

Geol. Paläont. Westf.	81	75-105	21 Abb.	Münster Dezember 2011
--------------------------	----	--------	---------	--------------------------

Turonium und Unterconiacium (Oberkreide) im Steinbruch DIMAC bei Halle (Westfalen), Teutoburger Wald (Östliches Münsterländer Kreidebecken)

Ulrich Kaplan

Kurzfassung

Die Schichtenfolgen des Turoniums und des Unterconiaciums im Steinbruch DIMAC im Hesseltal bei Halle (Westfalen) wird anhand bestehender Gliederungen litho-, bio- und eventstratigraphisch dokumentiert und seine Fauneninhalte werden beschrieben. Den herkömmlichen Schichtbezeichnungen werden aktuelle lithostratigraphische Einheiten gegenübergestellt. Von diesen hat die Hesseltal-Formation hier ihre Typ-Lokalität. Sie ist wie die unterturone Büren-Formation sehr gut aufgeschlossen. Dies gilt auch für Oerlinghausen-Formation mit ihrem unteren Abschnitt. Dagegen sind ihr oberer Abschnitt und der der unteren der Salder-Formation durch Störungen geprägt. Die Salder-Formation ist insgesamt nur durch Aufschiebungen von etwa 5 m Versatz tektonisch überprägt. Die Erwitte-Formation ist mit ihren beiden Members „Grauweiße Wechselfolge“ und „obere Plänerkalkstein-Einheit“ vertreten. Den unteren Abschnitt des Members „Grauweiße Wechselfolge“ prägt die untere submarine Gleitung. Der obere zeigt bei seiner typischen Entwicklung durch die Einschaltung kleiner Mergelkalkbänkchen in die Mergelstein-Bänke und Kalkmergelstein-Bänkchen in die ansonsten massiven Mergelkalkstein-Bänke Anklänge an die Lengerich-Formation. Die biostratigraphische Gliederung des Steinbruch DIMACs erfuhr durch isotopestratigraphische Untersuchungen eine erhebliche Verfeinerung. Die Cenomanium / Turonium-Grenze lässt sich nun exakt in der Hesseltal-Formation identifizieren. Die Probleme der Mittel- / Oberturonium-Grenze wurden eingegrenzt. Bei den derzeitigen Abbauverhältnissen kann die Turonium / Coniacium-Grenze nicht genau identifiziert werden. Das im Steinbruch DIMAC aufgeschlossene Augustdorf-Member der Emscher-Formation mit der submarinen Großgleitung gehört nach den vorliegenden Aufsammlungen noch in das Unterconiacium.

Abstract

The Turonian and Lower Coniacian successions of the DIMAC quarry are documented by means of existing litho-, bio-, and eventstratigraphical divisions. The faunal contents are specified. Traditional names for lithological units are faced to current ones. The Hesseltal Formation has its type locality here and is very well exposed. This applies as well to the Büren and lower Oerlinghausen Formation. In contrast its upper section and the lower one of the Salder Formation are affected by faults. The Salder Formation has reversed faults of 5 m height. The Erwitte-Formation is exposed with its both members „Grauweiße Wechselfolge“, and „obere Plänerkalkstein-Einheit“. The lower part of the „Grauweiße Wechselfolge“ is presented by the lower submarine slide. Its upper part is developed typically, and shows affinities to the Lengerich Formation by means of the intercalation of small marly limestone beds into marly horizons, and small limestone beds into apart from that massive limestone beds. The biostratigraphical subdivision of the DIMAC

Anschrift des Verfassers:

Ulrich Kaplan, Eichenallee 141, D 33332 Gütersloh, Deutschland, E-Mail: U.K.Kaplan@t-online.de.

quarry has considerably been refined by isotope stratigraphical research. In consequence the Cenomanian / Turonian boundary placed in the Hesseltal Formation can be identified exactly. The problems of the Middle / Upper Turonian boundary are narrowed down. Due to the present excavation situation the Turonian / Coniacian boundary cannot be identified exactly. The Augustdorf Member of the Emscher Formation as exposed in the DIMAC quarry is of Lower Coniacian age according to existing collections.

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung Abstract

1. Einleitung	76
2. Regionalgeologischer Rahmen und Anmerkungen zur Tektonik	78
3. Stratigraphie	81
3.1 Lithostratigraphie	82
3.2 Bio-, Eventstratigraphie	94
4. Schriftenverzeichnis	103

1. Einleitung

Der Steinbruch DIMAC bei Halle (Westfalen) ist ein Schlüsselprofil der nordwestdeutschen Plänerkalkgruppe. Er entstand durch die Fusionierung der ehemals eigenständigen Abbaubetriebe Dieckmann KG und F. Foerth. Während der Dieckmann'sche Betrieb weitgehend Kalk- und Mergelkalksteine des Cenomaniums für Schotter gewann, baute der Foerth'sche Betrieb Mergelkalksteine des Turoniums für die Herstellung von Branntkalk und Zement ab. Die ehemals beide Steinbrüche trennenden Ablagerungen des Obercenomaniums und Unterturoniums wurden in den vergangenen Jahren abgetragen und dazu noch neue Aufschlussteile im Unterconiacium angelegt. Damit erschließt der Steinbruch DIMAC jetzt eine Schichtenfolge vom oberen Untercenomanium bis zum oberen Unterconiacium mit einer Gesamtmächtigkeit von fast 350 m. Von den 8 Formationen der Plänerkalkgruppe der Oberkreide sind hier 7 erschlossen, von denen eine – die Hesseltal-Formation – hier ihr Typusprofil hat. Dazu kommt das Augustdorf-Member der Emscher-Formation, das die Ablagerungen der submarinen Großgleitungen am Teutoburger Wald umfasst. Damit sind im Steinbruch DIMAC 7 Unterstufen, 13 Ammoniten- und 17 Inoceramenzonen sowie fast 40 erdgeschichtliche Events aufgeschlossen. Damit gewinnt dieser Aufschluss eine außerordentliche geologische und paläontologische Bedeutung. Diese spiegelt sich in einer nicht geringen Zahl von paläontologischen und stratigraphischen Publikationen internationaler Autoren wider, die Faunen und Abschnitte seiner Schichtenfolge in den Fokus ihrer Arbeiten nahmen. In dieser Arbeit sollen die derzeitige Aufschlussverhältnisse und deren Fauneninhalte dokumentiert werden. Bewusst werden weitergehende Aspekte wie Sequenzstratigraphie, Meeresspiegelschwankungen und damit einhergehend auch paläökologische Interpretationen ausgeklammert, weil diese eingehenden Spezialstudien vorbehalten sein sollen. Der cenomane Abschnitt wird beispielhaft von RICHARD (2010) dargestellt. Deshalb konzentriert sich diese Dokumentation auf das Turonium und Unterconiacium.

Danksagung: Dr. K.-P. Lanser, LWL-Museum für Naturkunde in Münster, betreute diese Arbeit redaktionell. Dr. M. Hiß, Geologischer Dienst NRW, Krefeld, gab wertvolle Hinweise im Rahmen von gemeinsamen Exkursionen. Dr. G. Drozdowski half mir die komplexe Tektonik des Steinbruch DIMACs besser zu verstehen. Ich danke allen für ihre Unterstützung.

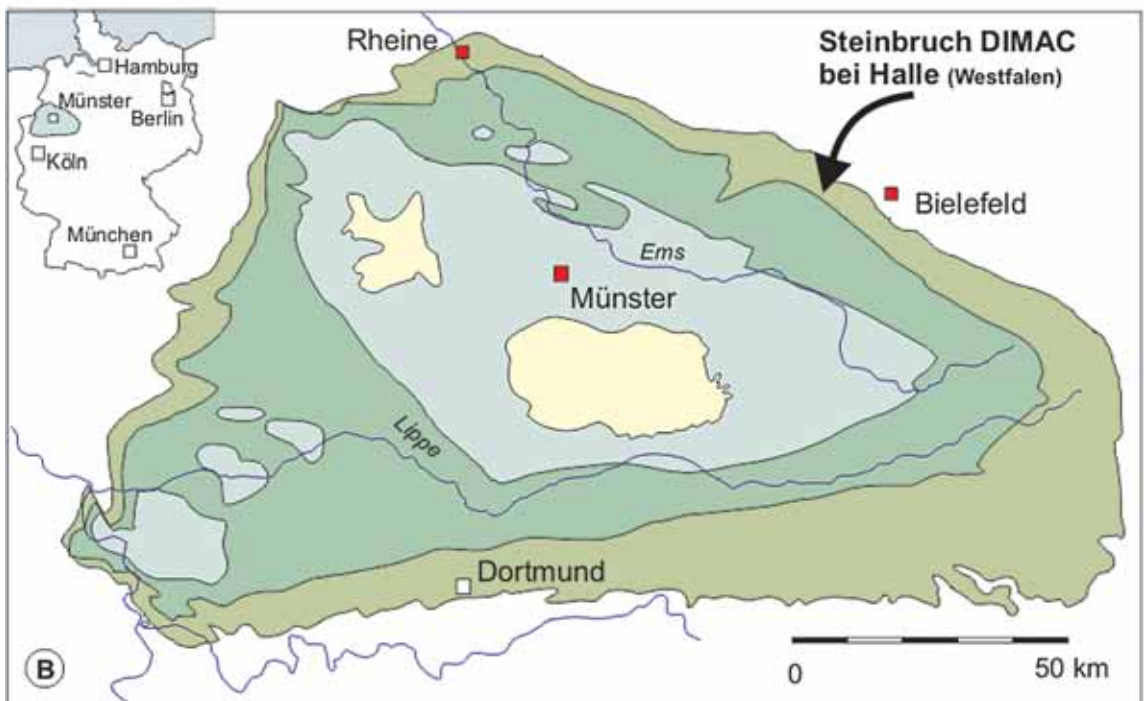
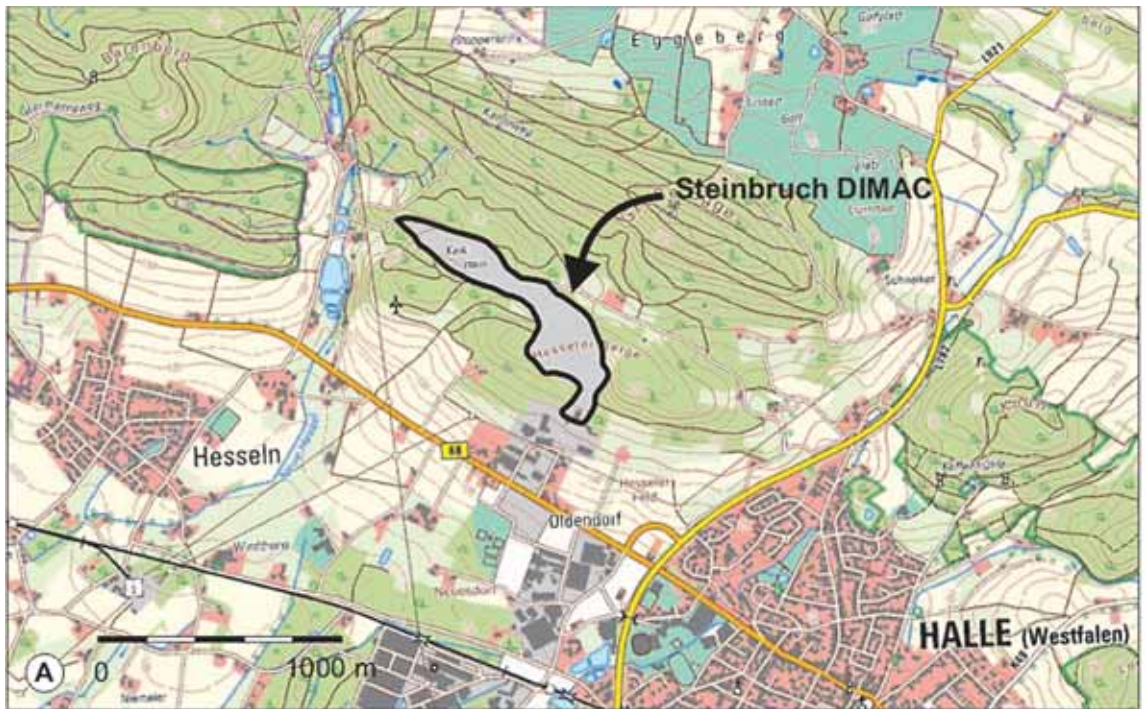


Abb. 1: **A** Karte des Steinbruchs DIMAC bei Halle (Westfalen), TK 25 Blatt 3916 Halle (Westfalen), Rechts 3455250, Hoch 5771250 (zentraler Wert östlicher Abbaubereich) **B** im Kontext der Verbreitung der Ablagerungen der Oberkreide im Münsterländer Kreidebecken.

Die Lage des Steinbruchs DIMAC wird in Abbildung Abb. 1 dargestellt, seine Koordinaten sind: TK 25 Blatt 3916 Halle (Westfalen), Rechts 3455250, Hoch 5771250 (zentraler Wert östlicher Abbaubereich). In Abb. 2 finden sich die lithologischen und stratigraphischen Symbole. Die erläuternden Buchstaben in den Steinbruchfotos werden entsprechend der stratigraphischen Folge immer beginnend mit A als unterstem Element eingebracht. Dadurch ergibt sich mitunter eine entgegengesetzt der gebräuchlichen Leserichtung von rechts nach links verlaufende Kennzeichnung.

2. Regionalgeologischer Rahmen und Anmerkungen zur Tektonik

Der Steinbruch DIMAC liegt am Nordostrand der der Rheinischen Masse mit dem angrenzenden Niedersächsischen Tektogen (Abb. 3). Die Schichtenfolge lagert überkippt. Zahlreiche Aufschiebungen mit Sprunghöhen um 5 Meter zerlegen das Profil in einzelne Schollen (vgl. Abb. 9; 11; 15). Im südöstlichen und seit 2009 sehr gut abgeschlossenen Steinbruchareal zeigen sich komplexere tektonische Strukturen mit

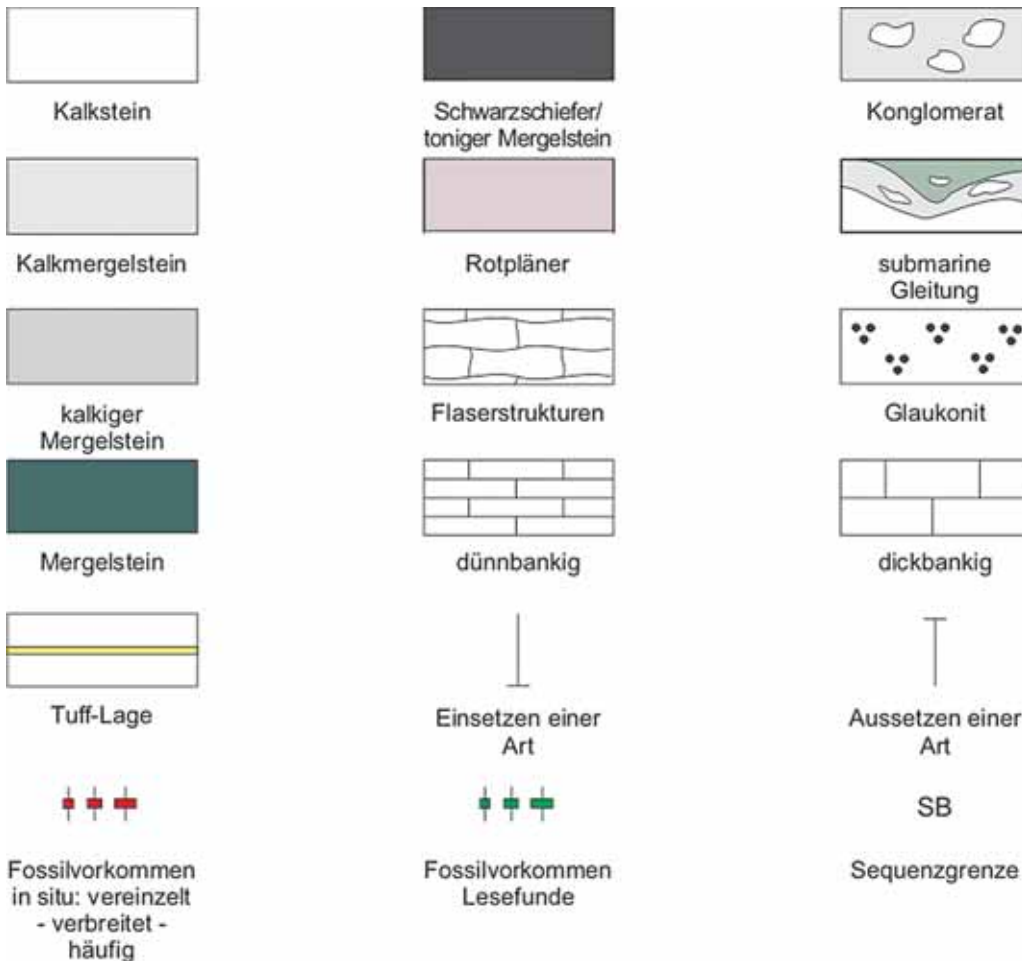


Abb. 2: Lithologische und stratigraphische Symbole und Abkürzungen.

