

Geol. Paläont. Westf.	89	21-50	20 Abb. 4 Tab.	Münster Februar 2017
--------------------------	----	-------	-------------------	-------------------------

Litho-, Bio-, Kohlenstoffisotopenstratigraphie und Sedimentologie der Erwitte-Formation (Unterconiacium, Kreide) südlich von Paderborn

Michael Hornacsek & Christina Ifrim¹

Zusammenfassung

Das Unterconiacium in den Steinbrüchen Atlas und Ilse der HeidelbergCement AG Zementwerk am südlichen Stadtrand von Paderborn wird hier beschrieben. Die Sedimente, die in diesen Steinbrüchen anstehen, entsprechen einem 43 m mächtigen Kompositprofil und sind Teil der Erwitte-Formation. Sie bestehen v.a. aus Kalzit und untergeordnet Quarz und Phyllosilikaten. Letztere zeigen einen paläoklimatischen Einfluss aus zwei verschiedenen Klimabereichen mit intensiver chemischer Verwitterung in einem und intensiver physikalischer Verwitterung im anderen Liefergebiet. Die Abfolge enthält den oberen Teil der *Cremnoceramus crassus inconstans*- bzw. *C. deformis dobrogensis*- und dem unteren Teil der *C. crassus crassus*-Inoceramidenzone, deren Basis ein geeignetes Datum zur Langstreckenkorrelation ist. Die gesamte Abfolge entspricht der *Micraster cortestudinarium*-Echinoideenzone. Zwei untergeordnete Maxima in der $d^{13}C$ -Kurve können identifiziert und mit zeitgleichen Abfolgen korreliert werden: das Beeding- und das Lightpoint-Event. Zwischen diesen liegt in der Paderborner Kurve ein Minimum, das in detaillierten $d^{13}C$ -Kurven ebenfalls erkannt werden kann. Aus diesen Daten lässt sich eine sehr hohe Sedimentationsrate von ca. 340 mm/ka grob abschätzen. Kaolin und verschiedene Misch-, als auch die Endglieder Illit und Smektit zeigen ein klimatisch gemischtes Signal im Liefergebiet des klastischen Anteils, sowohl mit Dominanz chemischer als auch mit physikalischer Verwitterung.

Abstract

The lower Coniacian in the Atlas and Ilse quarries of the HeidelbergCement AG Zementwerk south of the city of Paderborn are here described. The sediments outcropping in these quarries correspond to a 43 m thick composite section and are part of the Erwitte-Formation. Sediments are composed of calcite with lesser amounts of quartz and phyllosilicates. The latter show a palaeoclimatic influence of two different climates with intense chemical weathering dominating in one and intense physical weathering in the other delivery area. Within the succession, the upper *Cremnoceramus crassus inconstans*- respectively *C. deformis dobrogensis*- and the lower *C. crassus crassus*-inoceramid biozone can be identified. The base of the latter is a suitable datum for long distance correlation. The whole succession corresponds to the *Micraster cortestudinarium*-echinoid biozone. Two minor maxima in the carbon stable isotope curve were identified and correlated to contemporary successions: the Beeding and the Lightpoint Event. A minimum in-between present in the Paderborn $d^{13}C$ curve also identifiable in the more detailed among the correlated $d^{13}C$ curves. From these data, a very high sedimentation rate of ca. 340 mm/ka can roughly be estimated.

Anschrift der Verfasser:

Institut für Geowissenschaften, Ruprecht-Karls-Universität, Im Neuenheimer Feld 234, 69120 Heidelberg,
¹korrespondierende Autorin: Christina.Ifrim@geow.uni-heidelberg.de

1. Einleitung

Die Oberkreide ist in Westfalen vielerorts bereits bearbeitet worden (Abb. 1). Litho- und biostratigraphische Arbeiten behandeln das Untercenoman-Oberturon im Raum Lengerich (Kaplan 1992), das Turonium-Coniacium im südlichen Teutoburger Wald und Eggegebirge bei Schlangen, Bad Lippspringe (Kaplan 2011b), Niederntudorf (Kaplan 2009), sowie bei Geseke (Skupin 1985, Kaplan 2000), Erwitte (Skupin 1995) und dem Steinbruch DIMAC bei Halle (Kaplan 2011a). Geochemische Bearbeitungen stammen aus dem Raum Lengerich (Wiese und Kaplan 2001, 2004) und aus dem südlichen Münsterland, wo Ablagerungen der Oberkreide anhand von zwei Bohrkernen (Anröchte und Werl) litho-, bio- und chemostratigraphisch aufgenommen wurden (Richardt und Wilmsen 2012). Im Raum Paderborn allerdings wurde bisher nur das Unterconiacium innerhalb des Stadtgebietes von Kaplan (2012) litho- und biostratigraphisch detailliert aufgenommen. Die größeren Aufschlüsse in den Steinbrüchen Atlas und Ilse der HeidelbergCement AG am südlichen Rand des Paderborner Stadtgebietes sollen hier erstmals litho-, bio- und chemostratigraphisch beschrieben werden. Sie liegen im Industriegebiet Mönkeloh südlich der B64 und östlich der A33 (Abb. 2). Die Abfolge wurde im aktiven Steinbruch Atlas und im z.T. renaturierten und als Naturschutzgebiet ausgewiesenen Steinbruch Ilse aufgenommen.

Die Schichten in den Steinbrüchen fallen im flachen Winkel (2-10°) nach Nordwesten ein. Die Profile, wie auch die Proben, wurden an der Nordwestwand des Steinbruchs Atlas und der Ostwand des Steinbruchs Ilse genommen. Die Aufschlüsse sind an diesen Wänden durch die fortschreitende Verwitterung, sowie durch Klüftung, Steinschlaggefahr und durch die wachsende Vegetation und Schutthanhäufungen, nur teilweise zugänglich.

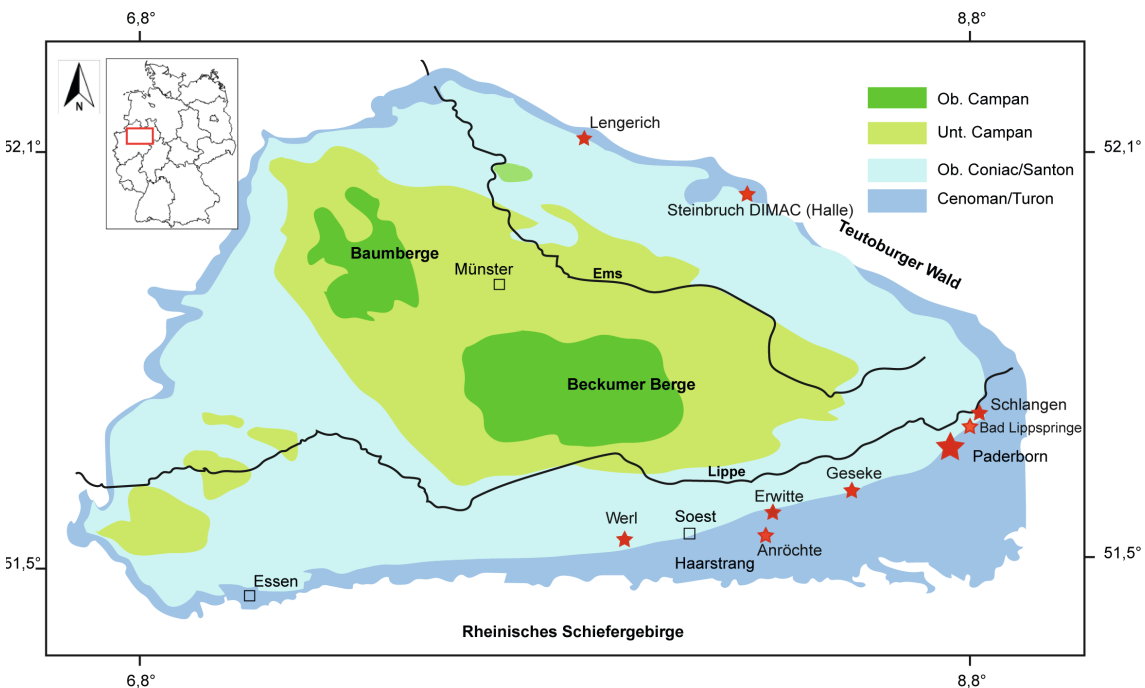


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte über das Münsterländer Oberkreidebecken und Lage des Arbeitsgebietes (aus: Walter 2007, nach: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen 2002).

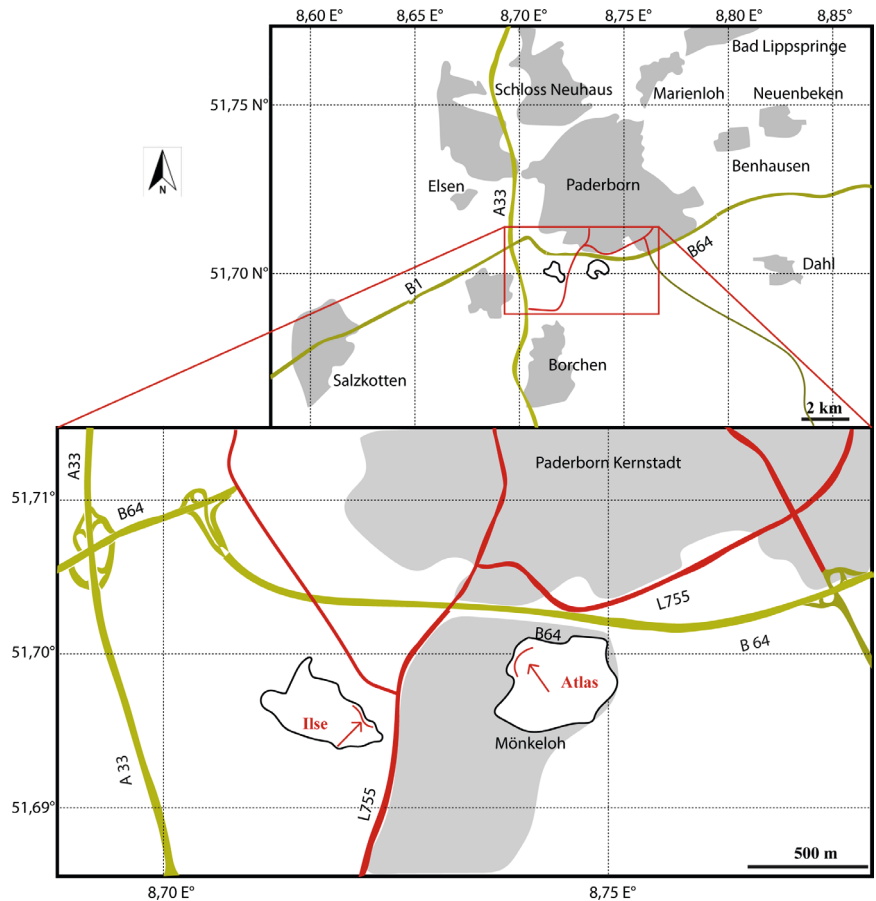


Abb. 2: Geographische Karte des Raumes Paderborn mit Lage der Steinbrüche Atlas und Ilse und die aufgenommenen Steinbruchbereiche (Top 50, Amtliche topographische Karten Nordrhein-Westfalen, oben 1:200.000, unten 1:50.000).

2. Das Unterconiacium südlich von Paderborn

Die Ablagerungen im Arbeitsgebiet werden der Erwitte-Formation zugeordnet. Deren Typuslokalität liegt im Steinbruchareal der Erwitter Zementindustrie südöstlich der Stadt Erwitte. Lithologisch besteht die Erwitte-Formation aus im Dezimeter- bis Meterbereich gebankten, weißen bis grauen Mergelkalksteinen mit grauen dezimetermächtigen Mergel-Zwischenlagen. Die biostratigraphische Unterteilung ist durch Inoceramiden und Ammoniten möglich (Kaplan 1986, Kaplan 1991, Kaplan und Kennedy 1996), daher können Event- und Isotopenstratigraphie zusätzlich zur Korrelation verwendet werden (Voigt und Hilbrecht 1997). Wood und Ernst (1998) gelang die Korrelation der westfälischen Biostratigraphie mit den meist ammonitenarmen Profilen Niedersachsens und Sachsen-Anhalts mit Hilfe von Inoceramiden.

Die Erwitte-Formation wird in die untere „Grauweiße Wechselfolge“, die mittlere „Obere Plänerkalkstein-Einheit“ und die oberen „Übergangsschichten“ unterteilt, wobei in den hier bearbeiteten Steinbrüchen Paderborns nur das mittlere Member aufgeschlossen ist. Sie ist Teil der Plänerkalk-Gruppe, die auch die Herbram-, Baddeckenstedt-, Hesseltal-, Büren-, Oerlinghausen- und Salder-Formation des Cenomanium und Turonium beinhaltet (Wiese et al. 2007). Die mittlere Gesamtmächtigkeit der Erwitte-Formation liegt bei 60-70 m im südlichen Münsterland (Skupin 1995, Kaplan 2012). Sie umfasst das Oberturon bis zur Obergrenze des Unterconiacium und geht nach oben in die Emscher-Formation über (Wiese et al. 2007).

