., 5 Taf.; Stuttgart.

— (1975): Stratigraphie, Fauna und Sedimentologie der Oberkreide von Misburg und Höver bei Hannover (Exkursionsführer). – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **44**: 69–97, 17 Abb.; Hamburg.

— (1978): Das Turon von Wüllen. In: KEMPER, E., ERNST, G. & THIERNANN, A.: Fauna, Fazies und Gliederung der Unterkreide im Wiehengebirgsvorland, Osning und im deutsch-niederländischen Grenzgebiet. – Int. Symp. dt. Kreide Münster, Exk. A: AII–10–16, Abb. 30–33; Münster.

—, SCHMID, F., KELLER, S., KLISCHIES, G. & SEIBERTZ, E. (1979): Die Oberkreide des Raumes Braunschweig–Hannover unter besonderer Berücksichtigung des Cenoman und Turon. – Exk.-Führer: Geländetagung „Kreide Niedersachsen“ der Subkommission für Kreidestratigraphie 1.5.1979–5.5.1979: 1–75, 41 Abb.; Berlin–Braunschweig–Hannover 1979.

—, SCHMID, F. & KLISCHIES, G. (1979): Multistratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Raumes Braunschweig–Hannover. – Aspekte der Kreide Europas. IUGSSer. A, **6**: 11–46, 15 Abb.; Stuttgart.

— & SCHMID, F. (1979): Oberkreide. – In: VOSS, H. H.: Geol. Karte Niedersachsen 1:25 000; Erl. Bl. Wunstorf, Nr. 3522; 23–25; Hannover.

— & SCHMID, F. (1980): The Upper Cretaceous of Central and Eastern Lower Saxony. – In: BIRKELUND, T. & BROMLEY, R. G.; Upper Cretaceous of NW Europe. Guide to Excursion A-69, 26th Intern. Geol. Congr. Paris: 83–113, 10 figs.; Paris.

— & SCHMID, F.: Die Oberkreide. – In: LEPPER, J.: Geol. Karte Niedersachsen 1:25 000; Erl. Bl. Sarstedt, Nr. 3725: 1 Abb.; Hannover (im Druck).

— & SCHULZ, M.-G. (1974): Stratigraphie und Fauna des Coniac und Santon im Schreibkreide-Richtprofil von Lägerdorf (Holstein). – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **43**: 5–60, 15 Abb., 5 Taf.; Hamburg.

HANCOCK, J. M. (1969): Transgression of the Cretaceous sea in south-west England. – Proc. Ussher Soc., **2**, 61–83; Ussher.

— (1975): The sequence of facies in the Upper Cretaceous of northern Europe compared with that in the Western Interior. – In: CALDWELL, W. G. E. (ed.): The Cretaceous system in the Western Interior of North America. – Spec. Pap. geol. Ass. Can. **13**: 83–118, 5 figs.; Ottawa.

— & KAUFFMAN, E.-G. (1979): The great transgressions of the Late Cretaceous. – J. geol. Soc. London, **136**: 175–186, 5 figs., 4 tabl.; London.

HEINZ, R. (1926): Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie und Tektonik der oberen Kreide Lüneburgs. – Mitt. Mineral.-Geol. Staatsinst. Hamburg, **8**: 1–109, 3 Taf.; Hamburg.

— (1928): Ueber Cenoman und Turon bei Wunstorf westlich Hannover. – Jber. nieders. geol. Ver., **21**: 18–38, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.

HOUTEN, F. B. VAN (1964): Origin of Red Beds – Some unsolved Problems. – In: NAIRNS, A. E. M. (Ed.): Problems in Palaeoclimatology. – S. 647–661; London etc. (Wiley & Sons).

JENKINS, H. C. (1980): Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. – J. geol. Soc. London, **137**: 171–188, 6 figs.; London.

JORDAN, H. (1968): Gliederung und Genese des Flammenmergels (Alb) in Hils- und Sackmulde (Süd-Hannover). – Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1965, **117**: 391–425, 6 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.

—, KELLER, S., SCHEFFER, M. & SCHMID, F.: Kreide. – In: HARMS, F.-J.: Geol. Karte Niedersachsen 1:25 000, Erl. Bl. Freden, Nr. 4025; Hannover (im Druck).

JORDAN, R. (1974): Salz- und Erdöl/Erdgas-Austritt als Fazies bestimmende Faktoren im Mesozoikum Nordwest-Deutschlands. – Geol. Jb., A **13**: 64 S., 2 Abb., 1 Taf.; Hannover.

KAPLAN, U. & SCHMID, F. (1983): Der Großammonit *Pachydesmoceras denisonianum* (STOLICZKA) und die Feinstratigraphie des Grenzbereiches Cenoman/Turon im Hesseltal bei Halle in Westfalen (N-Deutschland). – Veröff. Naturk.-Mus. Bielefeld: 16 Abb., 1 Tab.; Bielefeld (im Druck).