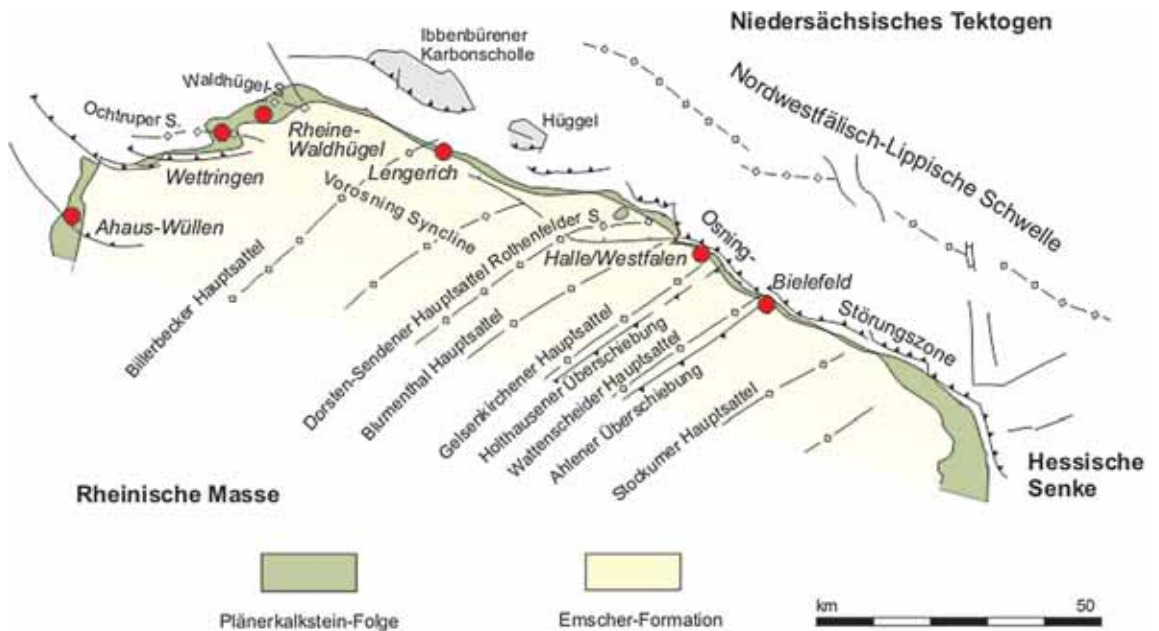


Abb. 3: Strukturgeologie des paläozoischen Untergrunds im Gebiet der Osning-Störungszone, dem Grenzbereich der Rheinischen Masse und des Niedersächsischen Tektogens im Teutoburger Wald. **A** Verbreitung von Rotplänen in der Oerlinghausen-Formation. Strukturkarte des paläozoischen Untergrunds verändert nach DROZDZEWSKI (1995).

höheren Versätzen (Abb. 18). Das tektonische Bild des Steinbruchs steht im Kontext mit der Osning-Störungszone als Lineament von Rheinischer Masse und Niedersächsischem Tektogen (DROZDZEWSKI 1995; 2003). Nach ihm begann die Aufrichtung des Teutoburger Waldes in der Zeit der späten Oberkreide und wurde ausgelöst durch die Alpenauffaltung. Das sich bis dahin absenkende Niedersächsische Becken hob sich heraus, das Hochgebiet der Rheinischen Masse senkte sich ein. In Scherbewegungen bewegte sich dabei das nördliche Niedersächsische Tektogen längs des Osning-Lineaments bis zu 1000 m horizontal und überschob sich bis zu 1000 m auf die Rheinische Masse (DROZDZEWSKI 2003). Dabei wurden die Ablagerungen der Kreidezeit aufgerichtet, aber auch wie im Steinbruch DIMAC überkippt und tektonisch in Einzelschollen zerlegt.

Erste Anzeichen für inversionstektonische Vorgänge zeigen sich im Raum Halle bereits im Untercenomanium mit der Schüttung spätalbischer und frühcenomaner Flachwassersedimenten aus dem Gebiet der Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle in die Baddecken-Formation, die in einem Epikontinentalmeer sedimentiert wurde (KAPLAN 1998; 2004; 2007). Die zunehmende Intensität der tektonischen Vorgänge zeigen sich im Oberturonium und Unterconiacium des Steinbruchs DIMAC durch eine sich beschleunigende Zunahme von Sedimentationsanomalien (s.u.). Noch relativ unscheinbar sind die distalen Vorkommen des Hauptturbidits des Rothenfelder Grünsands (Abb. 15). Die „Untere submarine Gleitung“ (KAPLAN & BEST 1984) (Abb. 17) dokumentiert eine Zunahme des tektonisch bedingten Sedimenttransports. Die letzte bekannte und vermutlich auch stärkste tektonische Phase stellt die Submarine Großgleitung dar, die im Coniacium von Halle bis in den Raum Schlangen verbreitet ist (SKUPIN 1990).

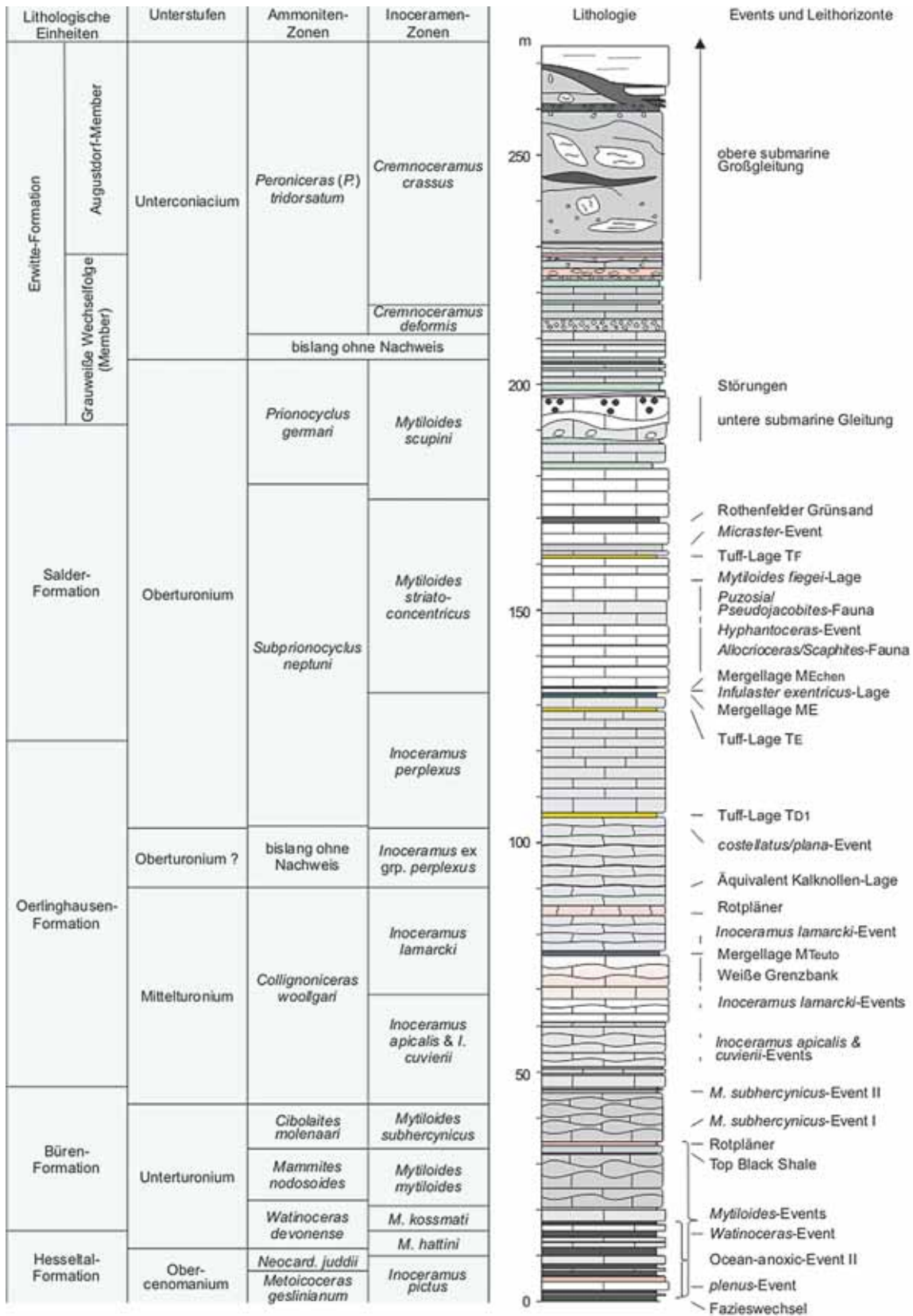


Abb. 4: Steinbruch DIMAC, Übersichtsprofil des Turoniums und Unterconiaciums.



Abb. 5: Steinbruch DIMAC, Südostwand, überkippte Lagerung, **A** obere Brochterbeck-Formation, **B** Hesselstal-Formation, **C** Büren-Formation, **D** basale Oerlinghausen-Formation. **a** Cenomanium/Turonium-Grenze, **b** *Watinoceras*-Event, September 2010.

3. Stratigraphie

Die Stratigraphie der nordwestdeutschen Oberkreide hat in den in letzten 10 Jahren wesentliche Neubearbeitungen gefunden, deren Ergebnissen für diese Arbeit adaptiert werden. Ein Übersichtsprofil des Turoniums und Unterconiaciums des Steinbruchs DIMAC wird in Abb. 4 dargestellt. Lithostratigraphisch wird auf die Beiträge in NIEBUHR et al. (2007) mit neu definierten lithostratigraphischen Einheiten Bezug genommen, die den Ansprüchen moderner Definitionen genügen (vgl. KAPLAN, dieser Band). Diesen werden hier auch ältere Schichtbeschreibungen gegenüber gestellt (MESTWERDT 1926; FRIEG et al. 1989; KAPLAN 1991). Die bio- und eventstratigraphische Gliederung orientiert sich für das Turonium an WIESE et al. (2001), für das liegende Cenomanium an KAPLAN (2001a) und RICHARDS (2010) und das hangende Coniacium an KAPLAN (2001b). Das eventstratigraphische Gerüst wird ergänzt durch WIESE & KAPLAN (2004a) und WIESE et al. (2004). Lithoevents wie markante Mergel- oder Kalksteinhorizonte und vulkanische Aschenlagen (Tuffe) werden in Rahmen der Lithostratigraphie erwähnt. Dementsprechend folgt die Beschreibung der Bioevents im Rahmen der Biostratigraphie. In den zitierten Arbeiten findet sich auch weiterführende ältere Literatur. Untersuchungen an vulkanischen Aschenlagen (Tuffen) im Arbeitsgebiet stammen von WRAY et al. (1995). Ergebnisse zur Isotopenstratigraphie ($\delta^{13}\text{C}$), die außerhalb des Arbeitsgebietes im Teutoburger Wald bei Lengerich gewonnen wurden, liefern LEHMANN (1998) für den Cenomanium/Turonium-Grenzbereich, WIESE & KAPLAN (2004) für den Mittel- / Oberturonium-Grenzbereich und VOIGT et al. (2007) im Steinbruch DIMAC für das hohe Cenomanium bis zum mittleren Mittelturonium.



Abb. 6: Steinbruch DIMAC, Westwand, überkippte Lagerung. Hesseltal-Formation, spätes Obercenomanium bis frühes Unterturonium. **A** *plenus*-Event **B** Rote Bank, **C** Cenomanium-Turonium-Grenze, **D** *Watinoceras*-Event, **E** Top Hesseltal-Formation. Juli 2010.

3.1 Lithostratigraphie

Hesseltal-Formation

Labiatus-Schichten (kro2 α) MESTWERDT (1926) (unterer Abschnitt)
 Hesseltal-Formation HISS et al. (2007a); KAPLAN (2007)

Der basale Abschnitt des Turoniums und der Top des unterliegenden Cenomaniums werden durch die Hesseltal-Formation vertreten, die im Steinbruch DIMAC ihr Typusprofil hat (Abb. 5; 6; 7) (HISS et al. 2007a). Die Hesseltal-Formation setzt mit einem scharfen Fazieswechsel über den hellen Kalksteinen der Brochterbeck-Formation ein und erreicht eine Mächtigkeit von 17,5 m (Abb. 5). Sie besteht weitgehend aus einer Wechsellagerung von dunkelgrauen bis schwarzen, z.T. auch grünlichgrauen tonigen Mergelsteinen („Schwarzschiefern“) mit weißen bis weißgrauen, mitunter auch grünlichen Kalkstein- und Mergelkalksteinbänken. Im unteren aber noch obercenomanen Abschnitt treten die markante, knollige Kalksteinbank (Kalkknollen-Bank) des *plenus*-Events und deren unmittelbar überliegende „Rote Bank“ markant hervor (Abb. 6). Im mittleren Abschnitt der Hesseltal-Formation treten zwei 1 m bzw. 2 m mächtige dunkelgraue Tonmergelstein-Bänke auf (Abb. 5; 6; 7). Den Top der Hesseltal-Formation bildet die oberste markante dunkelgraue Tonmergellage (HISS et al. 2007a).

Büren-Formation

Labiatus-Schichten (kro2 α) MESTWERDT (1926) (oberer Abschnitt)
Grüngraue Wechselfolge FRIEG et al. (1989); KAPLAN (1991)
Büren-Formation HISS et al. (2007b); (KAPLAN 2007)

Die 22 m mächtige Büren-Formation (Abb. 5; 7) besteht aus gebankten, grünlichgrauen Kalkmergelsteinen (HISS et al. 2007b). Zwischen den Mergelkalkstein-Bänken schalten sich Mergelbestege und immer wieder Mergellagen mit Mächtigkeiten zwischen wenigen Zentimetern und 30 cm ein. Leithorizonte sind der „Top Black Shale“ 11 m über der Basis der Büren-Formation, die oberste, dünne „Schwarzschiefer-Bank“, und die 1 m darüber liegende etwa 50 cm mächtige Rotpläner-Bank. Diese fällt allerdings nicht durch ein markantes kräftiges Rot wie in der roten Bank in der Hesseltal-Formation auf, sondern durch eine blasse, zurückhaltende Einfärbung, die erst dann wahrnehmbar wird, wenn der Betrachter unmittelbar vor dem Profil steht. Dazu werden noch die obersten 2 m der Büren-Formation durch dominierende Mergellagen charakterisiert.