3. Lithostratigraphie

Das Profil wurde in zwei Teilabschnitten im Steinbruch Atlas (Abb. 3) und im Steinbruch Ilse (Abb. 8) aufgenommen, die anhand von Leithorizonten bankgenau korreliert werden können. Die Abfolge aus beiden Steinbrüchen ist insgesamt 43 m mächtig (Abb. 4) und umfasst die Obere Plänerkalkstein-Einheit der Erwitte-Formation. Die unterlagernde Grauweiße Wechselfolge ist im Steinbruch Atlas nicht aufgeschlossen, steht jedoch im Raum Kohlstädt-Schlangen-Bad Lippspringe (Kaplan 2011a) und bei Nordborchen im aufgelassenen Steinbruch östlich der Talbrücke der A33 Alme-Lohne an (Kaplan 2012). Der Wechsel zu den Übergangsschichten beginnt in den obersten Profilbereichen und ist im Steinbruch Ilse definiert durch das Auftreten mehrerer dezimetermächtiger Mergellagen.

3.1 Der Steinbruch Atlas

Die untersuchte Abfolge setzt sich zusammen aus Kalkmergelsteinen, Mergelkalksteinen und Mergeln des mittleren Abschnitts der Erwitte-Formation, der sogenannten Oberen Plänerkalkstein-Einheit. Im basalen Teil (0-9 m) beginnt die Abfolge mit wenigen Meter mächtigen Kalkmergelsteinbänken, in die zentimeter- bis dezimetermächtige Mergellagen zwischengeschaltet sind. Im westlichen Teil des Steinbruchs Atlas sind innerhalb der Kalkmergelsteinbänke Rinnenstrukturen erkennbar, die nach Nordwesten Richtung Beckeninneres auskeilen (Abb. 5). Die Rinnenfüllung besteht wie die umgebenden Schichten aus Kalkmergelsteinen und ist lithologisch nicht von diesen unterscheidbar. Einige Kalkmergelsteinbänke zeichnen sich durch wellige Schichtkontakte aus (Abb. 6). Diese Strukturen treten über das gesamte Profil innerhalb dieser Bänke auf. Sie werden in der Literatur häufig als Flaserkalke oder Knollenkalke beschrieben, obwohl die für Flaserung typischen Tonlinsen innerhalb der Kalkmergelbänke fehlen.

Im nächsten Abschnitt (12-19 m) werden die Kalkmergelsteinbänke geringmächtiger, die Mergellagen dazwischen mächtiger. Es sind keine Rinnen oder wellige Schichtkontakte zu erkennen. Zwischen 17 und 19 m stehen drei 30-60 cm mächtige Kalksteinbänke aufgrund ihres erhöhten Karbonatgehalts und damit ihrer helleren Farbe und massigerem Aussehen hervor (Abb. 4), die aufgrund eines Inoceramiden-Massenvorkommens am Top als *dobrogensis*-Bank bezeichnet werden. Von 19 bis 25 m besteht die Abfolge aus Kalkmergelsteinen und geringmächtigen Mergellagen, die keine Sedimentstrukturen aufweisen. Zwischen 25 und 31,5 m treten erneut die welligen Schichtkontakte innerhalb der Kalkmergelsteinbänke auf. Bei 29,5 m liegt am Top des Steinbruch Atlas die 3er-Bank (Abb. 7), die eine Korrelation zwischen Atlas und Ilse ermöglicht.



Abb. 3: Steinbruch Atlas der HeidelbergCement AG Paderborn, westlicher Aufschlussbereich, Erwitte-Formation, Obere Plänerkalkstein-Einheit, Unterconiacium, TK 25 Blatt 4218 Paderborn, R: 3482837, H: 5729188.
Abb. 4 (gegenüberliegende Seite): Kompositprofil des Unterconiacium aus den Steinbrüchen Atlas und Ilse mit Verteilung der Fossilien und Biozonierung.

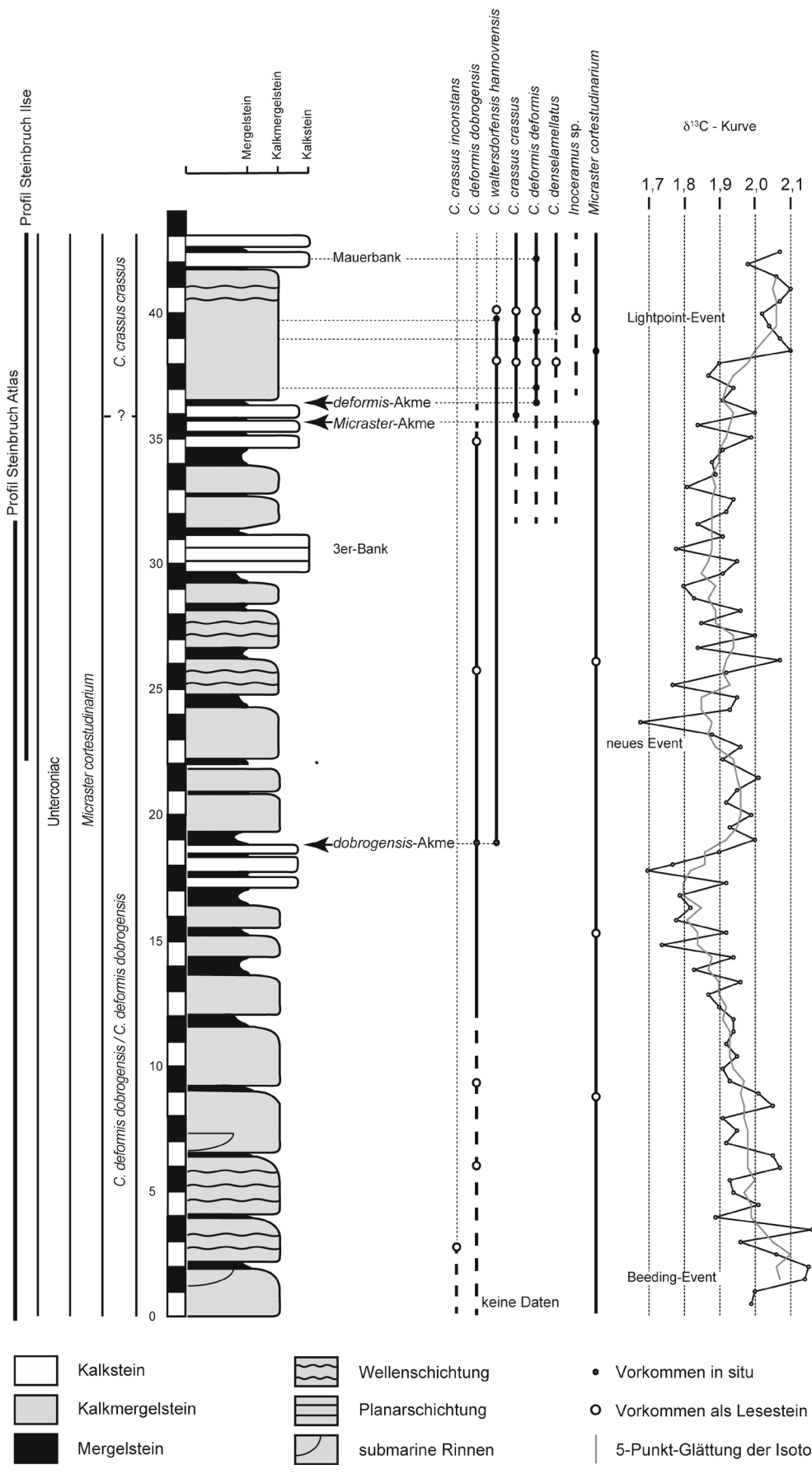


Abb. 5: Rinnenstrukturen, nach Nordwesten Richtung Beckeninneres auskeilend, Steinbruch Atlas, westlicher Aufschlussbereich, Südwand.



Abb. 6: Wellenschichtung, Steinbruch Atlas, westlicher Bereich, Westwand, 3 m Höhe im Profil.



Abb. 7: 3er-Bank, Ostwand Steinbruch Ilse.

3.2 Der Steinbruch Ilse

Der Profilabschnitt des Steinbruchs Ilse beginnt bei 22 m Höhe im Gesamtprofil (Abb. 4). Bis zum Top der 3er-Bank bei 31,5 m überlappen sich die Abfolgen der Steinbrüche (siehe auch Abb. 11 in Kaplan 2012). Oberhalb folgen zwei Kalkmergelsteinbänke. Darüber liegen drei weitere, 40-60 cm mächtige Kalksteinbänke, die sich ebenfalls als Leithorizonte für die Korrelation innerhalb der Steinbrüche eignen und die aufgrund eines Inoceramiden-Massenvorkommens im Folgenden als *deformis-Bank* bezeichnet werden. Oberhalb der *deformis-Bank* von 36,5 m bis 42 m folgt ein Abschnitt bestehend aus Kalkmergelsteinen mit welligen Schichtkontakten im oberen Bereich des Abschnitts.

Einen weiteren Leithorizont stellt die sogenannte Mauerbank (Arnold 1964), resp. Erwitte-Bank (Kaplan und Kennedy 1994), bei 42 m Profilhöhe dar. Sie ist an der Ostwand im Steinbruch Ilse aufgeschlossen (Abb. 9). Zusammen mit einer markanten Ichnofossilage an ihrer Basis, kann die Mauerbank zur Korrelation mit anderen Aufschlüssen (z.B. dem Steinbruch des Bischofs Meinwerk im Stadtzentrum von Paderborn) genutzt werden. In den Steinbrüchen der HeidelbergCement AG und im gesamten Paderborner Raum ist sie weniger deutlich ausgeprägt als in den westlich gelegenen Aufschlüssen bei Geseke und Erwitte (Arnold 1964, Kaplan und Skupin 1998). Die Mauerbank konnte in zugänglichen Profilabschnitten des Steinbruchs Ilse nicht eindeutig identifiziert werden.



Abb. 8: Steinbruch Ilse der HeidelbergCement AG Paderborn, Blick auf untere Abbausohle und Westwand, aktiver Abbaubetrieb (Hintergrund), Naturschutzgebiet (Vordergrund), Erwitte-Formation, Obere Plänerkalkstein-Einheit, Unterconiacium, TK 25 Blatt 4218 Paderborn, R: 3481466, H: 5729066.



Abb. 9: Mauerbank mit Lage des *Micraster*- und *crassus*-Events, oberer Profilabschnitt, Ostwand des Steinbruchs Ilse.



Abb. 10: Erhaltung von Schwämmen häufig in Lösungserhaltung, Steinbruch Atlas, 20 m Höhe im Profil (links) und selten als Körperfossil, Steinbruch Atlas, Lesestein westlicher Bereich 0-12 m Höhe im Profil (rechts).

Bis hin zur 3er-Bank erfolgte die Sedimentation rhythmisch, wobei dezimeter- bis metermächtige Kalkmergelsteinbänke mit zentimeter- bis dezimetermächtigen Mergellagen wechsellagern. Der Kontakt zwischen den Kalkmergelsteinen und den Mergellagen ist graduell, während der Kontakt der Mergel zu den überlagernden Kalkmergelsteinbänken meist scharf ist. Ab der 3er-Bank bei 31,5 m wird die Abfolge unregelmäßiger. Im obersten Profilabschnitt, ab 43 m, setzen mehrere Dezimeter mächtige Mergellagen ein und zeigen den Wechsel hin zu den Übergangsschichten und zur überlagernden, mergelig-tonigen Emscher-Formation an. Dieser Übergang ist im Steinbruch Ilse sichtbar, aber nicht zugänglich.

3.3 Fossilien und Erhaltung

Echinoideen und inoceramide Muscheln sind in Schalenerhaltung über das gesamte Profil erhalten. Die Echinoideen sind oft artikuliert und vollständig, nur bei 35,5 m sind sie gehäuft als Primärfragmente zu finden. Die Inoceramiden sind meist als Einzelschalen erhalten, selten doppelklappig. Auch Schwämme treten im gesamten Profil auf, jedoch sind sie nach ihrer Auflösung nur als Abdruck vorhanden (Abb. 10). Sie wurden von Pocta (1890) beschrieben.