KAUFFMAN, E. G. (1978): British middle Cretaceous inoceramid biostratigraphy. – Ann. Mus. d'Hist. nat. Nice **4**, 1976, Mid-Cretaceous Events, reports on the biostratigraphy of key areas: IV. 1–12, 2 figs.; Nice.

KELLER, S. (1981): Die Oberkreide der Sack-Mulde bei Alfeld (Cenoman – Unter-Coniac): Lithologie, Biostratigraphie und

Inoceramen. — Diss. Univ. Hannover, 239 S., 62 Abb., 1 Tab., 8 Taf.; Hannover.

— (1982): Die Oberkreide der Sack-Mulde bei Alfeld (Cenoman – Unter-Coniac): Lithologie, Biostratigraphie und Inoceramen. — Geol. Jb., A 64: 3–171, 61 Abb., 2 Tab., 8 Taf.; Hannover.

KENNEDY, W. J. (1971): Cenomanian ammonites from Southern England. — Paleont. Ass. London, Spec. Pap. Paleont., 8: 133 pp., 4 tabs., 64 pls.; London.

— & HANCOCK, J. M. (1978): The Mid-Cretaceous of the United Kingdom. — Ann. Mus. d'Hist. nat. Nice, 4, 1976, Mid-Cretaceous Events, reports on the biostratigraphy of key areas: V. 1–72, 10 figs., 30 pls.; 4 tabs.; Nice.

LIEVER, H. (1980): Profilaufnahme und Kartierung der Oberkreide im Kahnsteingebiet (Nördliches Harzvorland). — Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Clausthal-Zellerfeld: 133 S., 31 Abb., 3 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.

— (1981): Litho- und Biostratigraphie des Turon und Coniac am Kahnstein bei Langelsheim (Nördliches Harzvorland). — Clausthaler geol. Abh., 41: 89–96, 2 Abb.; Clausthal-Zellerfeld.

MEYER, T. (1982): Die Geologie der Oberkreidevorkommen in der Hilsmulde bei Kaerde. Schichtaufbau, Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse. — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Hannover: 91 S., 26 Abb., 2 Anl.; Hannover.

RAWSON, P. F., CURRY, D., DILLEY, F. C., HANCOCK, J. M., KENNEDY, W. J., NEALE, J. W., WOOD, C. J. & WORSSAM, B. C. (1978): A correlation of Cretaceous rocks in the British Isles. — Geol. Soc. London, Spec. Report, 9: 1–70, 6 Fig.; London.

RIEDEL, L. (1942): Obere Kreide. — Schr. wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachsen, N. F., 2: Das Mesozoikum in Niedersachsen. — 5: 53 S., 4 Abb., 1 Tab.; Oldenburg i. O. (Stalling).

ROSE, H. & RADCEWSKI, O. E. (1949): Über den Unterschied der weißen und roten Plänerkalke von Söhlde bei Hildesheim. — N. Jb. Miner., Abt. A, Mh., 1949, (11/12): 261–265; Stuttgart.

SCHEFFER, M. (1981): Spezialkartierung des Muldenkerns der südlichen Sackmulde (TK 25 Blatt Freden, Nr. 4025) mit Lefosfossilien. — Dipl.-Kartierung: 39 S., 4 Abb., 3 Taf., 8 Anl.; Clausthal-Zellerfeld.

SCHLANGER, S. O. & JENKINS, H. C. (1976): Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. — Geol. Mijnbouw, 55: 179–184, 2 figs.; Leiden.

SCHMID, F. (1965): *Actinocamax plenus* (Blainville) ein seltener Belemnitenfund im Rotpläner (Oberkreide, Niedersachsen). — Geol. Jb., 83: 517–532, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.

— & SPAETH, C. (1980): Erster Nachweis von Schwarzschiefern im Unter-Turon Helgolands (Nordsee, NW-Deutschland). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1980 (11): 703–706; Stuttgart.

SEIBERTZ, E. (1977): Litho-, Bio-, Ökostratigraphie, Sedimentologie und Tektonik im Soester Grünsand (oberes Mittel-Turon; südliches Münsterland). — Geol. Jb. A 40: 61–113, 19 Abb., 2 Taf.; Hannover.

— (1978): Ökologie, Fazies und Fauna im Turon des südlichen Münsterlandes: Ein Fazieswirkungsschema. — Paläont. Z., 52, 1/2: 93–109, 16 Abb.; Stuttgart.

— (1979a): Stratigraphisch-fazielle Entwicklung des Turon im südöstlichen Münsterland (Oberkreide, NW-Deutschland). — Newsł. Stratigr., 8 (1): 3–60, 34 Abb., Berlin; Stuttgart.