Oerlinghausen-Formation

Lamarckipläner (kro2 β) MESTWERDT (1926)
Untere Plänerkalkstein-Einheit FRIEG et al. (1989); KAPLAN (1991)
Oerlinghausen-Formation HISS et al. (2007c); KAPLAN (2007)

Die Oerlinghausen-Formation (Abb. 5; 8; 9; 10) entspricht weitgehend dem Lamarckipläner von MESTWERDT (1926) bis auf dessen oberen Abschnitt. Allerdings hat MESTWERDT diese Einheiten wie andere der Oberkreide auch nie klar mit Liegend- und Hangend-Grenzen definiert. Denn das erste Auftreten von *Inoceramus lamarcki* als namengebende Spezies dieser Schichteinheit liegt deutlich über der Basis der Lamarckipläner (kro2 β) wie sie von MESTWERDT auskartiert wurden (Abb. 14). Dagegen korreliert die Untere Plänerkalkstein-Einheit von FRIEG et al. (1989) sehr eng mit der Oerlinghausen-Formation.

Die Liegendgrenze bildet der mergelige Einschnitt am Top der Büren-Formation. Die Gesamtmächtigkeit der Oerlinghausen-Formation beträgt im Steinbruch DIMAC etwa 70 m. HISS et al. (2007c) fassen in einer generellen Definition die Lithologie knapp zusammen: „Gebankte hellgraue Mergelkalksteine mit Zentimeter- bis Dezimeter mächtigen Mergelstein-Zwischenlagen“. Im Steinbruch DIMAC ist die Büren-Formation wohl gebankt aber dennoch deutlich flaserig ausgebildet. Es schalten sich immer wieder Kalkmergel- und Mergelbänke ein. Der Carbonatgehalt nimmt vom Liegenden zum Hangenden kontinuierlich zu. Es treten erst weißgraue, dann rötliche nahezu reine Kalksteine mit kleinstyolithischen Schichtflächen auf, die den Gesteinen der obersten Brochterbeck-Formation sehr ähnlich sind. Diese gehören zur etwa 5 m dicken Weißen Grenzbank, die zusammen mit der überliegenden Mergellage M_{Teuto} ein Faziesräume übergreifendes lithostratigraphisches Leithorizonte-Paar darstellt (HISS et al. 2007c). Die hangenden Schichten von M_{Teuto} werden von wenig gebankten Kalksteinen gebildet, in die sich das oberste Rotpläner-Vorkommen im Raum Halle-Steinhagen-Bielefeld einschaltet. Etwas höher werden sie in ihrem oberen Abschnitt durch die sogenannte Kalkknollen-Lage gegliedert. Ihren Namen erhielt sie aus beckenwärtigen Vorkommen bei Lengerich (KAPLAN 1992a; WIESE & KAPLAN 2004), wo sie ein Intervall maximaler Mergelführung darstellen, in der die Kalkbänke brotlaibförmig verwittern. Im Arbeitsgebiet wird die Kalkknollen-Lage durch deutlich flaserige Kalkmergelsteine vertreten. Der mehr oder weniger kontinuierliche Übergang zur Salder-Formation vollzieht sich durch ein Zurücktreten der flaserigen Mergelkalksteine, die von den stärker dünngebankten Mergelkalksteinen der Salder-Formation abgelöst werden (Abb. 9). Den Top der Oerlinghausen-Formation bildet der etwa 5 – 7 m mächtige mergelige Abschnitt des *costellatus/plana*-Events (Abb. 9).

Der in Oerlinghausen (WRAY et al. 1995) und neuerdings wahrscheinlich auch in Lengerich identifizierte Tuff T_C , der ca. 5 m unter der Basis der Kalkknollen-Lage liegt, konnte bislang im Steinbruch DIMAC noch nicht nachgewiesen werden, könnte sich aber in einer dünnen, tektonisch ausgewalzen Mergellage verbergen.

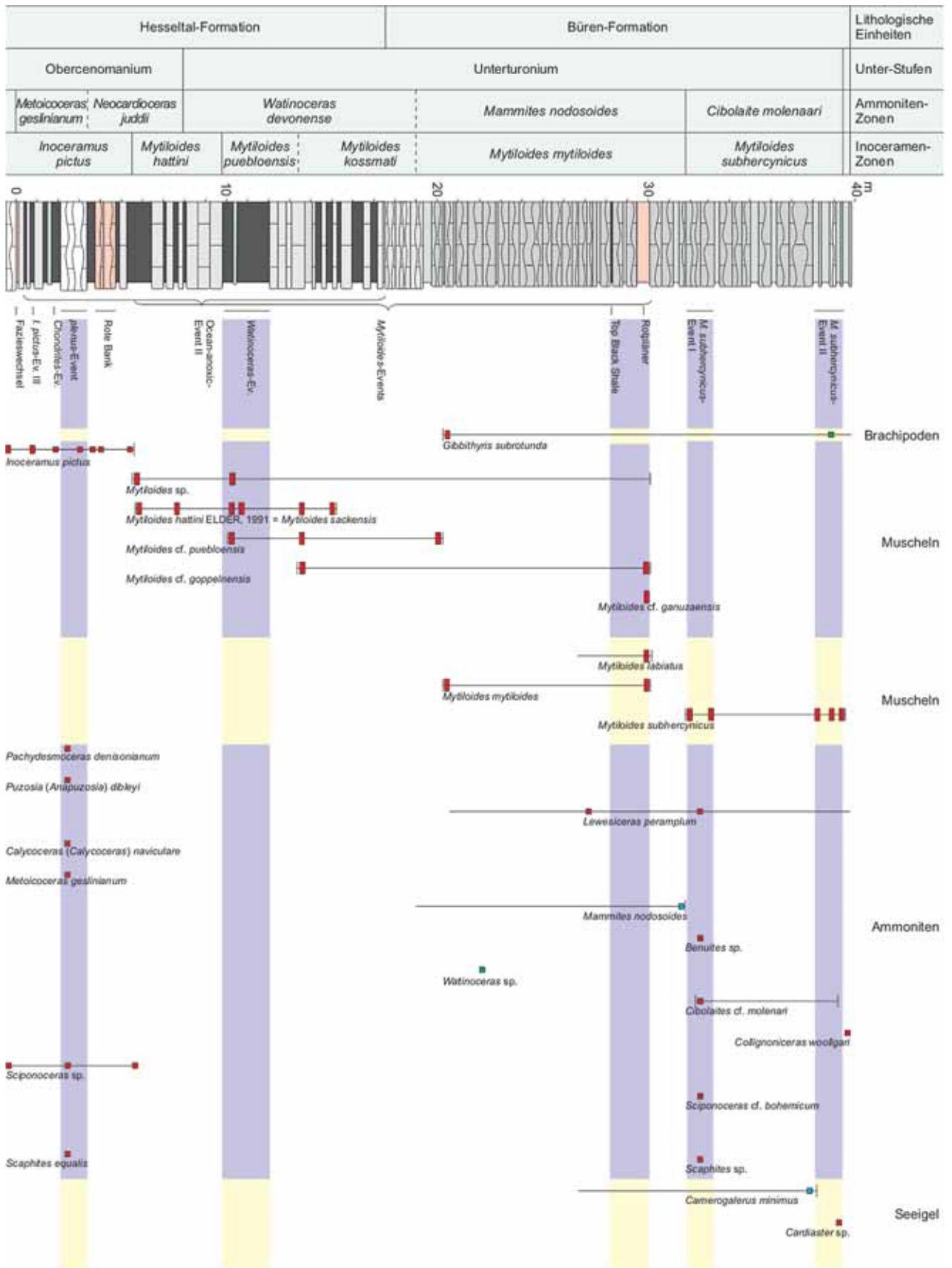


Abb. 7: Steinbruch DIMAC, Hesseltal- und Büren-Formation, Obercenomanium bis unteres Mittelturonium.

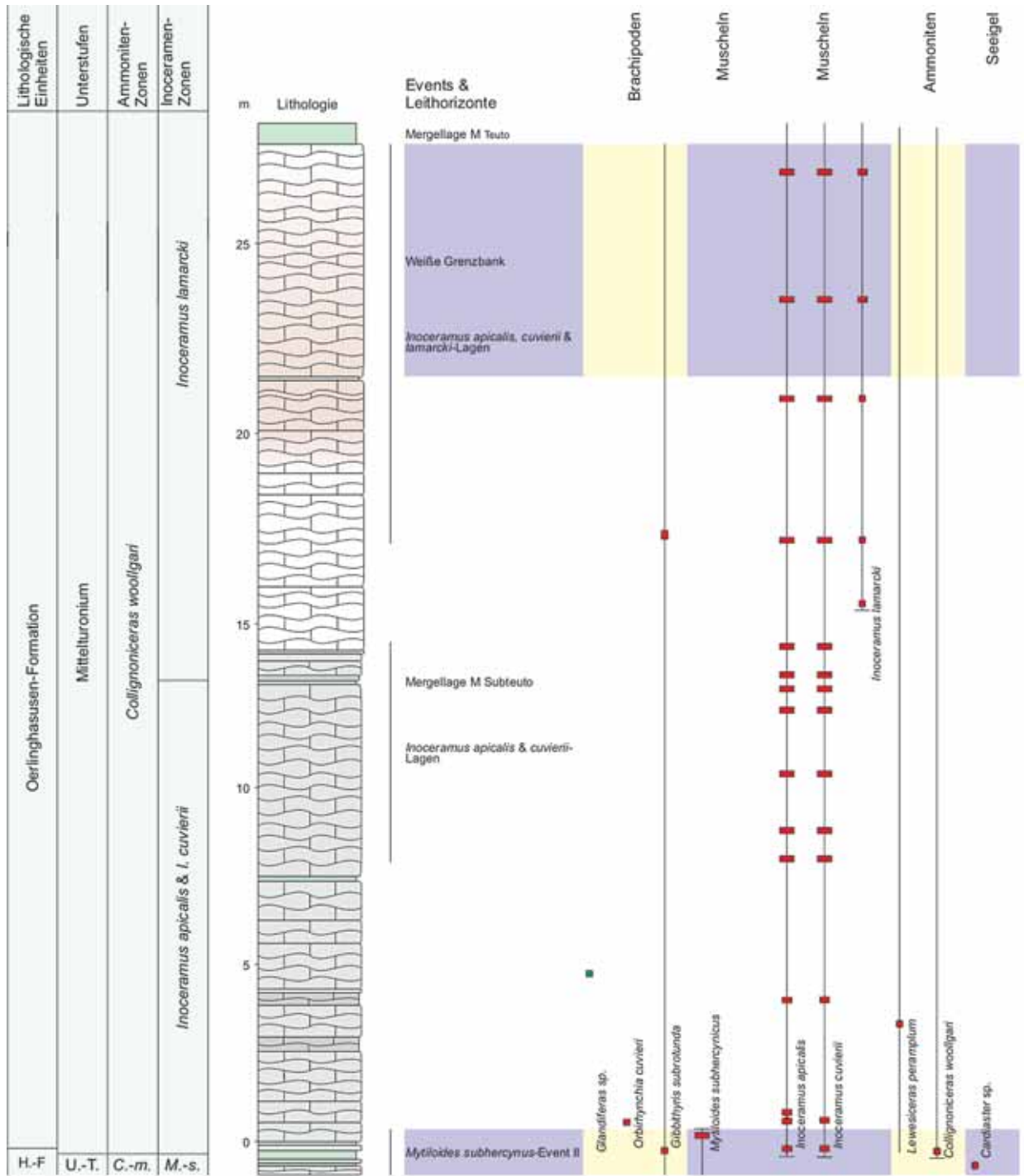


Abb. 8: Steinbruch DIMAC, obere Büren- und untere Oerlinghausen-Formation, höheres Unterturonium bis unteres Mittelturonium. H.-F. = Hesselal-Formation, U.-T. = Unterturonium, C. m. = *Cibolaites moleenari*, M. s. = *Mytiloides subhercynicus*.



Abb. 9: Steinbruch DIMAC, Westwand, überkippte Lagerung, tektonisch gestörter Grenzbereich von Oerlinghausen- und Salder-Formation, frühes Oberturonium. **A** Oerlinghausen-Formation, dünnfaserige Mergelkalksteine mit **B** obersten Rotpläner, **C** Übergangsbereich von Oerlinghausen- und Salder-Formation, **D** gebankte Mergelkalksteine der Salder-Formation. Juli 2010.

Salder-Formation

Lamarcki-Schichten (kro2β) MESTWEDT (1926) (oberer Abschnitt)
 Scaphiten-Schichten (kroy) MESTWEDT (1926) (ohne oberen Abschnitt)
 Weißgrauer Kalkstein FRIEG et al. (1989); KAPLAN (1991)
 Salder-Formation WIESE et al. (2007a); KAPLAN (2007)

Die Salder-Formation (Abb. 9; 11; 12; 13; 14; 15; 16) entspricht weitgehend dem oberen Abschnitt der Lamarcki-Schichten und den Scaphiten-Schichten von MESTWERDT (1926) ohne deren oberen Abschnitt. Sie erreicht im Steinbruch DIMAC eine Mächtigkeit von etwa 75 m. WIESE et al. (2007a) geben folgende lithologische Beschreibung für sie: „Vorwiegend dickbankige, weiße bis hellgraue Mergelkalksteine mit zwischengeschalteten dünnen Mergelsäumen und nur wenigen mächtigen Ton- und Tonmergelsteinlagen bis 50 cm“. Im Steinbruch sind – wie oben bereits angemerkt – die Mergelkalksteinbänke durchweg dünnbankig entwickelt (vgl. Abb. 9 D für den basalen, Abb. 12 für den mittleren und Abb. 15 für den oberen Abschnitt der Salder-Formation).