4. Sedimentologie

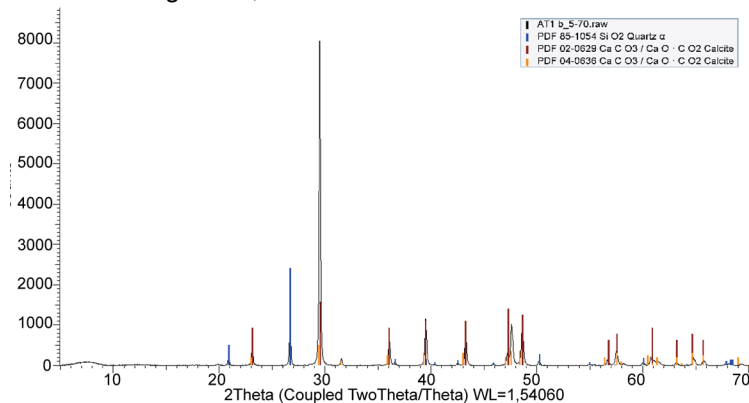
Zur quantitativen Analyse des Mineralbestandes im Gesamtgestein und der Tonminerale im Besonderen wurden dreizehn Pulverproben röntgendiffraktometrisch untersucht. Die Aufbereitung der Proben folgte Moore und Reynolds (1997). Für jede Probe wurde eine Gesamtgesteinsanalyse durchgeführt, die Tonminerale wurden in den Fraktionen $>2\ \mu\text{m}$ und $2\text{-}16\ \mu\text{m}$ in dekarbonatisierten Proben luftgetrocknet, mit Ethylenglykol bedampft und bei 550° gegläht analysiert.

Die Diffraktogramme wurden mit dem Software-Programm Bruker DIFFRAC.EVA 3.1 ausgewertet. Bei Überlagerung der Messspitzen wurden die Einzel-*peaks* mit der Split-Pseudo-Voigt-Funktion der Software Fityk 1.2.0 modelliert. Die XRD-Mineraldaten stammen aus der ICDD PDF2 1999 Datenbank. In den Diffraktogrammen der Gesamtgesteinsanalyse ist die Basislinie abgezogen, die Kurven der Korngrößenfraktionen $<2\ \mu\text{m}$ und $2\text{-}16\ \mu\text{m}$ sind mit Basislinie und im y-Wert versetzt dargestellt (Abb. 11 und 12). Die Gesamtheit der Daten ist dargestellt in Hornacsek (2016). Die Interpretation der *peaks* basiert auf deren Amplituden, angegeben in *counts per second* (cps).

Da der Kaolin-001-*peak* in den geglähten Proben verschwindet, wird angezeigt, dass kein Chlorit enthalten ist (Moore und Reynolds 1997). Die quellfähigen Phyllosilikate zeigen keinen definierten *peak* und werden insgesamt als Smektite behandelt. Der Illit-001-*peak* wird durch die Illit/Smektit-001- und Smektit-001-*peaks* überlagert und wurde daher modelliert.

Die Zusammensetzung des Gesamtgesteins wurde aus den XRD-Daten der Gesamtgesteinsanalyse ermittelt, indem die Intensitäten der vorhandenen *peaks* im Diffraktogramm nach Ifrim (2006) umgerechnet wurden. Da

AT1 Gesamtgestein, 5-70 °2θ



AT1, Tonminerale 5-22 °θ

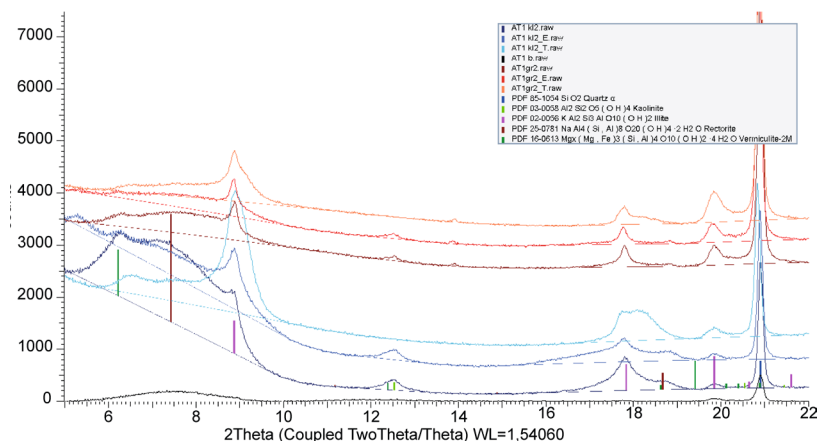


Abb. 11: Diffraktogramme der Probe AT1. Oben: Gesamtgesteinszusammensetzung, unten: zusammengesetzte Diffraktogramme der Fraktionen <2 µm und 2-16 µm.

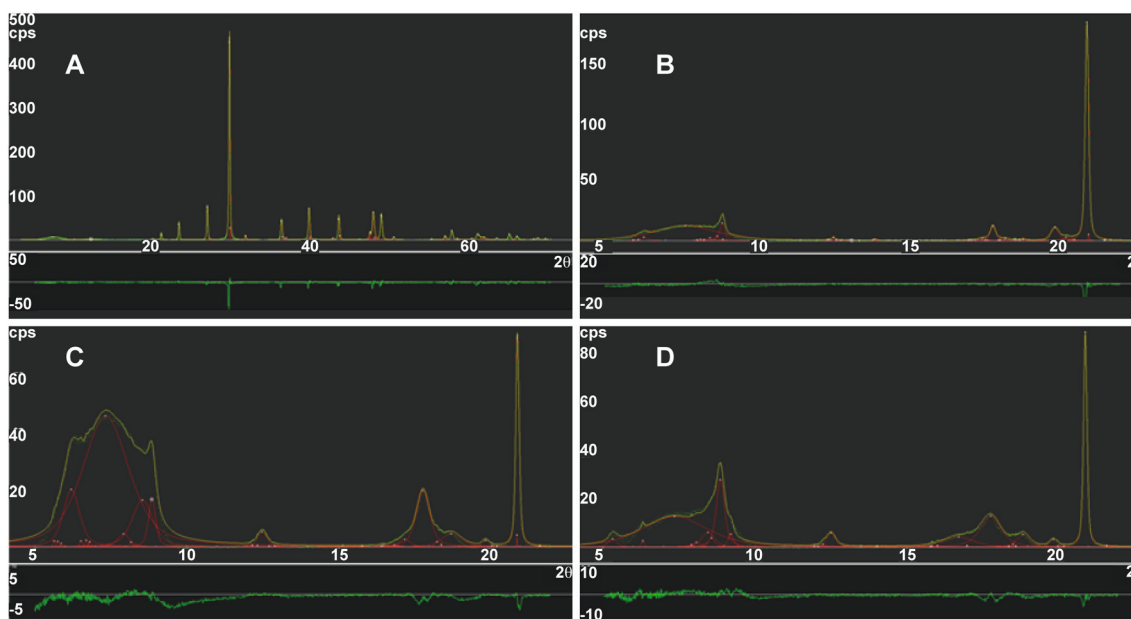


Abb. 12: Modellierung einer repräsentativen Probe (AT1) mit Fityk. Die grüne Kurve unterhalb der Diffraktogramme gibt das Residuum von tatsächlicher und modellierter Kurve an. **A** Gesamtgesteinsanalyse, **B** 2-16 µm luftgetrocknet, **C** <2 µm luftgetrocknet, **D** <2 µm Ethylenglykol.

keine anderen Minerale gefunden wurden, stehen Quarz, Kalzit und Phyllosilikate im Verhältnis zueinander und ergeben zusammen 100 %. Zum relativen Verhältnis der Phyllosilikate zueinander wurden die Intensitäten der 001-*peaks* in den Diffraktogrammen der Fraktionen 2-16 μm und $<2 \mu\text{m}$ gemessen und zueinander ins Verhältnis gesetzt. Quarz ist in beiden feinen Fraktionen vorhanden, wurde aber nicht quantifiziert.

Die anstehenden Gesteine bestehen aus Kalzit (80-86 %), Quarz (3-6 %) und Phyllosilikaten (6-15 %), Feldspäte und andere Minerale wurden nicht gefunden (Tab. 1). Illit und Smektit sind in allen Proben enthalten, Kaolin in der Mehrzahl der Proben (Tab. 2 und 3). Die Gehalte von Illit schwanken zwischen 26 und 49 % innerhalb der 2-16 μm Fraktion, und zwischen 22 und 45 % in der Fraktion $<2 \mu\text{m}$. Smektite sind mit Gehalten von 32 bis 64 % in der Fraktion 2-16 μm vorhanden, und mit 42 bis 72 % in der Fraktion $<2 \mu\text{m}$. Kaolin ist bis auf eine Ausnahme in allen Proben in der Fraktion $<2 \mu\text{m}$ mit Gehalten bis zu 27 % vorhanden, in der 2-16 μm Fraktion mit Gehalten bis 28 %.

Die Verteilung der Minerale über das Profil ist mehr oder weniger einheitlich und zeigt keinen Wandel im Herkunftsgebiet. Die vorhandenen Tonminerale geben Aufschluss über die klimatischen Bedingungen im späten Unterconiacium im östlichen Münsterländer Oberkreidebecken. Illit entsteht durch vorwiegend physikalische Verwitterung von Glimmern, v.a. Muskovit. Kaolinit dagegen zeigen die Dominanz chemischer Verwitterung an (Chamley 1989, Harvey et al. 1993). Mögliche Ausgangsgesteine um das Münsterländer Kreidebecken sind Sandsteine, Tonsteine und Grauwacken aus dem Devon und Karbon des heutigen Rheinischen Schiefergebirges. Die Anteile von Kaolinit und Smektit zeigen für das Unterconiacium von Paderborn warme, evtl. feuchte Klimaverhältnisse an, welche die chemische Verwitterung begünstigen. Bekräftigt wird diese Interpretation von der Tatsache, dass Feldspäte in den Gesteinen fehlen und vermutlich zu Smektit und Kaolinit verwittert sind. Der hohe Anteil von Illit zeigt aber auch ein Herkunftsgebiet mit Dominanz physikalischer Verwitterung, eventuell in einem ariden Klima, und muskovitreichen Ausgangsgesteinen an. Letztere Interpretation wird verstärkt durch die Auswertung der Illitkristallinität.

Die Illitkristallinität wurde aus den mit Ethylenglykol bedampften Proben bestimmt, indem die Halbhöhenbreite des Illit-001-*peaks* als $^{\circ}\Delta 2\theta$ gemessen wurde (Tab. 4). Über den Kübler-Index kann die Intensität der Diagenese quantifiziert werden (Kübler 1987). Die Grenze zwischen Diagenese und Anchizone liegt bei $0,42^{\circ} \Delta 2\theta$, der Übergang zur Metazone bei $0,25^{\circ} \Delta 2\theta$. Die Illitkristallinität in den Sedimenten der Erwitte-Formation südlich von Paderborn liegt im Mittel bei $0,389^{\circ} \Delta 2\theta$ (Tab. 4). Dieser Wert liegt am Übergang von der spätdiagenetischen zur Anchizone. Das widerspricht aber deutlich der Ansprache im Steinbruch und der Erhaltung der Fossilien, denn es sind keine Anzeichen von beginnender Metamorphose identifizierbar. Der Gesamteindruck des Gesteins deutet darauf hin, dass die Kristallinität der entsprechenden Illite nicht diagenetisch entstanden ist, sondern dass sie aus dem Eintrag muskovitreicher Gesteine mit kurzem Transportweg

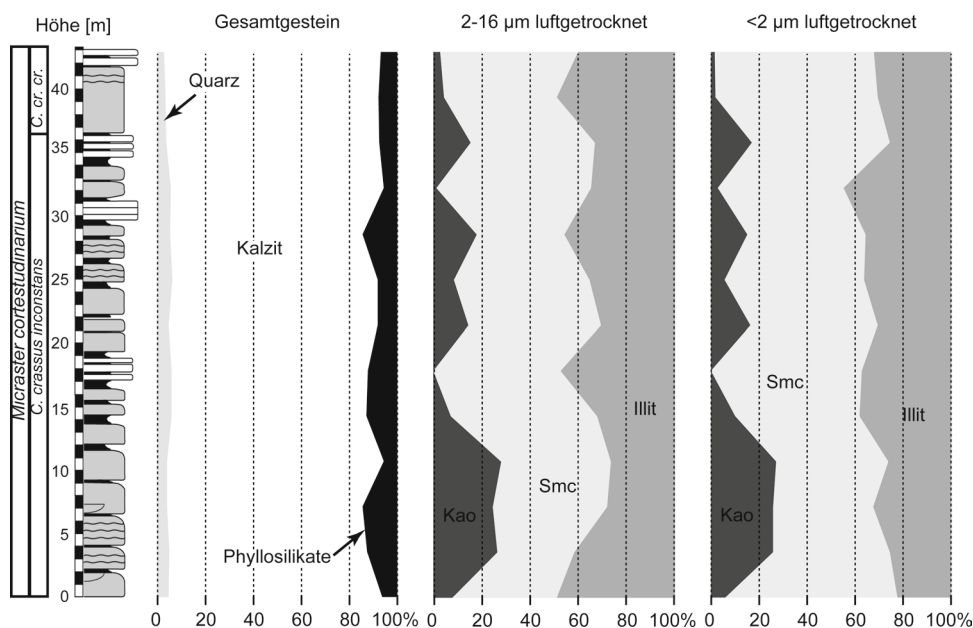


Abb. 13: Zusammensetzung des Gesamtgesteins und der Phyllosilikate aus der röntgendiffraktometrischen Analyse über das Profil.