— (1979b): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie der „Mittel“-Kreide zwischen Rüthen und Erwitte (Alb – Coniac, SE-Münsterland). — VFMG Sonderbd., 29: 85–92, 6 Abb.; Heidelberg.

— (1979c): Biostratigraphie im Turon des SE-Münsterlandes und Anpassung an die internationale Gliederung aufgrund von Vergleichen mit anderen Oberkreide-Gebieten. — Newsł. Stratigr., 8 (2): 111–123, 5 Abb.; Berlin, Stuttgart.

— (1981): Stratigraphie des Kreide-Profil von Hahndorf im südlichen Salzgitterer Sattel (SE-Niedersachsen). — Clausthaler Geol. Abh., 41: 119–128, 5 Abb.; Clausthal-Zellerfeld.

— & SCUPIN, K. (1982): Die Gliederung der unteren Oberkreide im Raum Paderborn einst und jetzt. — In: SCUPIN, K.: Geol. Karte Westfalen, 1:25000, Erl. Bl. 4218; Paderborn (im Druck).

— & VORTISCH, W. (1979): Zur Stratigraphie, Petrologie und Genese einer Bentonit-Lage aus dem oberen Mittel-Turon (Oberkreide) des südöstlichen Münsterlandes. — Geol. Rundschau, 68, (2): 649–679, 17 Abb.; 3 Tab., Stuttgart.

TRÖGER, K.-A. (1967): Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon). Teil I: Paläontologie und Biostratigraphie der Inoceramen des Cenomans und Turons Mitteleuropas. — Abh. staatl. Mus. Miner. Geol., 12: 13–207, 14 Taf., 43 Anl.; Dresden.

— (1969): Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon). Teil II: Stratigraphie und fazielle Ausbildung des Cenomans und Turons in Sachsen, dem nördlichen Harzvorland (subherzynen Kreide) und dem Ohmgebirge. — Abh. staatl. Mus. Miner. Geol., 13: 1–70, 7 Abb., 18 Anl.; Dresden.

— (1981): Zu Problemen der Biostratigraphie der Inoceramen und der Untergliederung des Cenomans und Turons in Mittel- und Osteuropa. — Newsł. Stratigr., 9 (3): 139–156, 8 Abb.; Berlin-Stuttgart.

VALETON, I. (1960): Vulkanische Tuffiteinlagerungen in der nordwestdeutschen Oberkreide. — Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, 29: 26–41, 8 Abb., 1 Taf.; Hamburg.

VOIGT, E. (1977): Neue Daten über die submarine Großgleitung turoner Gesteine im Teutoburger Wald bei Halle/Westf. — Z. deutsch. Geol. Ges., 128: 57–79, 5 Abb., 2 Taf.; Hannover.

— & SEIBERTZ, E. (1978): Unterkreide/Cenoman-Grenze bis Turon im südöstlichen Münsterland; Campan von Beckum. — Int. Symp. dt. Kreide Münster, Exk. C: 38 S., 30 Abb.; Münster.

WIEDMANN, J. (1979): Die Ammoniten der NW-deutschen, Regensburger und Ostalpinen Oberkreide im Vergleich mit den Oberkreidefaunen des westlichen Mittelmeerraums. — Aspekte der Kreide Europas. IUGS Ser. A, 6: 335–350, 6 Tab.; Stuttgart.

— & SCHNEIDER, H. L. (1979): Cephalopoden und Alter der Cenoman-Transgression von Mülheim-Broich, SW-Westfalen. — Aspekte der Kreide Europas. IUGS Ser. A, 6: 645–680, 10 Abb., 10 Taf.; Stuttgart.

WOOD, C. J. (1982): The biostratigraphy of *Aucellina* in Albian-Cenomanian successions. — 2. Symposium Kreide, München, Abstracts: 90–91; München.

ZAWISCHA, D. (1980): Die Fauna des Cenomans von Wunstorf. — Arb. Kr. Paläont., 8 (5/6): 1–34, 102 Abb.; Hannover.

ZIEGLER, P. A. (1975): North Sea basin history in the tectonic framework of north-western Europe. — In: WOODLAND, A. W.: Petroleum and the continental shelf of North West Europe. — 1, (Geology, 9.): 131–147, 19 figs., Great Yarmouth.

— (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe. — Shell Intern. Petrol. Maatschappij B. V.: 1–130, 29 Figs., 40 Encl.; The Hague.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Zitteliana - Abhandlungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Histor. Geologie](#)

Jahr/Year: 1982

Band/Volume: [10](#)

Autor(en)/Author(s): Ernst Gundolf, Schmid Friedrich, Seibertz Ekbert

Artikel/Article: [Event-Stratigraphie im Cenoman und Turón von NW-Deutschland 531-554](#)