Oerlinghasen-Formation			S.-F.	Lithologische Einheiten
Mittelturonium	Oberturonium ?	Oberturonium		Unterstufen
<i>Collignoniceras woolgari</i>	bislang ohne Nachweis	<i>Subprionocylus neptuni</i>		Ammoniten-Zonen
<i>Inoceramus lamarcki</i>	<i>Inoceramus</i> ex grp. <i>perplexus</i>	<i>Inoceramus perplexus</i>		Inoceramen-Zonen

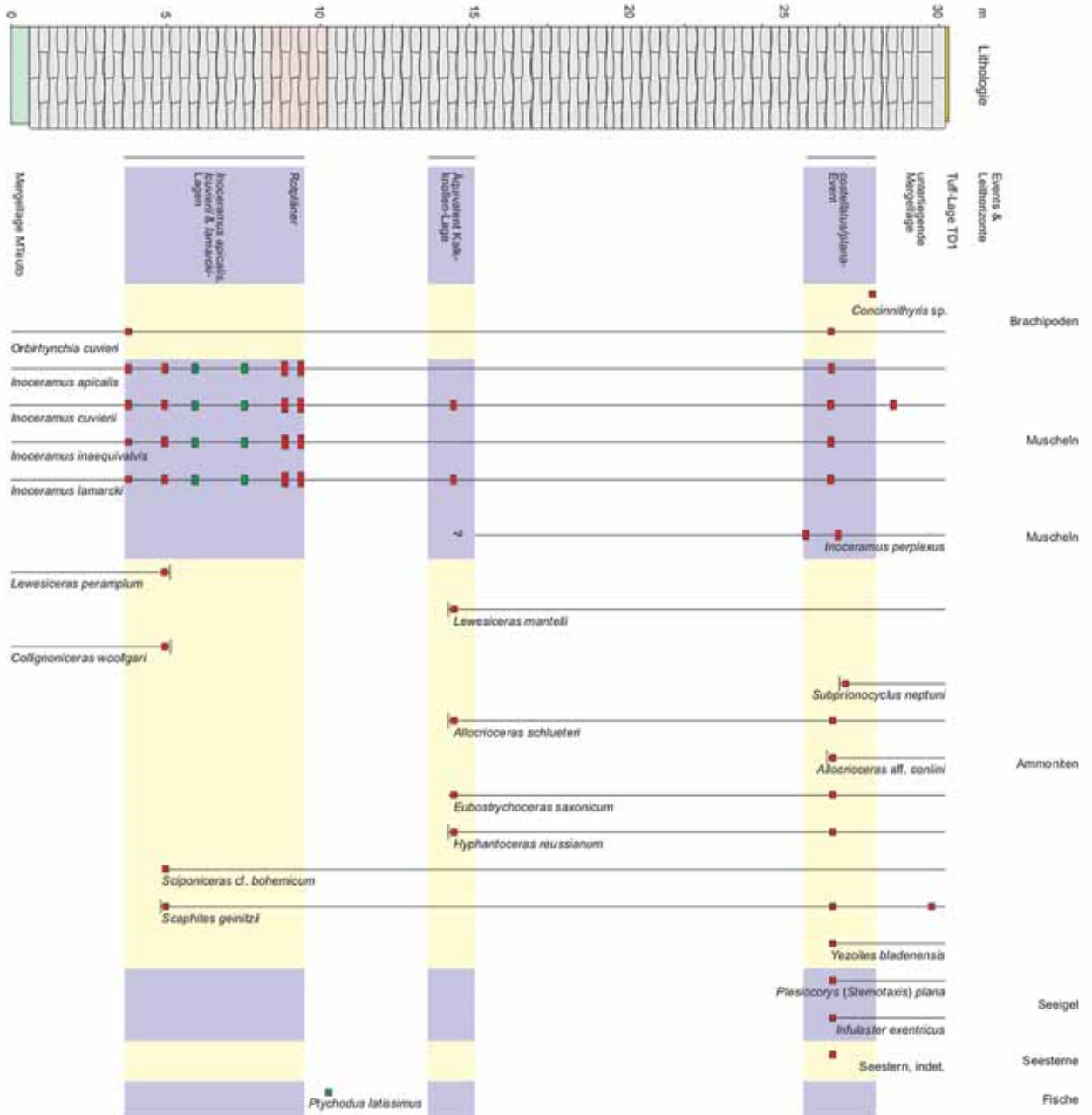


Abb. 10: Halle/Westfalen, Steinbruch DIMAC, obere Oerlinghasen-Formation und basale Salder-Formation, oberes Mittelturonium und basales Oberturonium. S.-F. = Salder-Formation.



Abb. 11: Steinbruch DIMAC, Südwestwand, überkippte Lagerung, tektonisch gestört, Salder-Formation, Oberturonium. **A** oberste Oerlinghausen-Formation, **B** Übergangsbereich der Oerlinghausen- und der Salder-Formation, **C** untere Salder-Formation, **D** Tuff T_D, **E** Mergellage ME, **F** *Hyphantoceras*-Event, **G** Event-Bündel Tuff T_F - *Micraster*-Event, **H** basaler Abschnitt der unteren submarinen Gleitung. März 2010.

Die unteren 25 Meter sind recht monoton ausgebildet. Gegliedert werden sie durch die vulkanische Aschenlage Tuff T_D an der Basis, in der oberen Hälfte durch zwei markante Mergellagen, einer weiteren vulkanischen Aschenlage Tuff T_E und der exponierten Mergellage ME am Top (Abb. 13). Die nachfolgenden 30 m zeigen eine ähnliche Entwicklung. Etwa 11 m über der Mergellage ME schalten sich vermehrt dünne Mergellagen ein, die Mergelbestege zwischen den Mergelkalksteinbänken werden ausdrucksvoller, wobei deren Mächtigkeiten schwanken (Abb. 14). Diese Entwicklung setzt sich in den obersten 24 m der Salder-Formation fort. Ein markanter mergeliger Einschnitt dieses Abschnitts an seiner Basis ist das *Micraster*-Event, vormals auch als *Micraster*-Mergel angesprochen. Die Mergelbestege entwickeln sich zunehmend zu dünnen Mergellagen. Etwa 18 m unter dem Top der Salder-Formation liegt eine etwa 10 – 12 cm dicke Tonmergellage mit leicht eingekolkten glaukonitischen und sandigen Nestern an seiner Basis (Abb. 15). Sie ist ein distales Vorkommen der Hauptbank des turbiditischen Rothenfelder Grünsandes (KAPLAN & BEST 1984).

In den überliegenden Schichten setzt sich der Trend fort, dass die Mergelbestege und die Mergellagen zwischen den Mergelkalksteinbänken dicker werden. Damit ähnelt der obere Abschnitt der Salder-Formation zunehmend der sich westlich anschließenden Lengerich-Formation mit ihrer Wechselfolge gebankter Kalkmergel- und Mergelkalksteinen (HISS et al. 2007d).

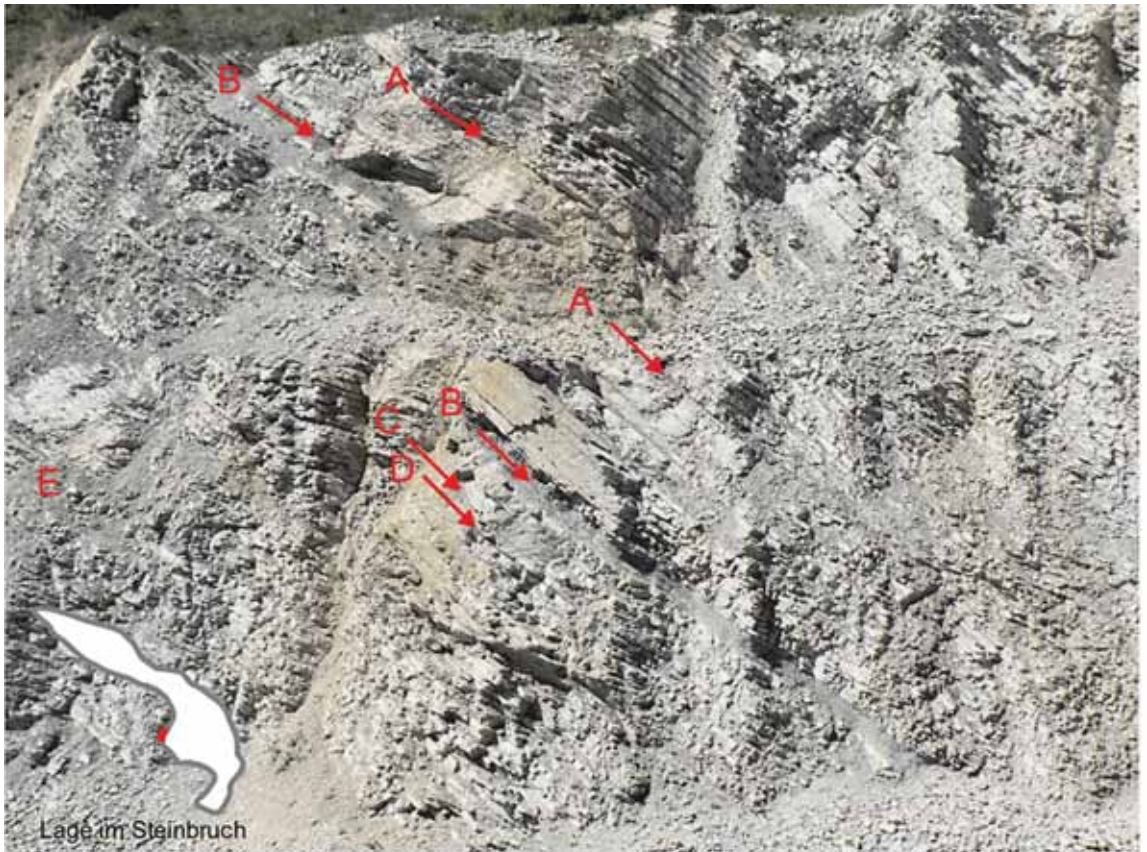


Abb. 12: Steinbruch DIMAC, Westwand, überkippte Lagerung. Salder-Formation, Oberturonium, *S. neptuni*-Zone, **A** Tuff TE, **B** Mergellage ME, **C** *Infulaster exentricus*-Massenvorkommen, **D** Mergellage ME_{chen}, **E** basale Abschnitte des *Hyphantoceras*-Events. Juli 2010.

Erwitte-Formation

Schloenbachi-Schichten (co2δ) MESTWEDT (1926)

Erwitte-Formation WIESE et al. (2007b)

Sie umfasst im Sinne der herkömmlichen Lithostratigraphie die liegende Grauweiße Wechselfolge (FRIEG et al. 1989) und die hangende Obere Plänerkalkstein-Einheit (FRIEG et al. 1989). Beiden weisen WIESE et al. (2007b) einen Member-Status zu, allerdings ohne sie mit einer geographischen Bezeichnung zu benennen. Im Typusgebiet von Erwitte wird deren Lithologie wie folgt beschrieben: „Im Dezimeter- bis Meterbereich wechseln gebankte, weiße bis graue Mergelkalksteine mit grauen Mergelstein-Zwischenlagen, die im unteren Teil der Einheit (Grauweiße Wechselfolge) meist bis zu mehreren Dezimetern mächtig sind. Im oberen Teil (Obere Plänerkalkstein-Einheit, Obere Kalkstein-Einheit) treten sie deutlich seltener auf und erreichen nur Zentimeterstärke“ (WIESE et al. 2007b). Im Steinbruch DIMAC zeigen wie bereits in der oberen Salder-Formation auch die Ablagerungen Erwitte-Formation Anklänge an die sich im nordwestlichen Teutoburger Wald anschließende Lengerich-Formation (s.o.). Die Mergelkalkbänke sind deutlich geringmächtiger als in der Typusregion, die eingeschalteten Mergelbestege und -lagen dicker aber noch deutlich dünner als in der Lengerich-Formation (Abb. 18 A, C). Die dickbankigen Kalkmergel-Bänke zeigen eine deutliche Gliederung durch eingeschaltete dünne Mergelbank-Bänkchen (Abb. 18 B).

Salder-Formation	Lithologische Einheiten
Oberturonium	Unterstufen
<i>Subprionocyclus neptuni</i>	Ammoniten-Zonen
<i>Inoceramus perplexus</i>	Inoceramen-Zonen

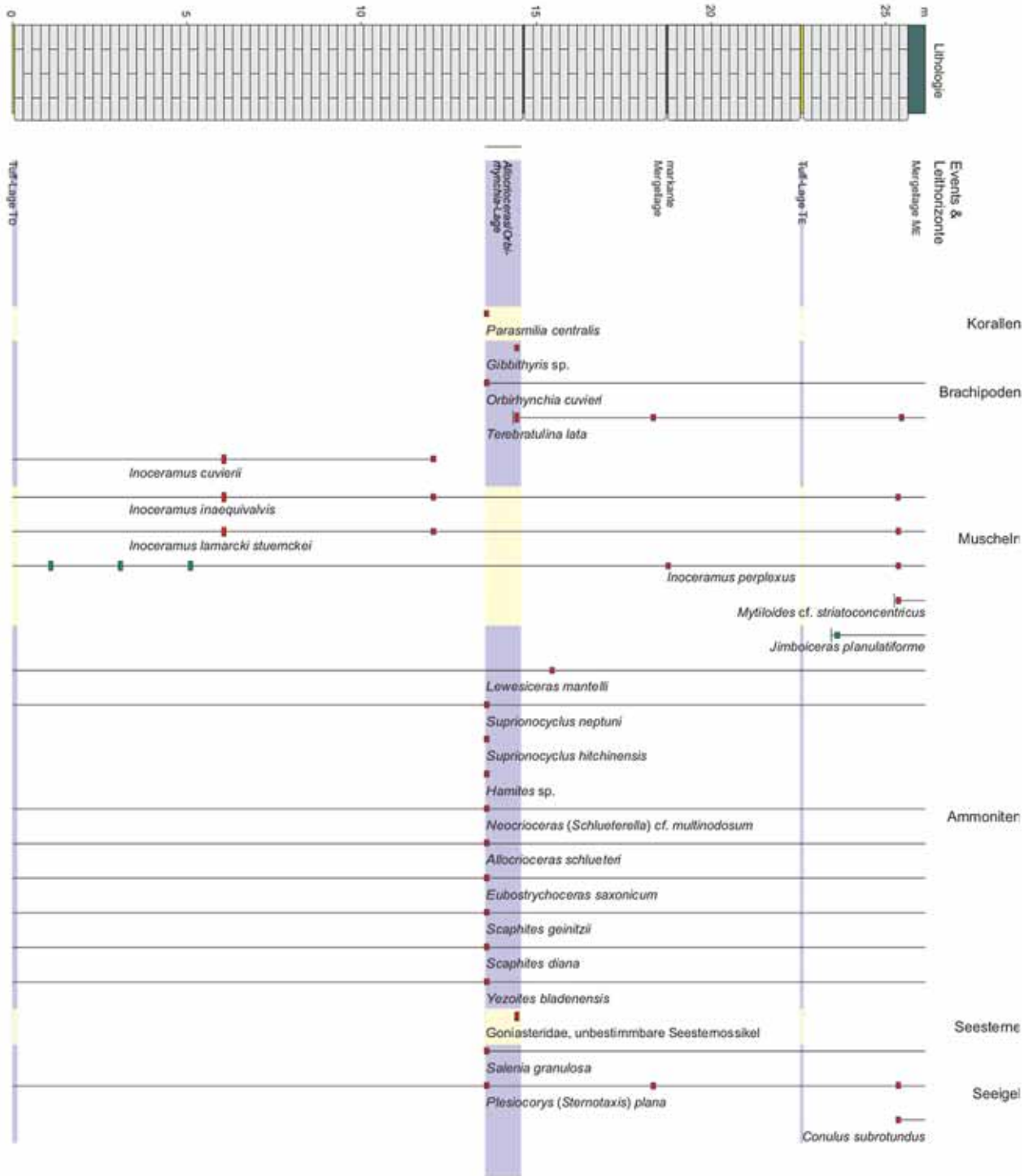


Abb. 13: Steinbruch DIMAC, untere Salder-Formation, oberes unteres Oberturonium.