Probe peak	Höhe im Profil [m]	Phyllosilikate		Quarz		Kalzit	
		± 19,8 2θ cps	Gew%	26,65 2θ cps	Gew%	29,43 2θ cps	Gew%
AT1	0,5	306	6,43	12902	4,52	80530	89,05
AT8	2,25	617	12,75	14614	5,03	75580	82,22
AT24	6,25	751	14,64	12382	4,02	79246	81,33
AT40	10,5	240	5,58	10407	4,03	73858	90,39
AT56	14,5	539	12,97	14676	5,88	64096	81,15
AT72	18,75	656	12,39	18324	5,77	82298	81,84
IL2	22,5	425	8,3	13787	4,48	84882	87,22
IL16	26	401	8,34	17562	6,09	78188	85,58
IL32	30	769	14,39	17218	5,37	81465	80,24
IL48	34	258	5,79	14686	5,5	75044	88,71
IL64	38	342	7,61	10334	3,83	75584	88,55
IL80	41,5	440	7,98	10897	3,29	92984	88,73
IL83	43	304	7,06	7061	2,73	73785	90,21

Tab 1:

Gesamtgesteinsanalyse mit XRD in den Sedimentproben. cps: counts per second, Gew%: Gewichtsprozent. Kao: Kaolin, Smc: Smektit.

Probe peak	Höhe im Profil [m]	Smektit		Illit		Kaolin	
		cps	Gew%	cps	Gew%	cps	Gew%
AT1	0,5	65	71,7	20	22,4	5	5,9
AT8	2,25	126	48,7	66	25,5	67	25,8
AT24	6,25	89	41,8	69	32,5	54	25,7
AT40	10,5	61	46,8	34	26,2	35	27
AT56	14,5	46	51,6	34	38,3	9	10,1
AT72	18,75	52	62,6	31	37,4	0	0
IL2	22,5	69	53,1	40	30,5	21	16,4
IL16	26	68	58,2	42	36,1	7	5,6
IL32	30	91	49,2	66	35,8	28	15
IL48	34	32	52,6	27	44,8	2	2,6
IL64	38	75	57,5	33	25,4	22	17
IL80	41,5	78	67,5	35	30,7	2	1,9
IL83	43	57	66,3	28	32,2	1	1,5

Tab 2:

Tonmineralzusammensetzung der Fraktion <2 µm, ermittelt mit XRD in den Sedimentproben. cps: counts per second, Gew%: Gewichtsprozent.

Probe peak	Höhe im Profil [m]	Smektit		Illit		Kaolin	
		cps	Gew%	cps	Gew%	cps	Gew%
AT1	0,5	15	43,1	17	49,1	3	7,8
AT8	2,25	39	32,1	51	41,6	32	26,3
AT24	6,25	108	47,5	64	28,1	56	24,4
AT40	10,5	26	45,5	15	26,5	16	28
AT56	14,5	109	60,6	58	32,2	13	7,3
AT72	18,75	40	52,6	36	47,4	0	0
IL2	22,5	71	54,9	40	30,6	19	14,5
IL16	26	45	56,3	28	35,2	7	8,5
IL32	30	45	36,4	56	45,7	22	17,9
IL48	34	47	64,3	25	34,6	1	1
IL64	38	48	51,6	31	33,2	14	15,2
IL80	41,5	38	46,7	40	49,1	4	4,3
IL83	43	47	57,4	33	40	2	2,6

Tab. 3:

Tonmineralzusammensetzung der Fraktion 2-16 µm, ermittelt mit XRD in den Sedimentproben. cps: counts per second, Gew%: Gewichtsprozent.

Tab. 4: Illitkristallinität für den Illit-001-peak modelliert in Fityk, > 2 µm Ethylenglykolbedampft.

Probe-Nr	Intensität [cps]	°2θ	hwhm1	hwhm2	Halbhöhenbreite °Δ2θ
AT 1 kl2 E	28,1	8,876	0,161	0,161	0,322
AT 8 kl2 E	72,45	8,839	0,156	0,156	0,312
AT 24 kl2 E	76,44	8,86	0,13	0,13	0,26
AT 40 kl2 E	33,5	8,88	0,16	0,16	0,32
AT 56 kl2 E	51,18	8,9	0,16	0,16	0,32
AT 72 kl2 E	54,87	8,84	0,21	0,21	0,42
IL 2 kl2 E	68,66	8,86	0,24	0,24	0,48
IL 16 kl2 E	50,3	8,87	0,25	0,25	0,5
IL 32 kl2 E	75,62	8,87	0,23	0,23	0,46
IL 48 kl2 E	40,59	8,85	0,22	0,22	0,44
IL 64 kl2 E	51,8	8,91	0,21	0,21	0,42
IL 80 kl2 E	49,88	8,87	0,21	0,21	0,42
IL 83 kl2 E	40,36	8,9	0,19	0,19	0,38
Mittelwert					0,389

stammen. Somit wäre die Diagenese nicht so intensiv verlaufen, wie es der Wert anzeigt. Insgesamt zeigen die Tonminerale also eine Herkunft aus zwei Liefergebieten an, mit warm-humidem Klima im einen und aridem Klima im anderen Herkunftsgebiet an.

5. Systematische Paläontologie

Morphologische Ausdrücke und Abkürzungen im Text basieren auf Ifrim et al. (2014) und sind in Abb. 14 gezeigt. Die höhere Systematik basiert auf Cox (1969). Maße sind in mm, Winkel in ° angegeben.

Abkürzungen für die Institutionen sind: CPC: Colección de Paleontología de Coahuila, beherbergt im Museo del Desierto, Saltillo, Coahuila, Mexico; LPB: Laboratory of Palaeontology Bucharest, beherbergt in den Sammlungen der Universität Bukarest, Rumänien; MMG: Sammlung des Museum für Mineralogie und Geologie, beherbergt in den Senckenberg Naturhistorischen Sammlungen Dresden, Deutschland; SaK: Sachsen, Kreide, in der MMG; UMCN: Paläontologische Sammlung des Museum für Paläontologie, Babes-Bolyai Universität, Cluj-Napoca, Rumänien; USNM: United States National Museum in Washington, D.C., USA; WMN-P: Paläontologische Sammlung des LWL-Museums für Naturkunde, Münster.

Klasse Bivalvia Linneé, 1758 (Buonanni, 1681)

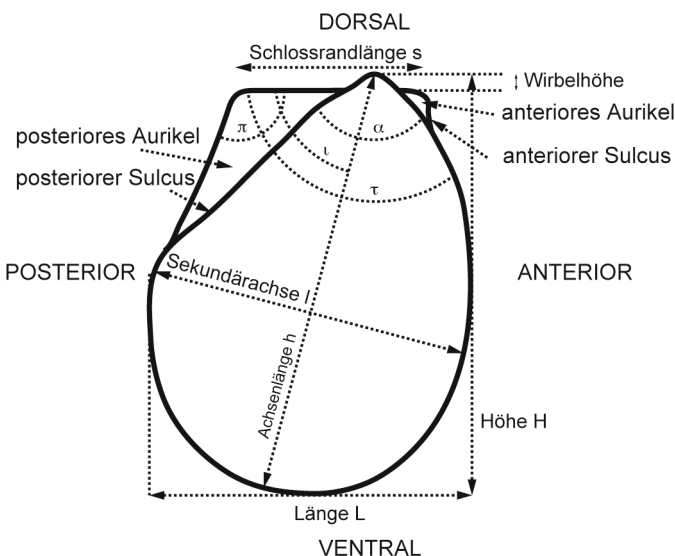


Abb. 14: Morphologische Merkmale von Inoceramiden, basierend auf Ifrim et al. (2014). τ: Gesamtwinkel; α: Apikalwinkel; π: Posterodorsalwinkel; ι: Inklination.

Unterklasse Pteriomorpha Beurlen, 1944

Ordnung Pterioida Newell, 1965

Unterordnung Pteriina Newell, 1965

Überfamilie Pteriacea Gray, 1847

Familie Inoceramidae Zittel, 1881

Gattung ***Inoceramus*** Sowerby, 1814

***Inoceramus* sp .**

Abb. 15, Fig. 1-2

Material: WMN-P64288, ein Exemplar aus dem Steinbruch Ilse, 36-45 m des Profils.

Maße: $h=21$; $l=9,5$; $h/l=2,21$; $H=12,3$; $L=10,5$; $H/L=1,17$, $s=5,7$; $s/l=0,6$; $D=6$; $t=70$; $\alpha=90$; $h_{max}=18,3$.

Diskussion: Das Exemplar hat eine längliche Form, $L < H$, mit spitzem Umbo, der den kurzen Schlossrand weit überragt. Geringe Inklination und Ornament aus Rippen ordnen das Stück der Gattung *Inoceramus* zu. Es ist mit ca. 20 mm Höhe sehr klein, und hat keine artdiagnostischen Merkmale und ist nicht weiter bestimmbar.

Gattung ***Cremnoceramus*** Cox, 1969

Typusart: *Inoceramus inconstans* Woods, 1912, aus dem Upper Chalk bei Lewes, Südengland, durch die originale Designation durch Cox (1969), S. 315. Die Gattung wurde von Crampton (1996) und Walaszczyk und Wood (1998) diskutiert. Wir verwenden Gattung und Art im Sinne der letzteren Autoren.

Cremnoceramus waltersdorfensis (Andert, 1911)

Cremnoceramus waltersdorfensis hannovrensis (Heinz, 1932)

Abb. 16.9-13

1932a *Inoceramus hannovrensis* n. sp., Heinz, S. 29.

1967 *Inoceramus waltersdorfensis hannovrensis* Heinz; Tröger, S. 117, Taf. 12, Fig. 3 und 4, Taf. 13, Fig. 6-9.

p.1992 *Cremnoceramus waltersdorfensis* (Andert), Walaszczyk, S. 41, non Taf. 18, Fig. 4-7; Taf. 19, Fig. 1 [non Taf. 16-17, Taf. 18, Fig. 1-3 = *Cr. waltersdorfensis waltersdorfensis*].

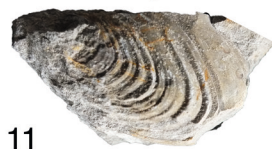
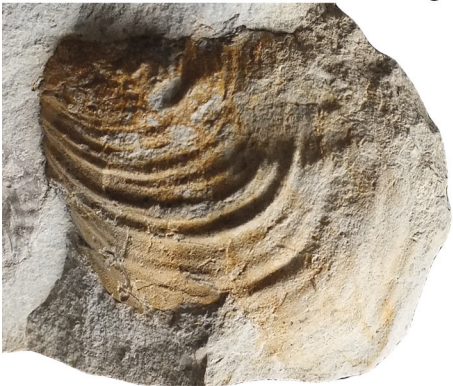
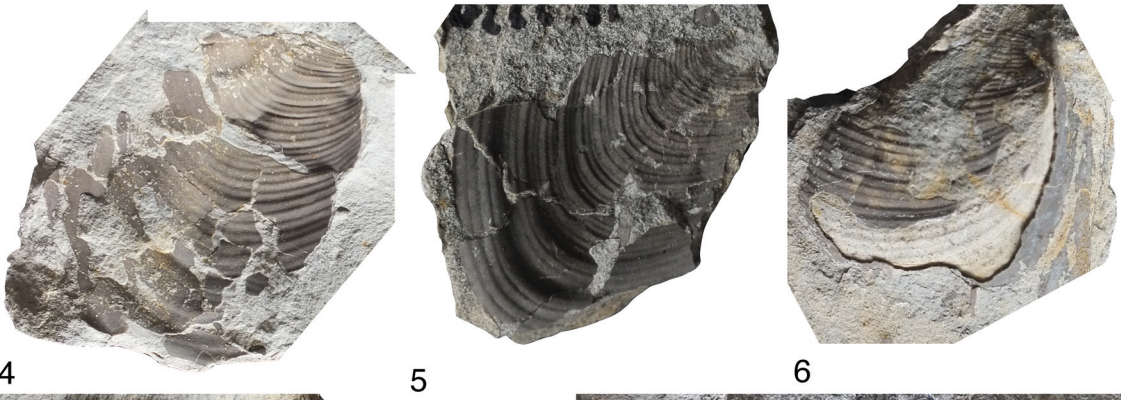
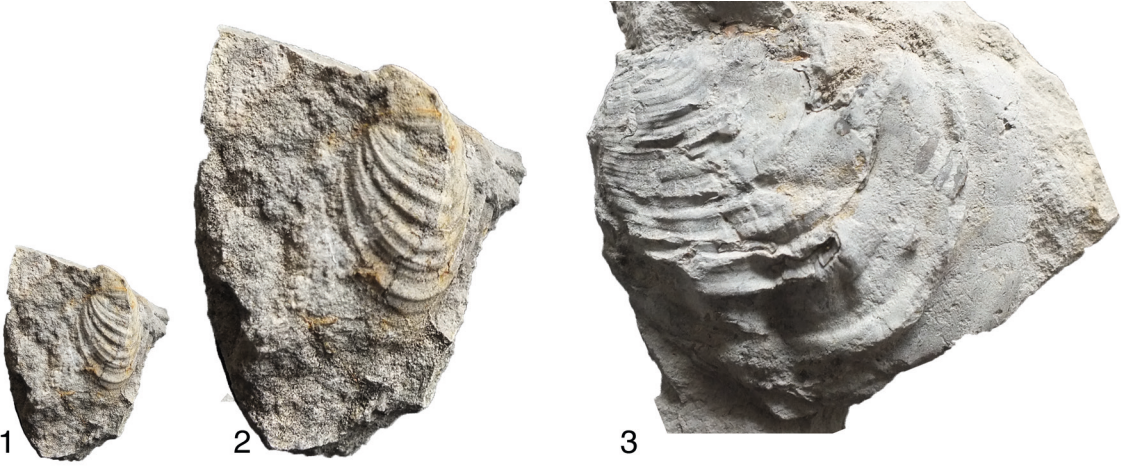
1998 *Cremnoceramus waltersdorfensis hannovrensis* (Heinz), Walaszczyk und Wood, S. 414, Taf. 5, Fig. 2, 8; Taf. 9, fig. 2; Taf. 11, fig. 2; Taf. 12, Fig. 1-4; Taf. 13, Fig. 2-7 (mit Synonymie).