Grauweiße Wechselfolge, Member der Erwitte-Formation

Scaphitenpläner (kroy) MESTWEDT (1926) (oberer Abschnitt)
Grauweiße Wechselfolge FRIEG et al. (1989); KAPLAN (1991); KAPLAN (2007)

Im Steinbruch DIMAC wird die Untergrenze des Members Grauweißen-Wechselfolge und damit der Erwitte-Formation mit der ersten dezimeterdicken Kalkmergel-Bank etwa 15 m über dem Rothenfelder Grünsand gezogen. Die Aufschlussverhältnisse erlauben es nicht zu beurteilen, ob diese mit der Schicht M 14 in Salzgitter-Salder, dem Typusprofil der Grauweißen Wechselfolge (WALASZCZYK & WOOD 1999), korreliert. Denn wenige Meter über dieser Mergellage liegt die „Untere submarine Gleitung“ (KAPLAN & BEST 1984) (Abb. 11; 19), die den Schichtenverband gänzlich aufgelöst hat. Sie setzt mit verrutschten und gegliederten Mergelkalken und Kalkmergeln ein. Dann treten immer wieder Fleckenmergel (Abb. 17 C), phacoidisch geformte Kalksteine und Fließstrukturen (Abb. 17 B) auf. Den oberen Abschluss bildet ein durch Fließstrukturen überprägter glaukonitischer Kalkarenit (Abb. 17 E), an dessen Unterseite typischer Weise disartikulierte Fischreste auftreten (Abb. 17 F).

Die Fortsetzung des Profils über der Unteren submarinen Gleitung konnte bei den derzeitigen Aufschlussverhältnissen noch nicht gänzlich geklärt werden. Getrennt durch Störungen, deren Versatz nicht wie in anderen Profilabschnitten annähernd geschätzt werden konnte, schließt sich der obere Abschnitt, etwa 8 Meter mächtige Abschnitt der Grauweißen Wechselfolge an (Abb. 18, 19).

Obere Plänerkalkstein-Einheit, Member der Erwitte-Formation

Schloenbachi-Schichten (kro28) MESTWERDT (1926)
Obere Plänerkalkstein-Einheit FRIEG et al. (1989); KAPLAN (1991); KAPLAN (2007)

Die Obere Plänerkalkstein-Einheit (Abb. 18; 19; 20) erreicht im Steinbruch DIMAC eine Mächtigkeit von etwa 17 m. Sie besteht in ihrem unteren Abschnitt und etwas mehr als 5 Meter mächtigen Abschnitt noch aus dünnbankigen Mergelkalksteinen gliedert durch markante Kalkmergelbestege und dünne Kalkmergel-lagen. In ihrem mittleren Abschnitt treten erstmals infraformationelle Gerölle in Mergelkalkstein-Bänken auf. Im Top des Members Obere Plänerkalkstein-Einheit sind Markofossilien umgelagert.

Augustdorf-Member der Emscher-Formation

Schloenbachi-Schichten (kro28) (MESTWERDT 1926)
Submarine Großgleitung (VOIGT 1962; 1977)
Obere Submarine Großgleitung (KAPLAN & BEST 1984)
Augustdorf-Member HISS et al. (2007)

HISS et al. (2007) definieren das Augustdorf-Member der Emscher-Formation kurz und bündig als „am Teutoburger Wald eingelagerte subaquatische Gleitmassen aus abgesicherten und phacoidisierten Gesteinen der Plänerkalkgruppe“. Im Steinbruch DIMAC sind die unteren etwa 50 m des Augustdorf-Members im Südostteil des Steinbruchs vorzüglich aufgeschlossen (Oktober 2010) (Abb. 20; 21). Erste Anzeichen für tektonische Unruhe sind im Top der Erwitte-Formation umgelagerte Fossilien an. Die Basis des Augustdorf-Members wird mit einer Mergelkalkstein-Bank mit kalkigen Geröllen gezogen, die von einem ersten roten Bankpaar überlagert wird, das neben zahlreichen kalkigen Geröllen Anzeichen von Sedimenttransport zeigt. Nach submarinen verrutschten Mergelkalk- und Kalkmergelsteinen mit kalkigen Geröllen folgen noch einmal zwei Rotplänerbänke, zwischen die sich eine Linse mit Tonmergeln einschaltet (Abb. 20). Darüber folgen die von VOIGT (1962; 1977) eingehend und detailliert beschriebenen Ablagerungsfolgen: Neben abgesicherten Plänerkalksteinen und phacoidisierten Gesteinskörpern, die in submarinen verrutschten

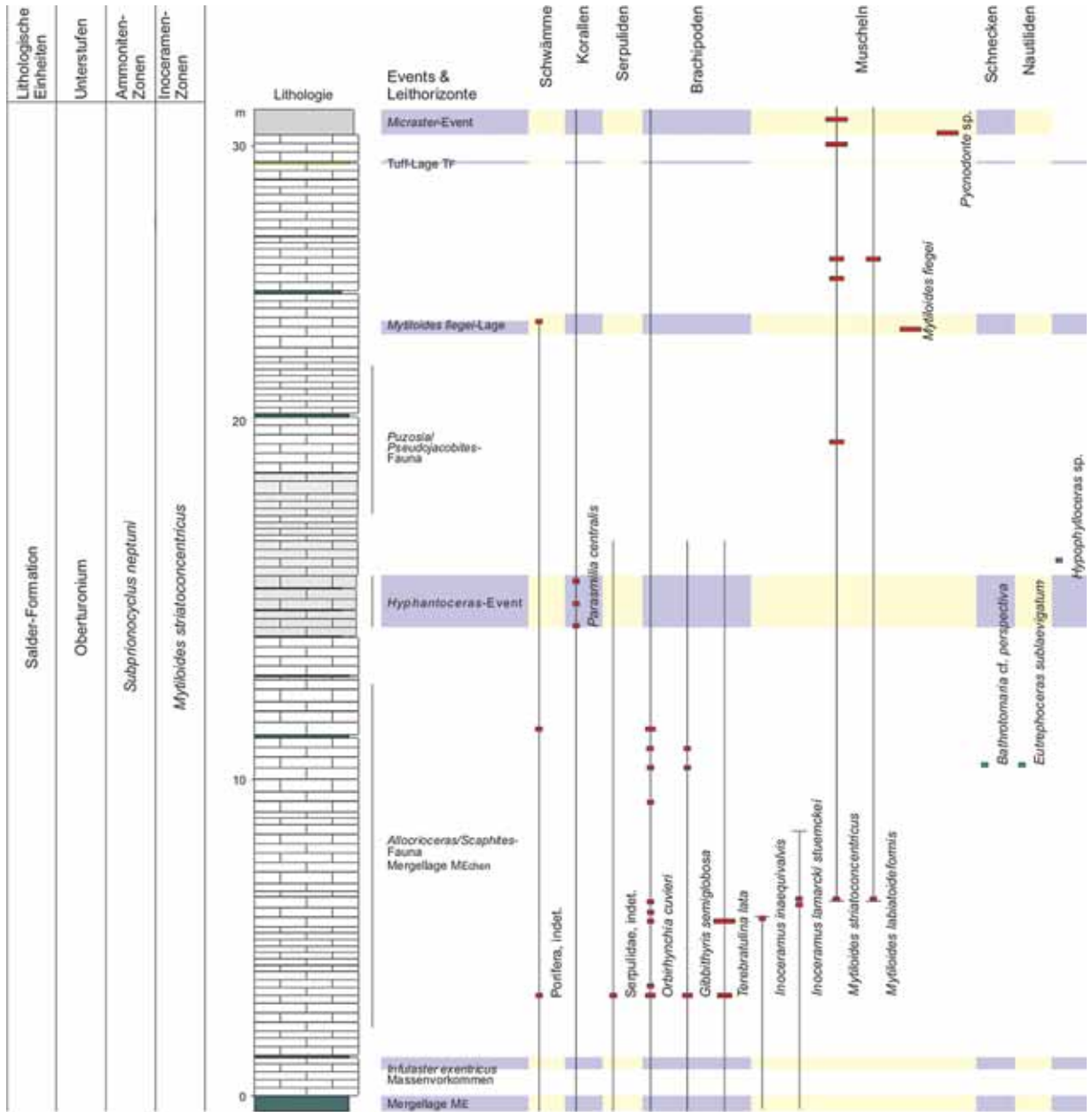


Abb. 14: Halle/Westfalen, Steinbruch DIMAC, mittlere Salder-Formation, Oberturonium.

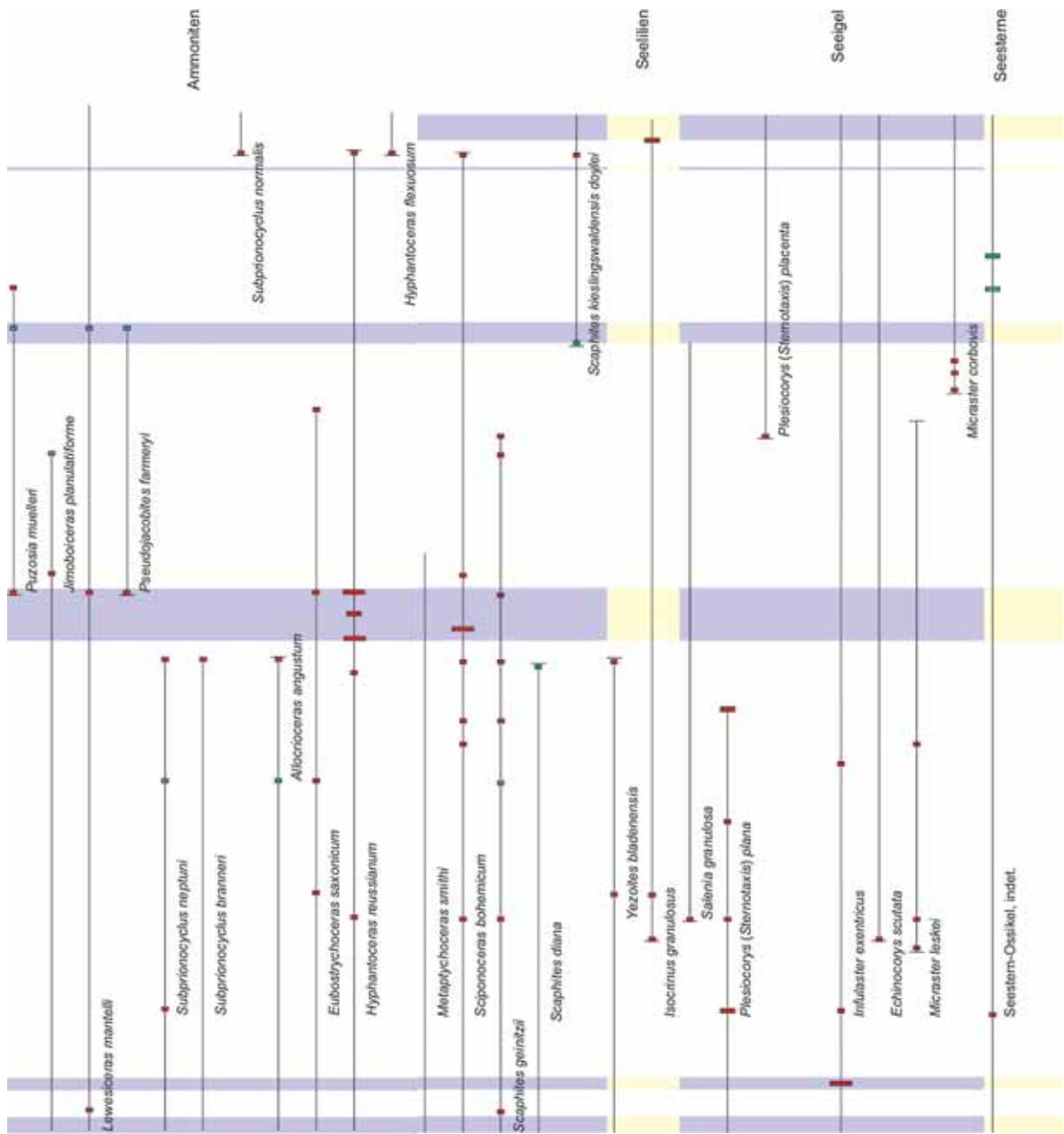




Abb. 15: Steinbruch DIMAC, Südostwand, überkippte Lagerung, tektonisch gestört, Salder-Formation, Oberturonium. Rothenfelder Grünsand, **A** glaukonitische Grünsandnester, **B** feingeschichteter Tonmergelstein. Maßstab 1 m. Juli 2010.

Kalkmergelmassen schwimmen, treten auch Tonmergelsteine, glaukonitische Mergel, glaukonitische Kalkarenite auf. Dass die abgesicherten Plänerkalkstein-Schollen durchaus Dimensionen von mehreren 10er Metern annehmen können, zeigt ein kleiner verwachsener Steinbruch an der südöstlichen Ecke des DIAMC-Steinbruchs, in der eine solche Scholle sogar dem Kalksteinabbau diene. Einzelne Plänerkalksteinschollen lassen sich anhand ihrer Makrofossilien stratigraphisch recht genau einordnen (Abb. 20; 21) (s.u.).

3.2 Bio- und Eventstratigraphie

Die grundlegende und in ihren Kernaussagen zur Bio- und Eventstratigraphie immer noch gültige Gliederung stammt von KAPLAN (1991). Diese wird teilweise nomenklatorisch angepasst an die Unterstufen-, Zonen- und Event-Benennungen von WIESE et al. (2000) in der Stratigraphie von Deutschland III Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. Stratigraphische Präzisierungen erbrachten isotopestratigraphische Untersuchungen (^{13}C) insbesondere in den Grenzbereichen von Cenomanium / Turonium durch VOIGT et al. (2007) im DIAMC-Steinbruch und Mittel- / Oberturonium durch WIESE & KAPLAN (2004) im nordwestlichen Teutoburger Wald bei Lengering.

Salder-Formation		Lithologische Einheiten
Oberturonium		Unterstufen
<i>Subprionocyclus normalis</i>	<i>Priopnocyclus germari</i>	Ammoniten-Zonen
<i>Mytiloides scupini</i>		Inoceramen-Zonen

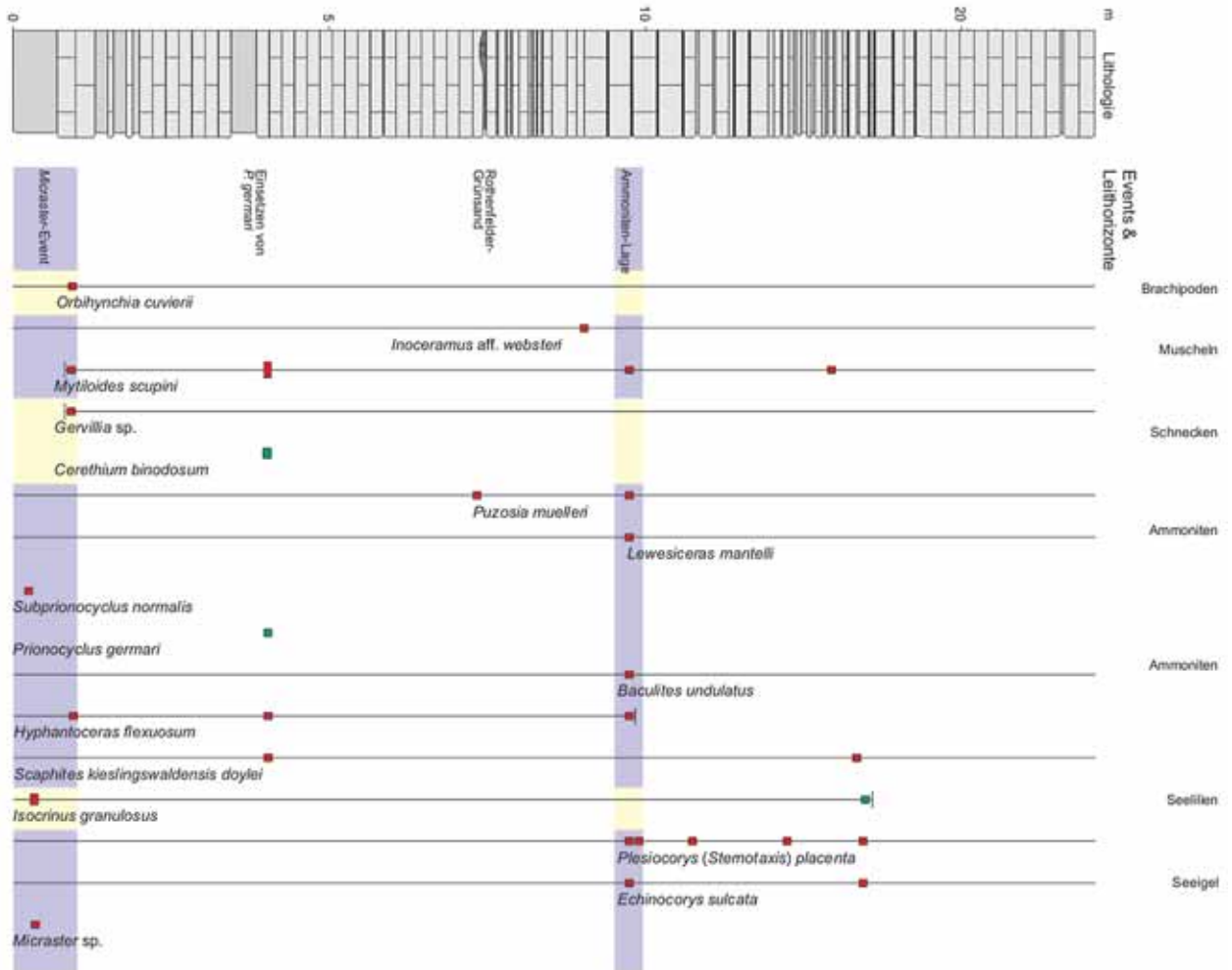


Abb. 16: Steinbruch DIMAC, obere Salder-Formation, Oberturonium.