2000 *Cremnoceramus waltersdorfensis hannovrensis* (Heinz), Walaszczyk und Cobban, S. 76, Taf. 26, fig. 2 (mit zusätzlicher Synonymie).

2009 *Cremnoceramus waltersdorfensis hannovrensis* (Heinz), Tröger et al., S. 88, Fig. 18f, app. 24.

2015 *Cremnoceramus waltersdorfensis hannovrensis* (Heinz), Ifrim et al., S. 227, Fig. 11.5, 11.7.

Typen: R. Heinz (1932, p. 29) stellte die Art *Inoceramus hannovrensis* n. sp. mit einer kurzen Diagnose ohne Abbildungen und Festlegungen eines Holotypes auf, sie wurde erst durch die Ernennung eines Lektotyp valide (Tröger 1967, pl. 12, fig. 3). Es ist Exemplar no. 914 in der Sammlung des Museums des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung in Hannover, Deutschland. Es kommt aus der Petersbergregion bei Goslar und scheint das Original von Heinz zu sein.



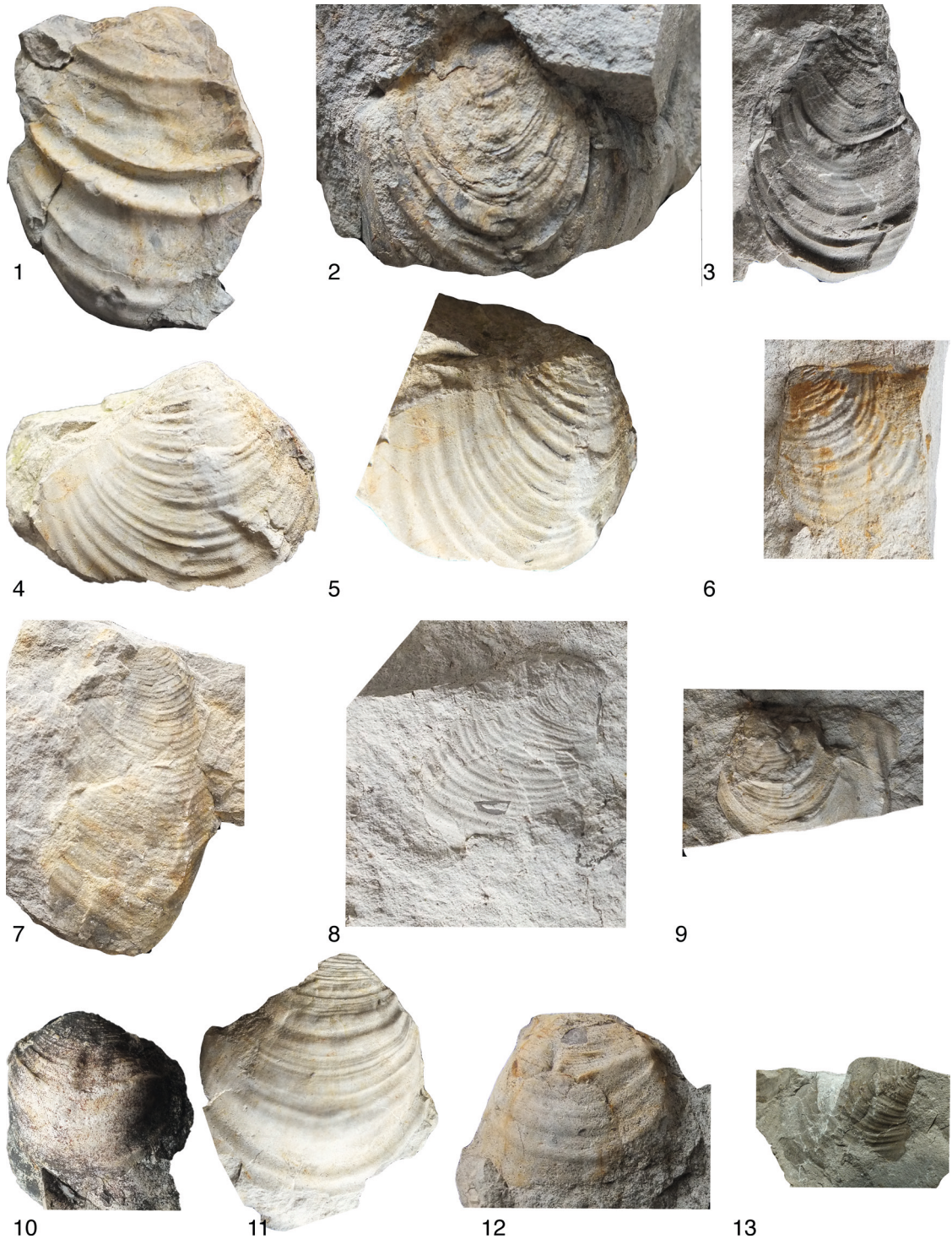


Abb. 15 (gegenüberliegende Seite): *Inoceramus*- und *Cremnoceramus*-Exemplare aus der Erwitte-Formation bei Paderborn. **1-2** *Inoceramus* sp., WMN-P64288, Ilse 36-45 m. 1: x1, 2: x2. **3** *Cremnoceramus crassus inconstans* WMN-P64289. Atlas 2-3 m. **4-12** *C. crassus crassus*, **4** WMN-P64290, Ilse 32-45 m, **5** WMN-P64291, Ilse 32-45 m, **6** WMN-P64292, Ilse 32-45 m, **7** WMN-P64293, Ilse 32-45 m, **8** WMN-P64294, Ilse 32-45 m, **9** WMN-P64290-297, Ilse 36 m, **10-11** WMN-P64296, Ilse 32-45 m, **12** WMN-P64297, Ilse 39 m. 3-12: x1.

Abb. 16 (oben): *Cremnoceramus*-Exemplare aus der Erwitte-Formation bei Paderborn. **1-5** *C. deformis deformis*. **1** WMN-P64310, Ilse 42 m, **2** WMN-P64311, Ilse 36 m, **3** WMN-P64312, Ilse 38-45 m, **5** WMN-P64313, Ilse 36-37 m. **6-8** *C. denselamellatus*, **6** WMN-P64314, Ilse 32-45 m, **7** WMN-P64315, Ilse 39 m, **8** WMN-P64316, Ilse 32-45 m. **9-13** *C. waltersdorfensis hannovrensis*, **9** WMN-P64317, Atlas 15-19 m, **10** WMN-P64318, Ilse 32-45 m, **11** WMN-P64319, Ilse 32-45 m, **12** WMN-P64320, Ilse 38-45 m, **13** WMN-P64321, Ilse 39-40 m. Alle x1.

Material: 8 Exemplare, WMN-P54314-321.

Beschreibung: Kleine Art, H entspricht ca. L. Das juvenile Stadium ist durch feine Mikrorugae gekennzeichnet. Schlossrand kurz, vom Wirbel kaum überragt. Konturlinie rund, anteriorer, ventraler und posteriorer Rand steil durch starke Wölbung und große D. Positive Genikulation bei h ca. 30 mm, ab dann auch unregelmäßige Rugae im Abstand von ca. 8-12 mm, während die Mikrorugae verschwinden.

Maße:

	h	l	h/l	H	L	H/L	s	s/l	D	ι	α	τ	h_{max}
P64314	30	30	1	26,5	24,5	1,08	18	0,6	4	75	90	110	32
P64316	30	29	1,03	29	26	1,12	21	0,72	4	60	90	120	41
P64317	24,5	21,5	1,14	23	20,5	1,12	15	0,7	4,5	70	90	110	33

Diskussion: Diese Unterart wurde von Walaszczyk und Wood (1998) detailliert diskutiert. Die *hannovrensis*-Akme, die von diesen Autoren beschrieben wurde, konnte im Raum Paderborn nicht identifiziert werden, möglicherweise liegt dessen stratigraphischer Horizont unterhalb der Schichten des Steinbruchs Atlas.

Vorkommen: *Cremnoceramus waltersdorfensis hannovrensis* wurden als isolierte Elemente in der *Cremnoceramus crassus inconstans* Zone und in der *C. deformis deformis* Zone nachgewiesen. Diese Unterart ist im Unterconiacium von Europa, Westasien, und seltener aus Nordamerika bekannt.

Cremnoceramus deformis Meek, 1871

Cremnoceramus deformis dobrogensis Szász, 1985

Abb. 17, Fig. 1-8

1964 *Inoceramus deformis* Meek, Scott und Cobban, Taf. 1

p.1985 *Inoceramus dobrogensis* Szász, S. 162, nur Taf. 1, Fig. 1; ?Taf. 7, Fig 2; Taf. 11, Fig. 3; ?Taf. 24, Fig. 1

p.1985 *Inoceramus schoenbachi* Böhm, Szász, S. 159, nur Taf. 3, Fig. 2; Taf. 15, Fig. 2; Taf. 16, fig. 2; Taf. 27, Fig. 2

2000 *Cremnoceramus deformis dobrogensis* (Szász), Walaszczyk und Cobban, S. 84, Taf. 26, Fig. 3; Taf. 27, Fig. 2-3 (mit Synonymie)

Typus: Der Holotyp ist Exemplar LPB-III 1-0351, durch originale Designation von Szász (1985, S. 162, Taf. 1, fig. 1). Er stammt aus dem Unterconiacium des Babadag-Beckens, Dobrogea, Rumänien.

Material: 8 Exemplare, WMN-P64298 bis WMN-P64305, WMN-P64326.

Beschreibung: Inequilateral mit moderater Größe. Die Schalen sind leicht bis stark gewölbt, prosoklin, wenig geneigt. Juvenile wenig oder moderat gewölbt. Schalenumriss rundlich bis viereckig, selten axial gelängt. Wirbel massiv, überragt den Schlossrand moderat. Der Anteriorrand ist steil, konvex und geht in einen weit gerundeten Ventralrand über. Der Posteriorrand ist gerade bis leicht konvex. Schlossrand mäßig lang, gerade. Juvenile sind mit konzentrischen Rugae in mehr oder weniger gleichmäßigem Abstand bedeckt, mit einer leichten Zunahme im Abstand in Richtung Ventralrand. Adult glatt oder mit irregulären Rugae.

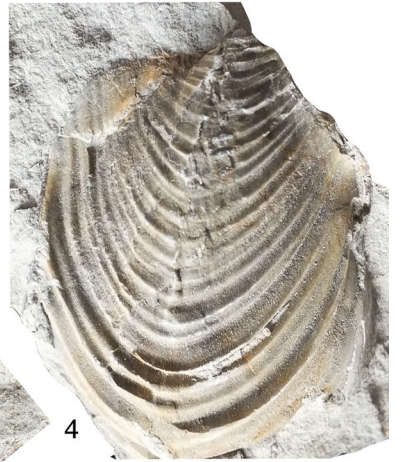
Abb. 17 (gegenüberliegende Seite): *Cremnoceramus*-Exemplare aus der Erwitte-Formation bei Paderborn. **1-8** *Cremnoceramus deformis dobrogensis* **1** WMN-P64298-305, Atlas 0-12 m, **2** WMN-P64298-305, Atlas 0-19 m, **3-6** WMN-P64298-305, Atlas 19 m, **7** WMN-P64298-305, Ilse 22-31 m, **8** WMN-P64298-305, Ilse 32-45 m. **9-12** *Cremnoceramus deformis deformis*, **9** WMN-P64306-309, Ilse 36 m, **10** WMN-P64306-309, Ilse 32-45 m, **11-12** WMN-P64306-309, Ilse 36-37 m. Alle x1.



1



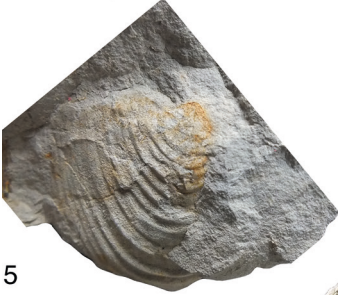
2



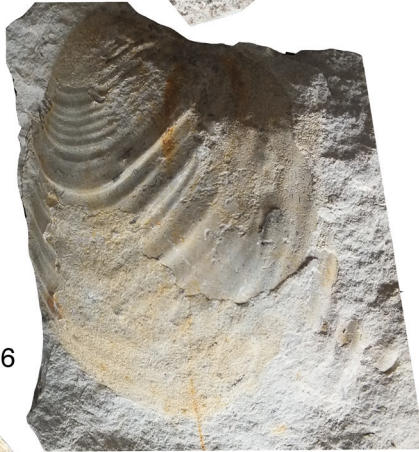
4



3



5



6



7



8



9



10



11



12

Maße:

	h	l	h/l	H	L	H/L	s	s/l	D	ι	α	τ	h _{max}
P64299	38,5	45,5	0,85	37	43	0,86	33	0,73	17,5	70	120	140	53
P64300	25,5	24	1,06	24,5	22,5	1,09	0	0	7,5	70	110	130	30
P64301	62,5	56,5	1,11	61	54,5	1,12	34	0,6	27	65	0	130	62,5
P64302.1	26,5	26	1,02	26	25	1,04	19	0,73	7,5	70	100	140	29
P64302.2	41	38	1,08	40	38	1,05	29	0,76	14	75	110	110	57
P64303	52	44	1,18	47	46	1,02	33	0,75	14,5	60	130	130	52
P64305	47	42	1,12	39,5	45	0,88	31	0,74	13	60	90	130	50

Diskussion: Die Unterart, ihre Abgrenzung gegenüber den beiden anderen Chrono-Unterarten von *C. deformis* und die geographische und stratigraphische Reichweite sind ausführlich von Walaszczyk und Cobban (2000) diskutiert, deren Konzept wir hier folgen. Sie unterscheidet sich von der älteren Chrono-Unterart *C. d. erectus* durch eine leichte Zunahme im Abstand der Rugae und von der jüngeren Chrono-Unterart *C. d. deformis* durch eine geringere Zunahme im Abstand der Rugae.

Vorkommen: In der Erwitte-Formation von der Basis des Steinbruch Atlas bis in Niveau 25 m an der Sohle von Steinbruch Ilse. Andernorts im mittleren Unterconiacium von Nordamerika und Mittel- bis Osteuropa.

***Cremnoceramus deformis deformis* (Meek, 1871)**

Abb. 17, Fig. 9-12

?1845 *Inoceramus?*; Hall, S. 310, Taf. 4, Fig. 2

1871 *Inoceramus deformis* Meek, S. 296

1877 *Inoceramus deformis* Meek, Meek, p. 146, Taf. 14, fig. 4

p.1998 *Cremnoceramus deformis* (Meek), Collum, Fig. 4e, 6a-b, e-f, 8 (*non* Fig. 6c-d)

2000 *Cremnoceramus deformis deformis* (Meek, 1871), Walaszczyk und Cobban, S. 88, Taf. 26, Fig. 1, 5; Taf. 27, Fig. 4-5 (mit Synonymie)

Typus: Der Lectotypus ist USNM 4460a und wurde von Collom (1998) erhoben. Es ist das Exemplar, das von Meek (1877, Taf. 14, fig. 4) und von Walaszczyk und Cobban (2000) erneut abgebildet wurde. Letztere Autoren diskutieren auch, dass das gültige Datum der Erstbeschreibung 1871 ist, da Meek (S. 296) die Art zwar nur auflistet, dies allerdings valide wird durch den Hinweis auf die Abbildung von Hall (1845)

Material: 13 Exemplare. WMN-P64306 bis WMN-P64313, WMN-P64322 bis WMN-P64325

Beschreibung: Inequilateral mit moderater Größe. Die Schalen sind leicht bis stark gewölbt, prosoklin, wenig geneigt. Juvenile wenig oder moderat gewölbt. Schalenriss rundlich bis viereckig, selten axial verlängert. Wirbel massiv, überragt den Schlossrand moderat. Der Anteriorrand ist steil, konvex und geht in einen weit gerundeten Ventralrand über. Der Posteriorrand ist gerade bis leicht konvex. Schlossrand mäßig lang, gerade. Juvenile sind mit konzentrischen Rugae in mehr oder weniger gleichmäßigem Abstand bedeckt, mit einer leichten Zunahme im Abstand in Richtung Ventralrand. Adult glatt oder mit irregulären Rugae.

Maße:

	h	l	h/l	H	L	H/L	s	s/l	D	ι	α	τ	h _{max}
P64297.2	26,7	27	0,99	25	24	1,04	21	0,78	7	60	75	130	31,5
P64308	39	35	1,11	36,5	33,5	1,09	27	0,77	15	70	90	130	52
P64309	47,5	47,5	1	45	44	1,02	33	0,69	11	65	100	120	56
P64311	31	29	1,07	30,5	27,5	1,11	22	0,76	5	70	90	120	42
P64313	34	39,5	0,86	31	34	0,91	29	0,73	13	70	100	120	42

Diskussion: Die Unterart, ihre Abgrenzung gegenüber den beiden anderen Chrono-Unterarten von *C. deformis* und die geographische und stratigraphische Reichweite sind ausführlich von Walaszczyk und Cobban (2000) diskutiert, deren Konzept wir hier folgen. Sie unterscheidet sich von der älteren Chrono-Unterart *C. d. erectus* durch eine leichte Zunahme im Abstand der Rugae und von der jüngeren Chrono-Unterart *C. d. deformis* durch eine geringere Zunahme im Abstand der Rugae.

Vorkommen: In der Erwitte-Formation von der Basis des Steinbruchs Atlas bis in 25 m Profilhöhe an der Sohle von Steinbruch Ilse. Andernorts im mittleren Unterconiacium von Nordamerika und Mittel- bis Osteuropa.

Cremnoceramus crassus inconstans (Woods 1912)

Abb. 15, Fig. 3

p.1912 *Inoceramus inconstans* Woods, S. 285, nur Taf. 51, Fig. 5; Text-Fig. 42-43

1992 *Cremnoceramus inconstans* (Woods); Walaszczyk, S. 53, Taf. 35, Fig. 3; Taf. 36, Fig. 1

1996 *Cremnoceramus inconstans* (Woods); Walaszczyk, S. 378, Fig. 5a-c, 6-b

1998 *Cremnoceramus crassus inconstans* (Woods); Walaszczyk und Wood, S. 418, Taf. 16, Fig.1-2, 5-6 (mit zusätzlicher Synonymie)

2000 *Cremnoceramus crassus inconstans* (Woods); Walaszczyk und Cobban, S. 94, Taf. 25, Fig. 3-4; Taf. 31, fig. 2

2005 *Cremnoceramus crassus inconstans* (Woods); Stinnesbeck et al., Fig. 9h

2014 *Cremnoceramus crassus inconstans* (Woods); Ifrim et al., S. 230, Fig. 13.5 (teilweise), 14.1-14.7, 15.1-15.8, 16.1-16.8, 17.1-17.3

Typus: Der Lektotyp ist das Original von Woods (1912, Text-Fig. 42) aus dem Upper Chalk von Lewes, England, durch die nachträgliche Ernennung von Tröger (1967, S. 100).

Material: 1 Exemplar, WMN-Nr. P64289.

Beschreibung: Schale geneigt, genikulat, und zumindest im juvenilen Stadium axial gelängt. Anteriorrand kurz und gerade, geht in einen weit gerundeten anteroventralen und dann eng gerundeten Ventralrand über. Posteriorrand kurz und konkav. Schlossrand gerade. Juveniles Ornament besteht aus Mikrorugae und Rugae mit regelmäßigem Abstand. Abstand der adulten Rugae jenseits der Genikulation irregulär.

Maße: WMN-P64289, h: 49,5; l: 57; $h/l=0,87$; H: 50; L: 49,5; $H/L=1,01$; t: 70; α : 120; h_{max} : 59.

Diskussion: Die Unterarten von *C. crassus* sind ausführlich von Walaszczyk und Wood (1998) diskutiert. *C. crassus inconstans* wird von der Chrono-Unterart *C. crassus crassus* durch ihre enger stehenden Rugae und ihre geringere Neigung unterschieden. Die Art wird von den anderen *Cremnoceramus*-Arten durch ihr auffällig regelmäßiges Ornament mindestens im juvenilen Stadium und ihre starke Neigung abgegrenzt. Adulte Exemplare entwickeln irreguläre Rugae, mit denen sie *C. deformis* ähneln, von denen sie durch ihre stärkere Neigung unterschieden werden können.

Vorkommen: Mittel- und Oberconiacium der westlichen und nördlichen Golfküstenebene und dem Western Interior in Nordamerika, und in Europa.

Cremnoceramus crassus crassus (Petrascheck, 1903)

Abb. 15, Fig. 4-12

- 1843-40. *Inoceramus Cuvieri* Sowerby; Goldfuss, S. 114, Taf. 111, Fig. 1?a, b, c
1903. *Inoceramus crassus* nov. spec.; Petrascheck, S. 164, Taf. 8, Fig. 4
1911. *Inoceramus crassus* Petrascheck; Andert, S. 46-47, Taf. 3, Fig. 4; Taf. 6, Fig. 1-2
1911. *Inoceramus Weisei* n.sp.; Andert, S. 47, Taf. 4, Fig. 2-3; Taf. 6, fig. 3
- 1912 *Inoceramus schloenbachi* Böhm; Böhm, S. 570
- 1930 *Inoceramus inconstans Schloenbachi* em. Böhm; Fiege, S. 40 (pars), Taf. 7, Fig. 27, ?29; Taf. 8, Fig. ?28, 30 [non Taf. 7, fig. 26]
- 1930 *Inoceramus inconstans* Woodsi em. Fiege, Fiege (pars), nur Taf. 26, Fig. 4
- 1930 *Inoceramus schloenbachi* var. *rostrata* n.var.; Heinz, S. 28.
- 1967 *Inoceramus deformis* Meek; Tröger, S. 130-132, Taf. 14, Fig. 7
1985. *Inoceramus schloenbachi* Böhm; Szász, S. 159-161 (pars), Taf. 3, Fig. 1, ?2; Taf. 15, Fig. 2; Taf. 18, Fig. 3; Taf. 22, Fig. 3; ?Taf. 25, Fig. 3; ?Taf. 27, Fig. 2; ?Taf. 31, Fig. 2; Taf. 35, Fig. 1; ?Taf. 39, Fig. 2 [non Taf. 16, Fig. 2; Taf. 28, Fig. 1; Taf. 30, Fig. 1]
- 1998 *Cremnoceramus crassus crassus* (Petrascheck, 1903), Walaszczyk und Wood, S. 417, Taf. 17, Fig. 2 (mit Synonymie)
- 2000 *Cremnoceramus crassus crassus* (Petrascheck, 1903), Walaszczyk und Cobban, S. 90, Taf. 26, Fig. 4; Taf. 27, Fig. 6-7; Taf. 28, Fig. 2-6; Taf. 29, Fig. 1, 3; Taf. 30, Fig. 1, 3; Taf. 31, fig. 1, Text-Fig. 25 (mit Synonymie)

Typen: Durch Monotypie das Exemplar von Petrascheck (1903, Taf. 8, fig. 4), abgebildet von Walaszczyk (1992, Taf. 34, fig. 1) vom Unterconiacium des Dachsloch-Steinbruchs bei Leöne (deutsch: Innozenzidorf), Böhmen, Tschechische Republik. Das Exemplar liegt im Nationalmuseum in Prag.

Material: 13 Exemplare, fünf Steinkerne mit teilweise abgeplatzter Schale, zwei Innenansichten der Schale, ein Exemplar mit Stück und Gegenstück, WMN-P64290-296 und WMN-P64327-332.