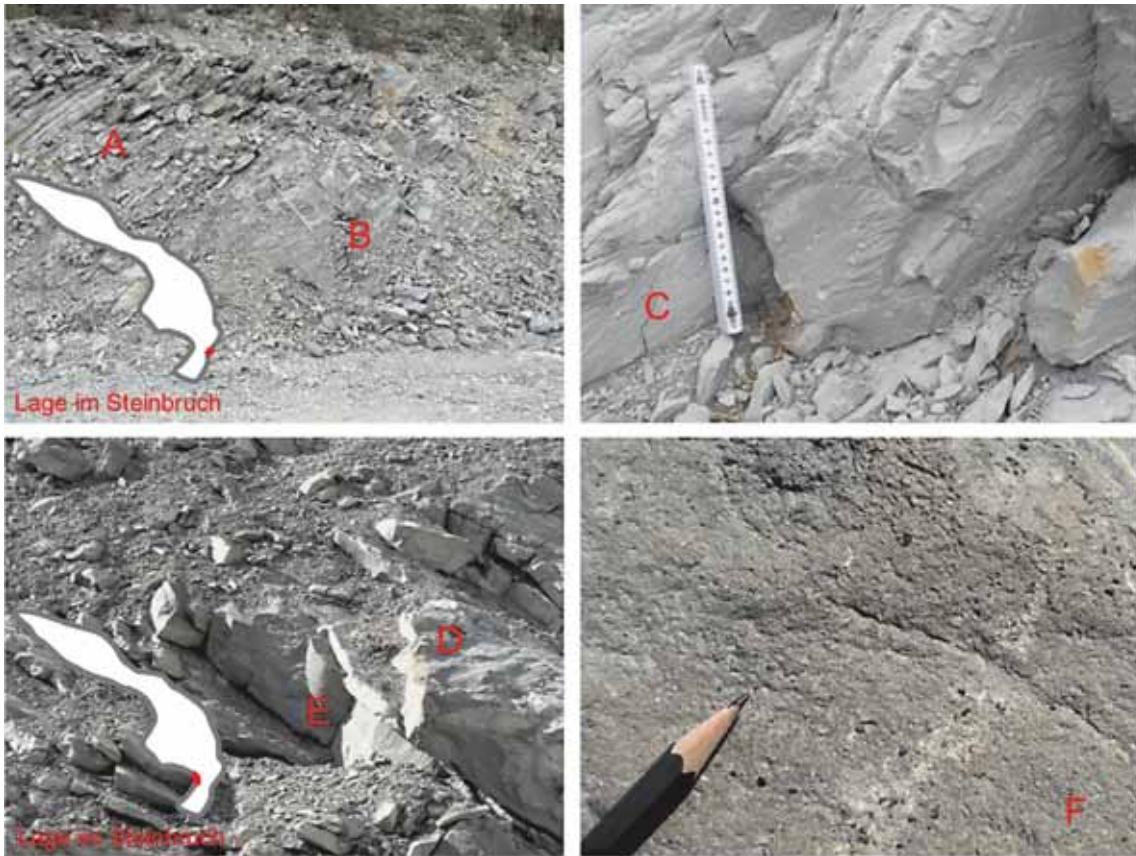


Abb. 17: Steinbruch DIMAC, untere submarine Gleitung, obere Salder-Formation, Oberturonium, *P. germani*-Zone, überkippte Lagerung, **A-C** Südostwand, **A** liegende Salder-Formation, normal gelagert, **B** untere submarine Gleitung, unterer Abschnitt, Maßstab 1 m, **C** Flockemergel mit kleinen Plänerkalksteingeröllen in mergeliger Matrix, **E-F** Südwestwand, **D** untere submarine Gleitung, oberer Abschnitt (Ausschnitt), **E** Kalkarenit, **F** Unterseite des Kalkarenits mit disartikulierten Fischresten. Juli 2010.

Cenomanium/Turonium-Grenze und Unterturonium

Nach den Vorschlägen der internationalen Subkommission für Kreidestratigraphie vom September 1995 (BENGSTON, 1996, Text-Fig. 5) wird die Basis des Turons mit dem ersten Auftreten von *Watinoceras devonense* im internationalen Stratotyp in der Schicht 86 des Profils der Rock Canyon Anticline, westlich Pueblo, Colorado, USA definiert. Hier tritt der kontemporäre Inoceramide *Mytiloides hattini* weniger als einen Meter unter dem ersten Erscheinen von *W. devonense* auf. Die planktonische Foraminifere *Helvetoglobotruncana helvetica* tritt in einem Abstand von weniger als einem Meter über *W. devonense* auf. Die Grenze fällt in das globale „Ocean Anoxic Events II“. Im Steinbruch DIMAC konnte bislang *Watinoceras devonense* noch nicht nachgewiesen werden, wie dies z.B. im nordwestlichen Teutoburger Wald im Steinbruch Dyckerhoff im „*Watinoceras*-Event“ gelang, der oberen der beiden dickbankigen Schwarzschiefer-Horizonte des Ocean Anoxic Events II“ (vgl. Abb. 7). Dieses Vorkommen stellt aber nicht das Niveau seines Erstauftretens in Pueblo, Colorado dar, wie erste isotopenstratigraphische Untersuchungen von LEHMANN (1998) im Steinbruch Dyckerhoff und die detaillierten Nachweise von VOIGT et al. (2007) im



Abb. 18: Steinbruch DIMAC. Erwitte-Member, tektonisch stark gestört und überkippt gelagert, **A** Scholle mit unterem Abschnitt der Erwitte-Formation, unterere Grau-Weiße-Wechselfolge, Oberturonium, *P. germari*-Zone, *M. scupini*-Zone, **B** Scholle mit Erwitte-Formation und dem oberen Abschnitt der Grau-Weißen-Wechselfolge, Oberturonium, *P. germari*-Zone, *M. scupini*-Zone, **C** Scholle mit Erwitte-Formation, Unterconiacium, *C. deformis*-Zone. März 2010.

Steinbruch DIMAC nahelegen. Letztere zeigen alle diagnostischen Befunde der $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ Isotopen-Anomalie im Cenomanium/Turonium-Grenzbereich wie bei Pueblo, Colorado oder dem europäischen Referenzprofil bei Eastbourne, England (VOIGT et al. 2007). Danach liegt die Cenomanium/Turonium-Grenze im Steinbruch DIMAC 8 m über dem Fazieswechsel und 1,8 m unter der Basis des *Watinoceras*-Events. Wie bei Pueblo, Colorado tritt der Inoceramide *Mytiloides hattini* unter der Cenomanium/Turonium-Grenze auf (Abb. 7).

Die bio- und eventstratigraphische Gliederung des Unterturoniums mit Vorkommen der Faunen wird in Abb. 7 dargestellt. Die Gliederung in drei Ammoniten Zonen gestaltet sich schwierig, weil der direkte Faunennachweis von *Watinoceras devonense* noch aussteht, die Basis dessen Zone isotopenstratigraphisch definiert wird. Von *Mammites nodosoides* liegen nur spärliche Lesestücke vor. Die Basis der Zone wird in Korrelationen mit anderen Aufschlüssen und Vorkommen, hier mit der Basis der *Mytiloides mytiloides*-Zone gezogen. Dagegen stützt sich die *Cibolaites molenaari*-Zone im oberen Abschnitt des Unterturoniums auf Vorkommen dieser Ammonitenart. Die biostratigraphische Gliederung des Unterturoniums mit Inoceramen, wie sie in Abb. 7 dargestellt wird, hat einen gewissen versuchsweisen Ansatz. Denn die massenhaft vorkommenden Exemplare von *Mytiloides* bergen gerade in diesem Aufschluss Probleme mit sich: *Mytiloides*

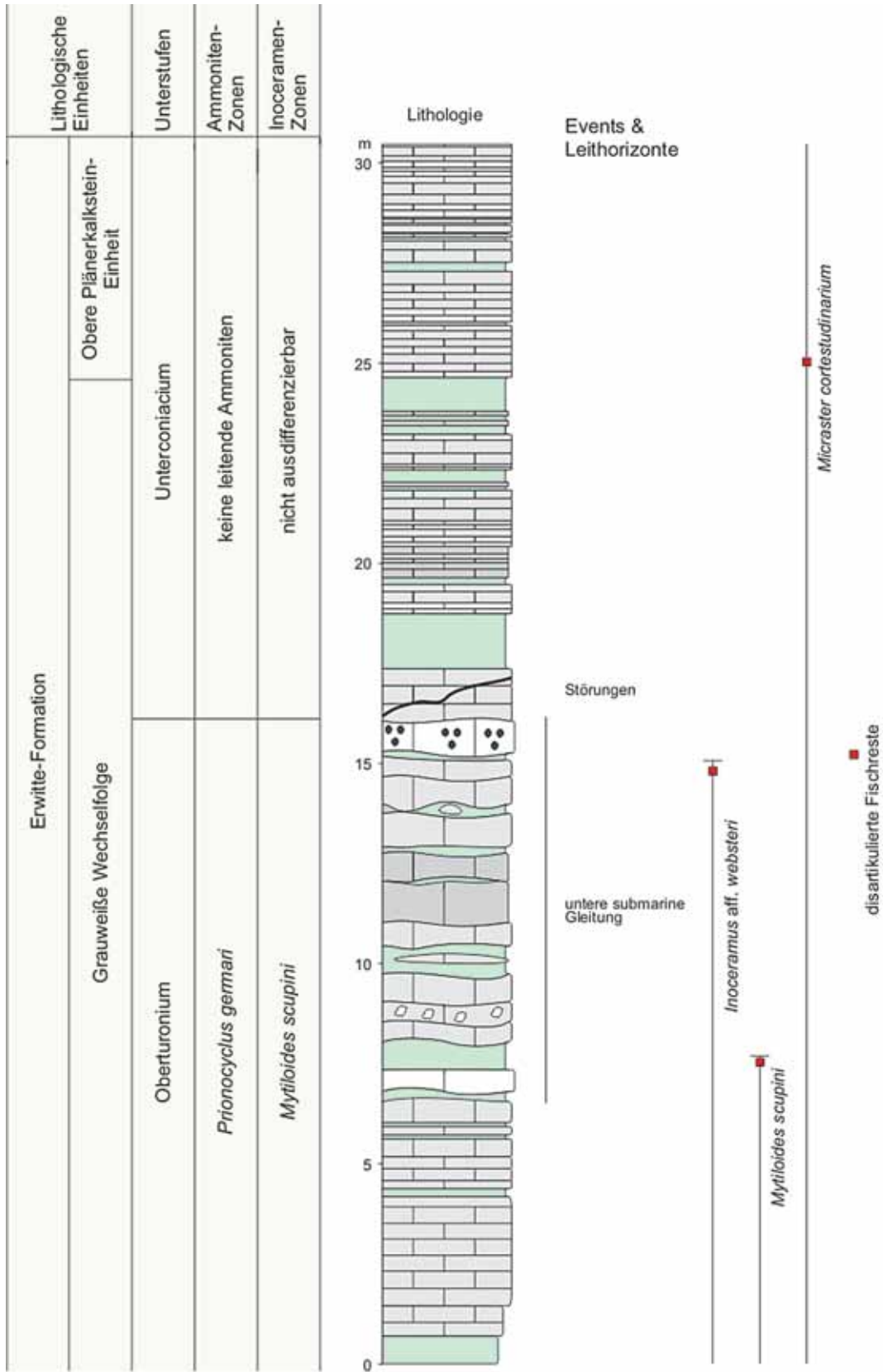


Abb. 19: Halle/Westfalen, Steinbruch DIMAC. unterer Abschnitt der Erwitte-Formation mit Grauweißer Wechselfolge und unterer submariner Gleitung, Aufsammlungen kaum möglich.



Abb. 20: Steinbruch DIMAC. Augustdorf-Member der Emscher-Formation, überkippte Lagerung. Unterconiacium bis Mittelconiacium, **A** stratigraphisch liegendes Member Obere Plänerkalkstein-Einheit, Unterconiacium, **B** basale rote Bank, **C** obere submarine Gleitung, **D** in den Rutschmassen Plänerkalksteinscholle aus der unteren Salder-Formation, Oberturonium, *S. neptuni*-Zone mit *Inoceramus lamarcki stuemckeii*. **E** in den Rutschmassen Plänerkalksteinscholle aus der oberen Salder-Formation, Oberturonium, *S. neptuni*-Zone mit *Mytiloides fiegei*, *Mytiloides* cf. *striatoconcentricus*, *Plesiocorys (Stemotaxis)* cf. *placenta*, *Scaphites kieslingswaldensis doylei*. Juli 2010, Profil Abb. 21, teilweise gegenüberliegend und gleitungsbedingt abweichend.

ist im Unterturonium eine sich schnell entwickelnde Fossilgruppe, womit Artabgrenzungen per se nicht immer einfach sind. Die Muschelschalen wurden hier in einem Milieu abgelagert, in dem durch Wasserbewegungen immer wieder der Meeresboden aufgewühlt wurde, Muschelschalen nicht nur umgelagert sondern auch beschädigt und zerstört wurden. Durch die oben beschriebenen tektonischen Bewegungen wurden Fossilien in ihrer Gestalt deformiert, deren originalen Proportionen verzerrt. Und diese Proportionen sind bisweilen für Bestimmungen relevant. Deshalb sind gerade die *Mytiloides puebloensis*-Zone und *Mytiloides kossmati*-Zone diskussionsbedürftig. In vorhergehenden Arbeiten wie z.B. bei VOIGT et al. (2007) werden beide noch unter die *Mytiloides hattini*-Zone subsumiert.