Beschreibung: Mittelgroße Exemplare mit stark geneigter Wachstumsachse. Juvenile leicht gewölbt, mit kurzem geradem oder leicht konvexem Vorderrand. Rundlicher Umriss, posteroventral moderat ausgezogen. Juvenile Umriss rundlich mit moderat steilem Anterior- und Posteriorrand, ventral weit gerundet, der in einen weit gerundeten anteroventralen und ventralen Rand übergeht. Der ventroposteriore Rand ist enger gerundet. Sulkus und posteriores Aurikel entweder im Sediment eingebettet oder abgebrochen. Langer, gerader Schlossrand.

Der juvenile Teil ist mit mit scharfkantigen Mikrorugae besetzt, wenige weit auseinanderstehende flache Rugae sind vorhanden. Stark genikulat am Übergang zum adulten Stadium, das durch irreguläre konzentrische Rugae gekennzeichnet ist.

Diskussion: Diese Unterart wurde ausführlich von Walaszczyk und Wood (1998) diskutiert. Sie unterscheidet sich von der älteren Chronounterart *C. crassus inconstans* durch eine stärkere Neigung der Wachstumsachse und eine stärkere Wölbung.

Vorkommen: Oberes Unterconiacium von Europa, Westzentralasien, und südliches bis mittleres Nordamerika.

Maße:

	h	l	h/l	H	L	H/L	s	s/l	D	ι	α	τ	h_{max}
P64290	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P64291	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P64292	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P64293	53	43	1,23	50,3	46,2	1,09	0	0	14,3	55	120	0	57
P64294	54	41	1,32	48	47,5	1,01	0	0	9,8	45	90	0	60
P64295	43	42	1,02	35	42	0,83	0	0	0	55	110	0	77
P64296ab	28	20	1,4	21	26	0,81	0	0	13	50	90	0	34

Incertae sedis

Abb. 18.13-18

Material: 3 Exemplare, LWL-Nr. P64333-335

Beschreibung: WMN-P64333 ist ein Exemplar mit länglicher Form, schwacher konzentrischer Berippung und radialen Furchen. Mäßig bis stark gewölbt, Wirbel opistogyr. Schlossrand kurz und gerade. WMN-P64334 ist klein mit subdreieckiger Form, glatter Schale, mäßig bis stark gewölbt und leicht prosogyr. Kein Schlossrand erkennbar. WMN-P64335 ist klein und stark gewölbt mit glatter Schale.

Diskussion: Äußerlich ähneln die Exemplare Brachiopoden, haben aber einen geneigten Wirbel ohne Stielloch und zueinander symmetrische Schalen. Da der Schlosstyp nicht erkennbar ist, ist eine weitere Zuordnung dieser drei Bivalven nicht möglich.

6. Biostratigraphie

Die Turonium/Coniacium-Grenze ist eines von wenigen Beispielen, bei denen Ammonoideen als Indexfossilien nicht verwendet werden können, da sie höchstens eine grobe Zonierung erlauben (siehe Diskussion von Wiese in Walaszczyk et al. 2010). Auch in der Erwitte-Formation südlich von Paderborn wurde kein Ammonoideen-Exemplar gefunden. Inoceramiden sind hingegen häufige Fossilien in Sedimenten des Alb-Maastricht, haben eine hohe Speziationsrate und gleichzeitig weite geographische Verbreitung einzelner Arten. Ihr Potential für die biostratigraphische Zonierung und Langstreckenkorrelation zwischen Eurasien, Nordamerika und Südamerika wurde oft diskutiert und gezeigt (Hessel 1988, z.B. Harries et al. 1996, Andrade 2005, Gale et al. 2005, Kennedy et al. 2005, Cobban et al. 2006, Tröger et al. 2009, und dortigen Quellen, Ifrim et al. 2014).

6.1 Inoceramiden-Biostratigraphie

Die Inoceramiden-Biozonierung für das Unterconiacium wurde von Walaszczyk und Cobban (2000) für den Western Interior Seaway der USA und die vorgeschlagene, aber abgelehnte GSSP für die Turonium/Coniacium-Grenze in Salzgitter-Salder und Słupia Nadbrzeźna etabliert. In diesen Lokalisationen sind die Inoceramidenabfolgen detailliert studiert und werden hier für die Zonierung und Korrelation der Paderborn-Sedimente verwendet. Artreichweiten und Biozonierung für die Erwitte-Formation in den beiden Steinbrüchen südlich von Paderborn sind in Abb. 4 zusammengefasst.



6.1.1 *Cremnoceramus crassus inconstans*-Intervallzone

Das Erstauftreten von *Cremnoceramus crassus inconstans* definiert die Basis dieser Intervallzone (Walaszczyk und Wood 1998), tritt aber vermutlich in Sedimenten unterhalb der tiefsten Steinbruchsohle auf, so dass nur der obere Teil dieser Zone aufgeschlossen ist. Auch die Inoceramide *Didymotis costatus*, die im unteren Teil der Zone noch vorkommt, wurde in den tiefsten Sedimenten des Steinbruchs Atlas nicht gefunden. Die Index-Art ist assoziiert mit der häufig vorkommenden *C. deformis dobrogensis*, daneben selten mit *C. waltersdorfensis hannovrensis* und *Micraster cortestudinarium*. Bei ca. 19 m ist eine Akme von *C. deformis dobrogensis* am Top der *dobrogensis*-Bank (Abb. 19) zu finden, daneben tritt *C. waltersdorfensis hannovrensis* auf. Eine weitere Akme von *M. cortestudinarium* liegt oberhalb der 3er-Bank am Top der *C. crassus inconstans*-Biozone bei ca. 35 m, allerdings nur in Form von primären Schalenfragmenten.

6.1.2 *Cremnoceramus deformis dobrogensis*-Unterzone

Diese Unterzone entspricht dem oberen Teil der *C. crassus inconstans*-Zone (Walaszczyk und Cobban 2000), ist durch das Erstauftreten von *C. deformis dobrogensis* definiert und entspricht möglicherweise der gesamten *C. crassus inconstans*-Zone in den hier bearbeiteten Steinbrüchen aus den Gründen, die für die Aufschlussverhältnisse der *C. crassus inconstans*-Zone diskutiert sind. Allerdings existieren von der Basis des Profils nur wenige Funde, so dass nicht sicher ist, ob die Untergrenze dieser Zone in den untersten 5 m enthalten ist.

6.1.3 *Cremnoceramus crassus crassus*-Intervallzone

Das Erstauftreten der Chronounterart *Cremnoceramus crassus crassus* definiert die Basis dieser Intervallzone bei 36 m Profilhöhe. Die Index-Art ist assoziiert mit *C. deformis deformis*, *C. denselamellatus*, *C. waltersdorfensis hannovrensis*, *Inoceramus* sp. und *Micraster cortestudinarium*. Am Top der *deformis*-Bank, an der Basis der *C. crassus crassus*-Zone, bei 36 m, gibt es eine Akme von *C. deformis deformis* (Abb. 9).



Abb. 19: Steinbruch Atlas, Nordwand, 6,5-19 m Höhe im Profil, mit *dobrogensis*-Akme am Top.

Abb. 18 (gegenüberliegende Seite): *Micraster cortestudinarium*- und Bivalven-Funde aus der Erweite-Formation südlich von Paderborn. **1-3** WMN-P64336, Ilse 32-45 m, **4-6** WMN-P64337, Ilse 22-32 m, **7-9** WMN-P64338, Atlas 19-24 m, **10-12** WMN-P64339, Atlas 2-10 m, **13-18** Bivalvia, incertae sedis, **13-15** WMN-P64333, **16** WMN-P64334, **17-18** WMN-P64335. Alle x1.

6.2 Echinoideenbiostratigraphie

In der europäischen Kreide haben sich Echinoideen zur biostratigraphischen Zonierung bewährt (siehe Zusammenfassung in Niebuhr et al. 1999 und dortige Literaturangaben). *Micraster cortestudinarium* ist der häufigste Seeigel in den bearbeiteten Steinbrüchen und kommt über die gesamte Abfolge vor, was sich mit weiteren Beobachtungen aus der Erwitte-Formation deckt (Kaplan 2012). Die gesamte Abfolge ist somit Teil der *M. cortestudinarium*-Biozone, die im obersten Turonium beginnt und bis zur Obergrenze des Unterconiaciums reicht (Jarvis et al. 2006).

7. Kohlenstoffisotopenstratigraphie

Die Messung des Kohlenstoffisotops ($\delta^{13}\text{C}$) wurde am Institut für Geowissenschaften der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen durchgeführt. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte wurden aus dem Gesamtgestein generiert ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$). Dazu wurde Gesteinspulver bei 70°C in einem Gaschromatographie-basiertem Gasbench II System mit Phosphorsäure (100 %) versetzt und das freiwerdende CO_2 mit einem ThermoFisher Delta V Massenspektrometer gemessen. Die Werte sind in [‰] angegeben, relativ zum V-PDB (Standard Vienna-PeeDee Belemnite). Die Reproduzierbarkeit der Messung ist besser als 0,06 ‰ für $\delta^{13}\text{C}$.

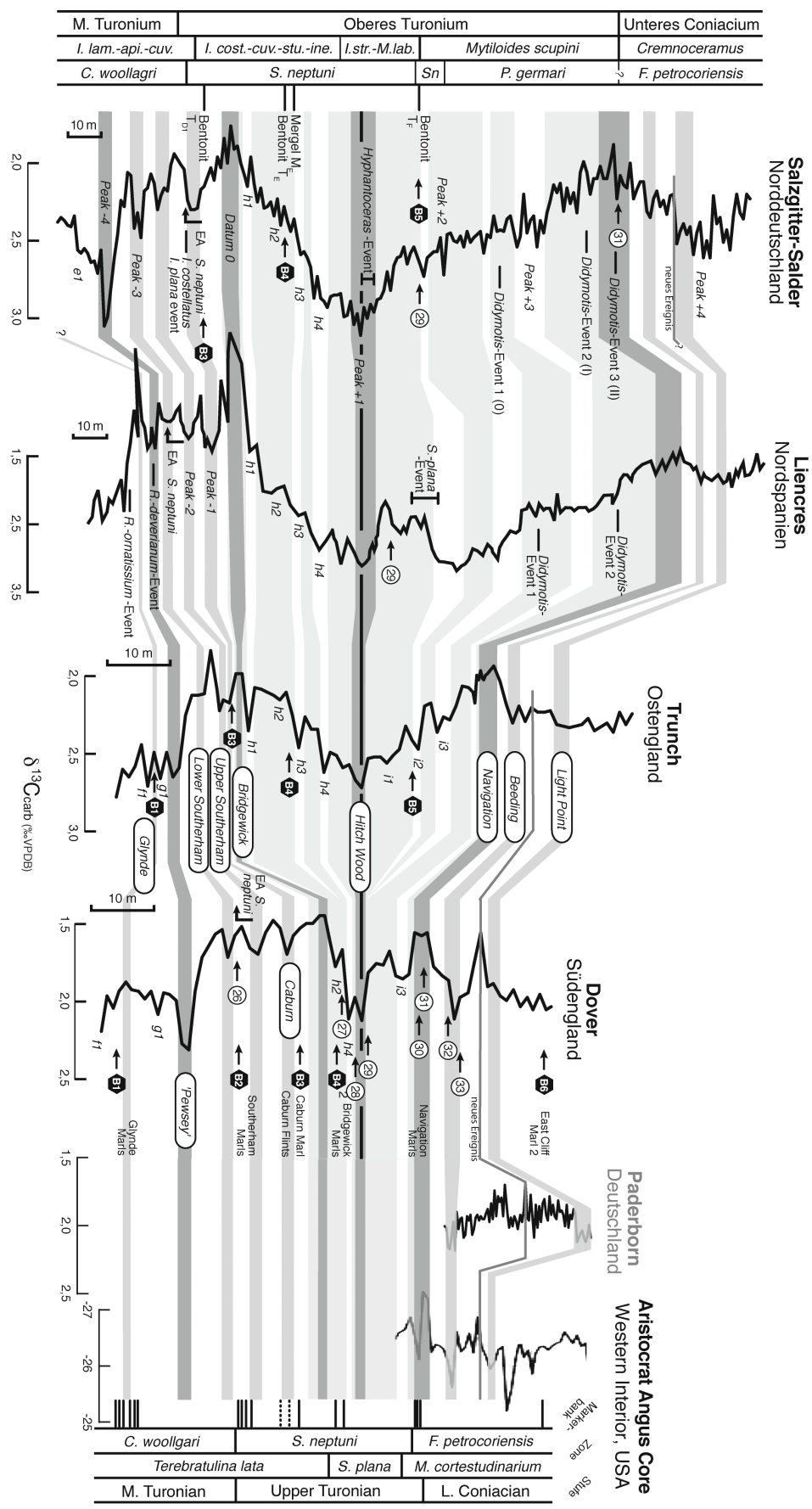
Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte reichen von 1,68 bis 2,16 ‰. Von der Profilbasis bis 2 m Profilhöhe steigen die Werte rasch von 2,00 ‰ um 0,15 ‰ auf 2,15 ‰ und fallen kurz darauf von 2,15 auf 1,96 ‰ ab. Nachfolgend kommt es zu einer Exkursion auf das Maximum von 2,16 ‰ bei 3,50 m Höhe im Profil. Ab diesem Punkt fallen die Werte auf das Minimum von 1,70 ‰ bei 18 m Profilhöhe, gefolgt von einem Anstieg um 0,3 ‰ auf 2,00 ‰ bei 19,25 m, beginnend unterhalb des *dobrogensis*-Events. Dieses Plateau reicht bis zu einem Abfall in den Werten auf ein weiteres Minimum von 1,68 ‰ bei 24 m. Nach diesem Minimum folgt ein konstanter Abschnitt der Isotopiewerte - mit einem untergeordneten Maximum von 2,06 ‰ bei 26,5 m - bis 38,5 m Profilhöhe. Darauf steigen die Isotopiewerte bei 39 m im unteren Bereich der *C. crassus crassus*-Zone auf Werte um 2,10 ‰, wo sie bis zum Top des Profils bleiben.