Das erste markante Event des Turoniums ist das *Watinoceras*-Event. Neben den dominierenden Massenvorkommen von *Mytiloides hattini* und *Mytiloides* cf. *puebloensis* kommen Aptychen, unbestimmbare Ammonitenreste und vor allem Fischreste vor. Insgesamt werden die unteren 24 m des Unterturoniums im Steinbruch DIMAC durch gesteinsbildende Massenvorkommen der Muschel *Mytiloides* beherrscht, andere Faunenelemente wie z.B. Brachiopoden, Ammoniten und Seeigel treten zurück und konnten oft nur in Einzelfunden nachgewiesen werden. Diese Massenvorkommen sind die *Mytiloides*-Events. Erst in der *Cibolaites molinaari*-Zone wird die Fauna diverser. Hier können das *Mytiloides subhercynicus*-Event I und

ll ausgehalten werden. Im Unterschied zu den unterliegenden *Mytiloides*-Events sind hier Muschelexemplare seltener und schlechter erhalten. Auch sonst liegen fast nur mäßig erhaltene Einzelstücke vor, die in intensiven Aufsammlungskampagnen gefunden wurden. Beide *Mytiloides subhercynicus*-Events stellen biostratigraphische Marker dar: In das untere fällt die Basis der *Cibolaites molenaari*-Zone, in das obere die Basis der *Collignonicerias woollgari*-Zone und damit Unter-/Mittelturonium-Grenze.

Mittelturonium

Nach den Vorschlägen der internationalen Subkommission für Kreidestratigraphie (BENGSTON, 1996, Abb. 5) wird die Basis die Unter-/Mittelturonium-Grenze mit dem ersten Auftreten von *Collignonicerias woollgari* in der Schicht 120 des Standardprofils in der Rock Canyon Anticline, westlich Pueblo, Colorado, USA definiert. Im Steinbruch DIMAC liegt dieser Horizont im *Mytiloides subhercynicus* Event II (Abb. 8). Die Grenze liegt im Grenzbereich von Büren-Formation und Oerlinghausen-Formation.

Das gesamte Mittelturonium entspricht der *Collignonicerias woollgari*-Zone (Abb. 8; 10). Im Steinbruch DIMAC konnte *Collignonicerias woollgari* im *Mytiloides subhercynicus*-Event II und noch einmal schlecht erhalten 3 m über der Mergellage M_{Teuto} nachgewiesen werden. Mit Inoceramen ergibt sich eine Zweiteilung in eine untere, etwa 13 m mächtige *Inoceramus apicalis* & *cuvierii*-Zone und eine obere, etwa 30 m mächtige *Inoceramus lamarcki*-Zone. Das Mittelturonium nimmt die unteren 43 m der Oerlinghausen-Formation ein. Faunistisch wird es durch Massenvorkommen von *Inoceramus apicalis*, *cuvierii*, *inaequivalvis* und *lamarcki* bestimmt, hinter denen andere Formen wie z.B. Ammoniten und Seeigel stark zurücktreten, nur Brachiopoden kommen gelegentlich vor. (Abb. 10).

Oberturonium

Im Gegensatz zu den Basen des Unter- und des Mittelturoniums besteht noch kein verbindlicher Beschluss der internationalen Subkommission für Kreidestratigraphie für die Untergrenze des Oberturoniums. WIESE & KAPLAN (2004) diskutieren die Problematik. Einem Vorschlag von HANCOCK et al. (1977) folgend wird die Grenze in England und Deutschland (KELLER 1982; KAPLAN 1986) mit dem Erstaufreten des Ammoniten *Subprionocyclus neptuni* gezogen. Nun zeigte sich bei der Korrelation stabiler Isotopenkurven (WIESE 1999; WIESE & KAPLAN 2001), dass dessen Erstaufreten in verschiedenen Regionen klar diachron ist. Sein Erstaufreten in England und auch in Spanien ist deutlich früher als im DIMAC-Steinbruch und im übrigen Teutoburger Wald. Es bleibt hier die Frage bestehen, ob er beispielsweise aus palökologischen Gründen originär fehlt oder ob Aufsammlungslücken in Frage kommen. Als alternative Indexart wurde die Muschel *Inoceramus perplexus*, früher als auch als *Inoceramus costellatus* bzw. *Mytiloides costellatus* bekannt, diskutiert. Deren Vorteil liegt in deren weiten paläogeographischen Verbreitung. Eindeutig zu *Inoceramus perplexus* zu stellende Exemplare kommen ein wenig eher vor als *Subprionocyclus neptuni*. Im nordwestlichen Teutoburger Wald tritt *Inoceramus* aff. *perplexus* in der Kalkknollen-Lage etwa 20 m unter diesem Niveau auf. Im Steinbruch DIMAC, wo *Inoceramus* aff. *perplexus* noch nicht nachgewiesen werden konnte, liegt der kontemporäre Horizont 12 m tiefer (Abb. 10). Hier ist noch abzuklären, ob eventuell Teile dieses Abschnitts in einen Hiatus fallen. Auf dieses Intervall lässt sich der Grenzbereich von Mittel- / Oberturonium im Steinbruch DIMAC in Anschluss an WIESE & KAPLAN (2004) eingrenzen (Abb. 10).

Das Oberturonium wird mit Ammoniten in eine untere *Subprionocyclus neptuni*-Zone, eine geringmächtige *Subprionocyclus normalis*-Zone und eine obere *Prionocyclus germari*-Zone gegliedert (Abb. 14). Während die Basen des Unterturoniums und des Oberturoniums isotopenstratigraphisch überprüft und korrigiert wurden, steht diese für die Basen der *Subprionocyclus normalis* und der *Prionocyclus germari*-Zone noch aus. Der Zweiteilung mit Ammoniten-Zonen steht eine Dreiteilung mit Inoceramen-Zonen gegenüber. Dabei umfasst die *Subprionocyclus neptuni*-Zone sowohl die *Inoceramus perplexus*-Zone als auch die *Mytiloides striatoconcentricus*-Zone und reicht noch bis in die basalen *Mytiloides scupini*-Zone. Diese entspricht ansonsten der *Prionocyclus germari*-Zone (Abb. 14).

Die noch nicht gesicherte biostratigraphische Einstufung des Äquivalents der Kalkknollen-Lage in Lengerich im Steinbruch DIMAC wurde oben diskutiert. Seine Ammonitenfauna birgt eine Reihe von Ammonitenarten, die eigentlich für das Oberturonium charakteristisch sind (Abb. 10). Das *costellatus/plana*-Event setzt die Reihe der oberturonen Bioevents fort. Gegenüber dem Äquivalent der Kalkknollenlage ist eine Fauna deutlich diverser. Neben einer reichen Ammonitenfauna treten auch verschiedene Inoceramen- und Echinidenarten auf. Zusammen mit der Tuff-Lage TD bildet es ein markantes Event-Bündel. Im etwa 25 m mächtigen Schichtpaket zwischen Tuff TD und Mergel ME (Abb. 13) treten die Inoceramen nicht mehr so markant angereichert auf. Dafür geben die großwüchsigen *Inoceramus lamarcki stuemckei* ihm ein eigenes Gepräge. Etwa in seiner Mitte liegt die *Allocrioceras/Orbirhynchia*-Lage, eine Fossilage, deren Fauna weniger durch einen Artenreichtum geprägt wird sondern stärker durch die Indexarten, Brachiopoden und ein diverses Ammonitenvorkommen.

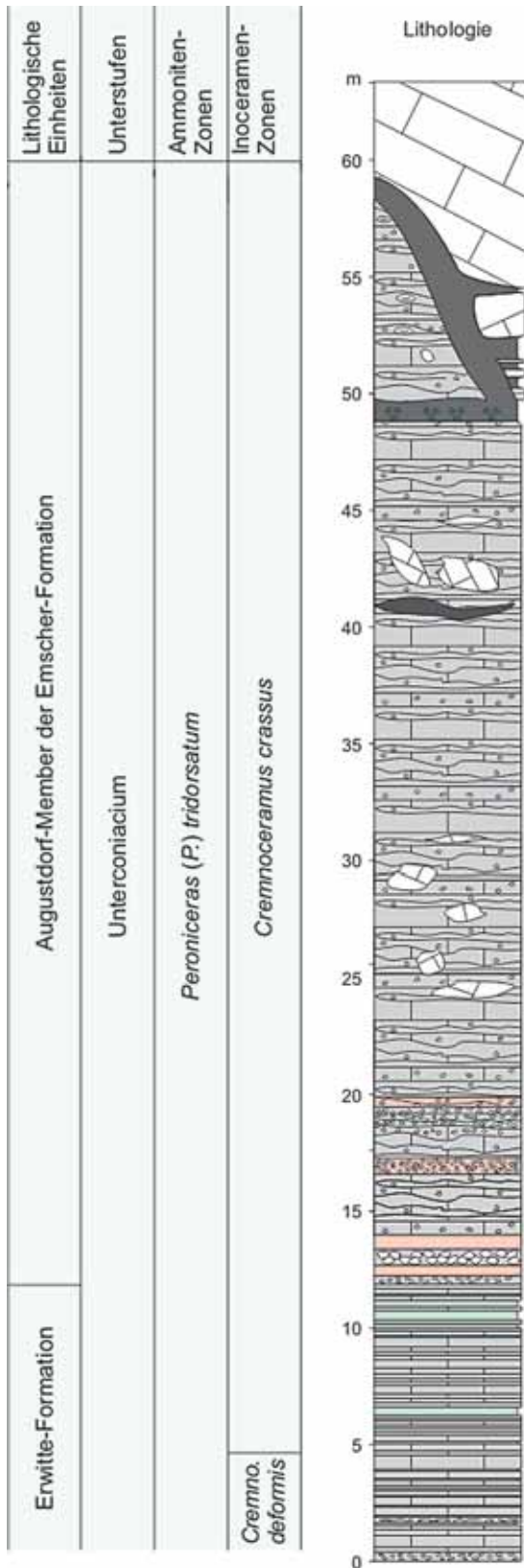
Der Abschnitt zwischen Mergellage ME und dem *Micraster*-Event gehört zu den faunistisch prägnantesten der NW-deutschen Oberkreide. Aus dem Steinbruch DIMAC sind bislang die umfangreichsten und am besten erhaltenen Faunenbelege bekannt (Abb. 14). Im Steinbruch DIMAC ist dieser Abschnitt etwa 30 m mächtig. Er birgt eine Abfolge von drei Faunen in sich, die kontinuierlich ineinander übergehen. Eingeleitet wird er allerdings durch ein Massenvorkommen des Seeigels *Infulaster exentricus* ein Meter über der Mergellage ME. Die darüber einsetzende „*Allocrioceras/Scaphites*-Fauna“ ähnelt in ihrer Zusammensetzung noch stark der unterliegenden *Orbirhynchia/Allocrioceras*-Lage. Nicht nur die Diversität der Ammoniten nimmt zu sondern auch von anderen Fossilgruppen wie Brachiopoden und Seeigel. Charakteristische Gattungen wie der *Subprionocyclus*, *Allocrioceras* und *Yezoites* kommen im nachfolgenden *Hyphantoceras*-Event nicht mehr vor. Dieses wird dominiert durch die heteromorphe Indexart. Die „*Puzosia/Pseudojacobites*-Fauna“ bildet den Abschluss dieser Faunenfolge. In ihr dominieren desmoceratide Ammonitenformen.

Die *Mytiloides fiegei*-Lage leitet eine Reihe von Inoceramenlagen in höheren Oberturonium ein. Tuff TF und das dicht darüber folgende *Micraster*-Event bilden ein markantes Eventpaar. Im DIMAC-Steinbruch wird das *Micraster*-Event nicht durch seine Index-Art sondern durch Austern (*Pycnodonte* sp.), Seelilienstilglieder (*Isocrinus granulatus*) und auch Inoceramen (*Mytiloides striatoconcentricus*) charakterisiert. Knapp über dem *Micraster*-Event setzten *Mytiloides scupini* ein, der leitende Inoceramide für das obere Oberturoniums, und *Subprionocyclus normalis*, der eine geringmächtige, etwa nur 4 m starke Zone bildet. Denn in dieser Distanz liegt ein Fundhorizont mit *Hyphantoceras flexuosum*, in dem im nicht weit entfernten Steinbruch Annelise am Kleiner Berg bei Bad Laer *Prionocyclus germari* einsetzt, die leitende Ammonitenart der oberen Oberturoniums. Im Top des Oberturoniums liegt noch die geringmächtige *Cremnoceramus waltersdorfensis waltersdorfensis*-Zone, die im Steinbruch DIMAC derzeit tektonisch bedingt ausfällt (Abb. 18; 19).

Gegenüber den unterliegenden Ablagerungen nimmt in der *Prionocyclus germari*-Zone respektive *Mytiloides scupini*-Zone die Faunenführung ab. Die Basis der *Prionocyclus germari*-Zone (Abb. 16) ist noch relativ artenreich. Dann liefert etwa 2,5 m über dem Rothenfelder Grünsand eine letzte Ammonitenlage noch einmal eine relativ reiche Fauna im oberen Oberturonium des Steinbruchs DIMAC. Der Kalkarenit in der „Unteren submarinen Gleitung“ birgt an seiner Unterseite wie zu erwarten disartikulierte Fischreste (Abb. 17).

Unterconiacium

Die Turonium/Coniacium-Grenze liegt im Top der Grauweißen-Wechselfolge. Nach WALASZCZYK & WOOD (1999) und WALASZCZYK & COBBAN (2000) wird sie mit dem ersten Auftreten von *Cremnoceramus deformis erectus* gezogen. Dieses liegt im Eventbündel „*waltersdorfensis waltersdorfensis*-Event/*Didymotis*-Event II/*deformis erectus*-Event“. Dieser stratigraphische Abschnitt ist, wie bereits oben angemerkt, im Steinbruch DIMAC bei den derzeitigen Aufschlussverhältnissen stark gestört und auch teilweise tektonisch unterdrückt oder er kann nicht beprobt werden (Abb. 18).



Events & Leithorizonte

Plänerkalkstein-Scholle der Salder-Formation mit *Mytiloides fiegei*, *Mytiloides cf. striatoconcentricus*, *Scaphites kieslingswaldensis doylei*, *Plesiocorys (Sternotaxis) cf. placenta*, *Oberturonium*, obere *S. neptuni*-Zone, Bereich *Mytiloides fiegei*-Lage

Plänerkalksteinscholle aus der unteren Salder-Formation, Oberturonium, untere *S. neptuni*-Zone mit *Inoceramus lamarcki stuemckeii*

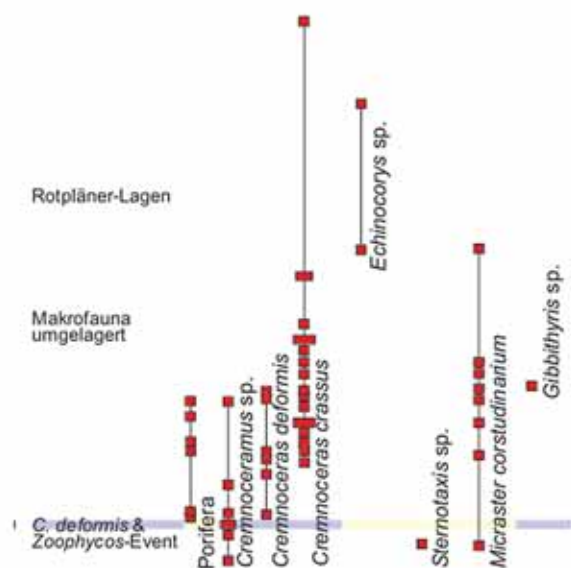


Abb. 21: Steinbruch DIMAC. Augustdorf-Member der Emscher-Formation, Unterconiacium bis Mittelconiacium. Profilaufnahme auch an der Südostecke des DIMAC-Steinbruchs, deshalb teilweise von Abb. 20 abweichend.

Im Liegenden abgeschnitten durch eine Störung steht in der Südostecke des Steinbruch DIMACs ein Profil an, das in der Erwitte-Formation einsetzt und in das submarin verrutschte und chaotische gelagerte Augustdorf-Member der Emscher-Formation überleitet. Der Abschnitt in der Erwitte-Formation liefert eine reiche Fauna mit Schwämmen, der Inoceramengattung *Cremnoceramus* und Seeigel wie *Sternotaxis* sp. und *Micraster cortestudinarium* (Abb. 21). In den unteren fünf Metern des Profilabschnitts tritt *Cremnoceramus deformis* auf, in dem nachfolgenden oberen Abschnitt der Erwitte-Formation bis in das Augustdorf-Member hinein dominiert *Cremnoceramus crassus*, so dass folglich zwei entsprechende Zonen ausgedehnt werden können. Wenn der im Steinbruch DIMAC derzeit aufgeschlossene untere Abschnitt des Augustdorf-Members in die *Cremnoceramus crassus*-Zone eingestuft wird, geschieht das unter der Prämisse, dass bislang in den Rutschmassen keine Fossilien nachgewiesen werden konnten, die für jüngere biostratigraphische Abschnitte sprächen.

Allerdings konnten in den Rutschmassen Makrofossilien aus Äquivalenten liegender Profilabschnitte nachgewiesen werden. Etwa 18 m über der Basis des Augustdorf-Members war eine Plänerkalkstein-Scholle mit Schalenfragmenten von großwüchsigen *Inoceramus lamarcki stuemckei*. Damit liegt eine Herkunft aus der unteren Salder-Formation, Oberturonium, untere *S. neptuni*-Zone nahe. Eine weitere Plänerkalkstein-Scholle am Top des im Steinbruch DIMAC aufgeschlossenen Augustdorf-Members führte an Macrofossilien *Mytiloides fiegei*, *Mytiloides* cf. *striatoconcentricus*, *Scaphites kieslingswaldensis doylei*, *Plesiocorys* (*Sternotaxis*) cf. *placenta*, die alle samt eine Herkunft aus der mittleren Salder-Formation aus dem Bereich der *Mytiloides fiegei*-Lage im Oberturonium, obere *S. neptuni*-Zone nahelegen. Nimmt man die Mächtigkeit des Steinbruch DIMACs als Vergleichsmaßstab, waren bereits zu Beginn der submarinen Großleitung über 100 m der Plänerkalkstein-Gruppe erodiert.

4. Schriftenverzeichnis

- BENGSTON, P. mit Beitr. von COBBAN, W.A., DODSWORTH, P., GALE, A.S., KENNEDY, W.J., LAMOLDA, M.A., MATSUMOTO, T., REYMENT, R.A., SEIBERTZ, E. & TRÖGER, K.-A. (1996): The Turonian stage and substage boundaries. - Bull. Inst. R. Sc. Nat. Belgique, **66**-Spp., 69 - 79; Brüssel.
- DROZDZEWSKI, G. (1995): Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen (Hrsg.): Geologischer Bau. - In: Geologie im Münsterland: 14 - 18; Krefeld.
- DROZDZEWSKI, G. (2003): Geologische Entwicklung und tektonischer Bau. - In: Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen (Hrsg.): Geologie im Weser und Osnabrücker Bergland: 16 - 30; Krefeld.
- FRIEG, C., HISS, M. & MÜLLER, W. (1989): Stratigraphie im Turon und Unterconiac des südlichen und zentralen Münsterlandes. - Münster. Forsch. Geol. Paläont., **69**: 161 - 186; Münster.
- HANCOCK, J.M., KENNEDY, W.J. & WRIGHT, C.W. (1977): Towards a correlation of the Turonian sequences of Japan with those of North-West Europe. - Special Papers of the Paleontological Society of Japan, **21**: 151 - 168; Tokyo.
- HISS, M., KAPLAN, U. & WIESE, F. (2007a): Hesselal-Formation. In: NIEBUHR, B., HISS, M., KAPLAN, U., TRÖGER, K.-A., VOIGT, S., VOIGT, T., WIESE, F. & WILMSEN, M.: Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide. - Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **55**: 37 - 38; Hannover.
- HISS, M., KAPLAN, U. & WIESE, F. (2007b): Büren-Formation. In: NIEBUHR, B., HISS, M., KAPLAN, U., TRÖGER, K.-A., VOIGT, S., VOIGT, T., WIESE, F. & WILMSEN, M.: Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide. - Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **55**: 38 - 40; Hannover.
- HISS, M., KAPLAN, U. & WIESE, F. (2007c): Oerlinghausen-Formation. In: NIEBUHR, B., HISS, M., KAPLAN, U., TRÖGER, K.-A., VOIGT, S., VOIGT, T., WIESE, F. & WILMSEN, M.: Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide. - Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **55**: 44 - 45; Hannover.
- HISS, M., KAPLAN, U. & WIESE, F. (2007d): Lengerich-Formation. In: NIEBUHR, B., HISS, M., KAPLAN, U., TRÖGER, K.-A., VOIGT, S., VOIGT, T., WIESE, F. & WILMSEN, M.: Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide. - Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **55**: 41 - 42; Hannover.
- KAPLAN, U. (1986): Ammonite stratigraphy of the Turonian of NW-Germany. - Newsl. Stratigr., **17**: 9 - 20; Berlin, Stuttgart.
- KAPLAN, U. (1991): Zur Stratigraphie der tiefen Oberkreide im Teutoburger Wald (NW-Deutschland), Teil 2: Turon und Coniac im Steinbruch des Kalkwerks Foerth, Halle/Westfalen. - Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld u. Umgegend, **32**: 125 - 159, 11 Abb., 6 Taf.; Bielefeld.

- KAPLAN, U. (1998): Zur Stratigraphie der tiefen Oberkreide im Teutoburger Wald (NW-Deutschland) Teil 4: Neue stratigraphische Ergebnisse zum Cenoman des Raumes Halle (Westfalen).- Ber. naturwiss. Verein Bielefeld u. Umgegend, **39**: 43 – 69, 7 Abb.; Bielefeld.
- KAPLAN, U. (1992): Die Oberkreideaufschlüsse im Raum Lengerich/Westfalen.- Geol. Paläont. Westf., **21**: 7 - 37, 9 Abb., 3 Taf.; Münster.
- KAPLAN, U. (2000a): Cenoman. In: Stratigraphie von Deutschland III Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. Stratigraphische Kommission von Deutschland (Hrsg.). redaktionelle Bearbeitung HISS; M & SCHÖNFELD, J. und Mitarbeit von A. THIERMANN. Mit Beiträgen von DIENER, I., ERNST; G., HAMBACH, U., HERM; D., HILBRECHT; H., HISS, M., KAEVER, M., KAPLAN, U., KRUMSIEK, K., MEYER, R.K.F., MUTTERLOSE, J., NIEBUHR, B., PETZKA, M (†), REICH, M., SCHÖNFELD, J., SCHULZ, M.-G. (†), SEIBERTZ, E., SPAETH, C., THIERMANN, A., TRÖGER, K.A., VOIGT, T., WIESE, F. & WOOD, C.J.- Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **226**: 25 - 27; Frankfurt a. M.
- KAPLAN, U. (2001b): Coniac. In: Stratigraphie von Deutschland III Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. Stratigraphische Kommission von Deutschland (Hrsg.). redaktionelle Bearbeitung HISS; M & SCHÖNFELD, J. und Mitarbeit von A. THIERMANN. Mit Beiträgen von DIENER, I.; ERNST, G.; HAMBACH, U.; HERM, D.; HILBRECHT, H.; HISS, M.; KAEVER, M.; KAPLAN, U.; KRUMSIEK, K.; MEYER, R. K. F.; MUTTERLOSE, J.; NIEBUHR, B.; PETZKA, M. (†); REICH, M.; SCHÖNFELD, J.; SCHULZ, M.-G. (†); SEIBERTZ, E.; SPAETH, C.; THIERMANN, A.; TRÖGER, K.A.; VOIGT, T.; WIESE, F. & WOOD, C. J.- Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **226**: 25-27; Frankfurt.
- KAPLAN, U. (2005): Geologische Streifzüge durch die Ablagerungen der Kreidezeit im Raum Halle/Westf.- Ber. Naturwiss. Ver. Bielefeld u. Umgegend, **45**: 5 - 46, 35 Abb.; Bielefeld.
- KAPLAN, U. (2007): Geologische Exkursion in die Kreide im Raum Halle/Westfalen.- Der Aufschluss, **58**: 193 - 216, 43 Abb.; Heidelberg.
- KAPLAN, U. & BEST, M. (1984): Neue Ergebnisse zur stratigraphischen Stellung und geographischen Verbreitung der Rothenfelder Grünsande (Turbidite) und der submarinen Großgleitung von Halle/Westfalen.- Osnabrücker nat.-wiss. Mitt., **11**: 17 - 26, 3 Abb.; Osnabrück.
- KELLER, S. (1982): die Oberkreide der Sack-Mulde bei Alfeld (Cenoman – Unter-Coniac). Lithologie, Biostratigraphie und Inoceramen.- Geol. Jh. A, **64**: 171 S.; Hannover.
- LEHMANN, J. (1998): Integrated stratigraphy and palaeoenvironment of the Cenomanian-Lower Turonian (Upper Cretaceous) of northern Westphalia, North Germany.- Fazies, **40**: 25 - 70, Taf. 4 - 6, 29 Fig., 2 Tab.; Erlangen.
- MESTWERDT, A. (1926): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lieferung 256 Blatt Halle i.W. Nr. 2148 [neu 3916].- 41 S.; Berlin.
- NIEBUHR, B., HISS, M., KAPLAN, U., TRÖGER, K.-A., VOIGT, S., VOIGT, T., WIESE, F. & WILMSEN, M. (2007): Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide.- Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **55**: 136 S.; Hannover.
- RICHARDT, N. (2009): Das Cenoman im Teutoburger Wald bei Halle/ Westfalen (NW-Deutschland): Eine integrierte stratigraphisch-sedimentologische, mikrofazielle und geophysikalische Analyse. – Dipl.-Arb. Institut für Geologie und Paläontologie, Bayerische Julius-Maximilians-Universität Würzburg: 84 S., 23 Abb., 6 Taf., Anh. I-II (i-iv), Anl. 1; Würzburg.
- RICHARDT, N. (2010): Das Cenoman im Teutoburger Wald bei Halle/Westfalen (NW-Deutschland): Eine integrierte stratigraphisch-sedimentologische, mikrofazielle und geophysikalische Analyse.- Geol. Paläont. Westf., **78**: 5 - 60, 34 Abb., 3 Taf.; Münster.
- SKUPIN, K. (1990): Gesteinsausbildung und Stratigraphie eines Kreide-Vorkommens nordöstlich von Augustdorf/Senne (Nordrhein-Westfalen).- N. Jb. Geol. Paläont., **181**: 287 - 301; Stuttgart.
- VOIGT, E. (1962): Frühdiagenetische Deformation der turonen Plänerkalke bei Halle/Westf. als Folge einer Großgleitung unter besonderer Berücksichtigung des Phacoid-Problems. - Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **31**: 146 - 275; Hamburg.
- VOIGT, E. (1977), mit Beitr. Von KOCH, W.: Neue Daten über die submarine Großgleitung turoner Gesteine im Teutoburger Wald bei Halle/Westf.- Z. dt. geol. Ges., **114**: 378 - 418; Hannover.
- VOIGT, S., AURAG, A., LEIS, F., KAPLAN, U. (2007): Late Cenomanian to Middle Turonian high-resolution carbon isotope stratigraphy: New data from the Münsterland Cretaceous Basin, Germany.- Earth and Planetary Science Letters, **253**: 196 – 210; Amsterdam.
- WALASZCZYK; I. & WOOD, C.J. (1999): Inoceramids and biostratigraphy at the Turonian/Coniacian boundary; based on Salzgitter-Salder (proposed boundary stratotype) section (Lower Saxony, Germany), and the Slupia Nadbrze na section (central Poland).- Acta Geologica Polonica, **48**: 395 - 434, Warsawa.

- WALASZCZYK, I. & COBBAN, W.A. (2000): Inoceramid faunas and biostratigraphy of the Upper Turonian-Lower Coniacian of the Western Interior of the United States.- *Spec. Pap. Palaeont.*, **64**: 118 S.; London.
- WIESE, F. (1999): Stable isotope data ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) from the Middle and Upper Turonium (Upper Cretaceous) of Liencres (Cantabria, northern Spain) with a comparison to northern Germany (Söhlde Salzgitter-Salder.- *Newsletters of Stratigraphy*, **37**: 37 - 62; Stuttgart.
- WIESE, F. & KAPLAN, U. (2001): The potential of the Lengerich Section (Münster Basin, northern Germany) as a possible candidate Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the Middle/Upper Turonian boundary.- *Cretaceous Research*, **22**: 549 - 563.
- WIESE, F. & KAPLAN, U. (2004): der Mittel-/Ober-Turon Grenzbereich im Raum Lengerich.- *Geol. Paläont. Westf.*, **62**: 37 – 70; Münster.
- WIESE, F., HILBRECHT, H. & WOOD, C.W. (2001): Turon. In: *Stratigraphie von Deutschland III Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland*. Stratigraphische Kommission von Deutschland (Hrsg.). redaktionelle Bearbeitung HISS, M. & SCHÖNFELD, J. und Mitarbeit von A. THIERMANN. Mit Beiträgen von DIENER, I.; ERNST, G.; HAMBACH, U.; HERM, D.; HILBRECHT, H.; HISS, M.; KAEVER, M.; KAPLAN, U.; KRUMSIEK, K.; MEYER, R. K. F.; MUTTERLOSE, J.; NIEBUHR, B.; PETZKA, M. (†); REICH, M.; SCHÖNFELD, J.; SCHULZ, M.-G. (†); SEIBERTZ, E.; SPAETH, C.; THIERMANN, A.; TRÖGER, K.A.; VOIGT, T.; WIESE, F. & WOOD, C. J..- *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **226**: 25 - 27; Frankfurt.
- WIESE, F. WOOD, C. J. & KAPLAN, U. (2004): 20 years of event Stratigraphy in NW Germany; advances and open questions.- *Acta Geologica Polonica*, **54**: 639 – 659.
- WIESE, F., HISS, M. & VOIGT, S. (2007a): Salder-Formation. In: NIEBUHR, B., HISS, M., KAPLAN, U., TRÖGER, K.-A., VOIGT, S., VOIGT, T., WIESE, F. & WILMSEN, M.: *Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide*.- *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **55**: 45 - 47; Hannover.
- WIESE, F., HISS, M. KAPLAN, U. & VOIGT, S. (2007b): Erwitte-Formation. In: NIEBUHR, B., HISS, M., KAPLAN, U., TRÖGER, K.-A., VOIGT, S., VOIGT, T., WIESE, F. & WILMSEN, M.: *Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide*.- *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **55**: 47 - 48; Hannover.
- WILMSEN, M. (2003): Sequence stratigraphy and palaeoceanography of the Cenomanian Stage in northern Germany.- *Cretaceous Research*, **24**: 525 - 568; London.
- WRAY, D.S., KAPLAN, U. & WOOD, C.J. (1995): Tuff-Vorkommen und ihre Bio- und Eventstratigraphie im Turon des Teutoburger Waldes, der Egge und des Haarstrangs.- *Geol. Paläont. Westf.*, **37**: 1 - 51; Münster.