8. Korrelation der Paderborner Aufschlüsse mit anderen Unterconiacium-Profilen

8.1 Zentraleuropäische Profile

Zentraleuropäische Vergleichsprofile zu den Befunden aus den untersuchten Paderborner Steinbrüchen stammen aus Anröchte und Werl (südliches Münsterland, Richardt und Wilmsen 2012), Salzgitter-Salder (Niedersachsen) und Słupia Nadbrzeźna (Polen, beide in Walaszczyk et al. 2010). Die Profile von Salzgitter-Salder und Słupia Nadbrzeźna reichen vom oberen Turonium bis ins untere Coniacium. Die Basis des Coniaciums ist definiert über das Erstauftreten von *C. deformis erectus* und dem Beginn der gleichnamigen Biozone. Darüber folgt die *C. waltersdorfensis hannovrensis*-Zone, in dessen oberem Bereich eine Akme von *Micraster cortestudinarium* zu finden ist. An der Basis der darüberliegenden *C. crassus inconstans*-Zone gibt es eine *Isomicraster*-Akme (Walaszczyk und Wood 1998, Walaszczyk et al. 2010). Die Isotopenkurve des Salzgitter-Salder-Profiles zeigt bei 69 m im Profil einen Anstieg in den Isotopiewerten von ca. 0,2 ‰ im unteren Bereich der *C. d. hannovrensis*-Zone, der mit dem Beeding-Event von Jarvis et al. (2006), (Walaszczyk et al. 2010) korreliert wird (Voigt, in Walaszczyk et al. 2010). Danach sinken die Werte wieder und bleiben konstant bis zu 78 m im Profil, wo direkt unterhalb des *Micraster*-Events, am Top der *C. w. hannovrensis*-Zone, ein untergeordnetes Minimum liegt. Daraufhin folgt ein Anstieg in den Isotopiewerten um ca. 0,4 ‰, welcher den Beginn des Lightpoint-Events markiert (Abb. 20). In diesem Profil setzt *C. crassus inconstans* sehr spät ein und gibt daher kein verlässliches Datum, die Biozonierung in diesem Teil ist also unklar (siehe Diskussion in Ifrim et al. 2014). Isotopenstratigraphie scheint hier ein verlässlicheres Mittel zur Korrelation, da beide untergeordneten Maxima korreliert werden können. Alternativ wäre eine andere Zuordnung der untergeordneten Maxima als

Abb. 20 (gegenüberliegende Seite): Korrelation der Stabile-Kohlenstoffisotopen-Kurven von Norddeutschland, England, Spanien (aus Jarvis et al. 2006) und Colorado (Joo und Sageman 2014) mit dem Paderborner Profil.



zu den Lightpoint- und Beeding-Events denkbar, entweder in dem Profil von Salzgitter-Salder oder denen von Paderborn, was aufgrund der biostratigraphischen Zonierung aber unwahrscheinlich erscheint.

Richardt und Wilmsen (2012) präsentieren ein Standardprofil für die untere Oberkreide des Münsterländer Kreidebeckens, zusammengesetzt aus mehreren Bohrkernen. Der Bohrkern Werl enthält Sedimente des Mitteluron bis Mittelconiacium. In der Stabile-Kohlenstoffisotopen-Kurve dieses Bohrkerns sind im oberen Abschnitt des Unterconiaciums das Beeding-Event und das Lightpoint-Event feststellbar. Dazwischen ist ein Minimum zu erkennen. Sowohl die Form der Kohlenstoffisotopenexkursionen im Bohrkern Werl in diesem Abschnitt, als auch die Amplituden darin, stimmen mit dem Paderborner Profil überein.

8.2 England

Die *cortestudinarium*-Echinoideenzone kann zwischen England und Paderborn korreliert werden (Abb. 20), während die Inoceramidenarten des oberen Unter-Coniacium von dort nicht beschrieben sind (vgl. z.B. Wood et al. 2004). Die Korrelation der Isotopenmaxima und -minima ist wiederum besser geeignet: Das untere Maximum bei 2-3,5 m in der oberen *C. crassus inconstans*-Zone wird mit dem Beeding-Event von Jarvis et al. (2006) korreliert. Das obere Maximum bei 39 m Profilhöhe bis zum Top des Profils wird aufgrund seiner geringen Amplitude und seiner Lage in der *crassus*-Zone mit dem Lightpoint-Event von Jarvis et al. (2006) korreliert (Abb. 20). Das Minimum zwischen diesen beiden untergeordneten positiven Exkursionen war bisher nicht näher beschrieben, ist aber z.B. in der Dover-Kurve von Jarvis et al. (2006) ebenfalls erkennbar.

8.3 Nordamerika

Walaszczyk und Cobban (2000) beschreiben 86 Turonium-Coniacium-Aufschlüsse aus dem US Western Interior zwischen Nordmontana und dem südlichen New Mexico. Die acht vollständigsten Profile werden detailliert beschrieben, diskutiert und mit europäischen Profilen korreliert. Die Korrelation der Turonium-Coniacium-Aufschlüsse aus dem Western Interior mit dem Profil Paderborn erfolgt ebenfalls über die Inoceramiden-Biozonen.

Zu den vollständigen Profilen aus dem Western Interior, die bis ins Untere Coniacium, also in den Bereich des Paderborn-Profiles reichen, gehören die Sektionen Shelby und Johnson Bridge im Norden Montanas, sowie La Junta und Pueblo in Colorado. Das Shelby- und das Johnson Bridge-Profil sind anhand von Inoceramiden an der Basis des Coniacium unterteilt in die *C. d. erectus*-, *C. d. dobrogensis*- und *C. crassus*-Zone. Innerhalb der *C. d. dobrogensis*-Zone wird eine *inconstans*-Unterzone unterschieden. Eine *C. waltersdorfensis hannovrensis*-Biozone ist nicht definiert. Das Profil von Paderborn beginnt innerhalb der *C. inconstans*-Unterzone, die dem oberen Abschnitt der *C. d. dobrogensis*-Zone entspricht. Eine solche Zone ist in Shelby und Johnson Bridge nicht ausgebildet. Der Beginn der *C. crassus*-Zone (= *C. crassus crassus* oder *C. crassus/deformis*) ist in den Profilen Shelby und Johnson Bridge klar definiert und eignet sich damit zur Korrelation mit dem Paderborner Profil.

Die Profile von Pueblo und Junta sind die einzigen der Western Interior Profile, in welchen die *C. deformis dobrogensis*-Zone ausgebildet ist. Sie wird von der namensgebenden Art dominiert, bei einer Vergesellschaftung mit *C. crassus inconstans*, dessen Erstauftreten die gleichnamige Biounterzone im oberen Teil der *C. deformis dobrogensis*-Zone bildet. Das Letztauftreten von *C. deformis dobrogensis* und das Erstauftreten der Chronoart *C. deformis deformis* sind in Pueblo und Junta, sowie in Paderborn nicht präzise auf eine Bank eingrenzbar.

Die Western Interior-Aufschlüsse können neben dem Paderborner auch mit den zentraleuropäischen Profilen korreliert werden. Das Salzgitter-Salder-Profil reicht von der *Mytiloides scupini*-Zone im oberen Turonium bis zur Basis der *C. inconstans*-Zone. Im Vergleich zu den Aufschlüssen im Western Interior ist in europäischen Profilen eine *C. w. hannovrensis*-Zone erkennbar, diese Indexart ist in Shelby und Johnson Bridge am Top der *C. d. erectus*-Zone aber nur selten vorzufinden.

Eine Isotopenkurve aus dem Western Interior wurde von Joo und Sageman (2014) in Colorado angefertigt. Sie ist über Inoceramiden- und Ammoniten-Biozonierung kalibriert. Im Unterconiacium werden zwei kleinere negative *peaks* gefolgt von positiven Exkursionen (Co1 und Co2) innerhalb der *Scaphites preventricosus*-Ammonitenzone. Diese Autoren interpretieren das Navigation-Event als Minimum direkt unterhalb von Co1.

Damit läge es innerhalb der *C. d. erectus*-Zone und würde bis in den unteren Teil der *C. d. dobrogensis*-Zone reichen. Wie der Vergleich mit anderen Isotopenkurven zeigt (Abb. 20), liegt das Navigation-Event aber an der Turonium/Coniacium-Grenze und stellt ein prominenteres Minimum dar, weshalb wir das Navigation-Event unterhalb der von Joo & Sagemann (2014) interpretierten Schicht im Bereich des Hiatus vermuten. Unterhalb von Co₂ liegt ein Maximum innerhalb der *C. d. dobrogensis*-Zone und entspricht damit dem Beeding-Event. Das nachfolgende untergeordnete Minimum Co₂ kann mit den beiden Minima zwischen Beeding- und Lightpoint-Event in der Paderborn-Kurve korreliert werden (Abb. 20). Wie in anderen Vergleichsprofilen sind im Gegensatz zur Paderborn-Kurve weder ein zweites Minimum, noch ein untergeordnetes Plateau der Isotopiewerte zwischen Beeding- und Lightpoint-Event erkennbar, was an der geringeren Auflösung der Be-
probung liegen kann. Der anschließende Anstieg innerhalb der Western Interior Kurve liegt an der Basis der *C. c. crassus*-Zone wird daher von uns als Lightpoint-Event interpretiert.

8.4 Sedimentationsraten

Vierzehn Stabile-Kohlenstoffisotopen-Kurven aus weltweit gemessenen Bohrkernen und Profilen wurden von Wendler (2013) evaluiert und u.a. gegen die geologische Zeitskala aufgetragen. Obwohl das als sehr grob geschätzter Wert zu verstehen ist, können über diese Kalibrierung ca. 100 ka als Zeitraum zwischen Beeding- und Lightpoint-Event geschätzt werden. Dieser Zeitraum würde dann im Paderborner Profil ca. 34 m Mächtigkeit entsprechen, und somit eine Sedimentationsrate von 340 mm/ka anzeigen. Diese hohe Sedimentationsrate erscheint durch die Biostratigraphie plausibel.

8.5 Diskussion und Schlussfolgerungen

Über die Inoceramidenbiozonierung ist eine Langstreckenkorrelation von den Aufschlüssen bei Paderborn mit anderen Profilen ebenso möglich, wie über die Stabile-Kohlenstoffisotopen-Kurve, wobei die Kombination aus beiden Methoden vier korrelierbare Horizonte ergibt: Das Beeding-Isotopenevent, das darauf folgende untergeordnete Minimum in der Isotopenkurve, die Basis der *C. crassus crassus*-Biozone und das Lightpoint-Isotopenevent.

Korrelation mit der Isotopenkurve aus dem Profil Salzgitter-Salder zeigt, dass direkt unter dem Anstieg an der Basis des Lightpoint-Events ein deutliches Minimum liegt. Zwischen beiden Isotopenexkursionen liegt das *Micraster*-Event (Abb. 20). In der Paderborner Kurve liegt das zweite Minimum 12,2 m unterhalb der *Micraster*-Akme, die wiederum 2,8 m unterhalb der Basis des Lightpoint-Events liegt. Sollte die hier aufgezeigte Korrelation stimmen, hieße das, dass ein weiterer Hiatus im oberen Abschnitt des Salzgitter-Salder-Profiles in der dortigen *C. c. inconstans*-Zone existiert.

Eine Korrelation ist bis in die Western Interior-Region von Nordamerika möglich. Allerdings sind in der Stabile-Kohlenstoffisotopen-Kurve des Paderborner Profils zwei Minima und ein dazwischenliegendes Plateau erkennbar (Abb. 4). In den Profilen (Dover, Salzgitter-Salder, Werl, Western Interior), die ein Minimum enthalten, ist jedoch nur eines sichtbar. Die Paderborner Isotopenkurve ist durch die hohe Sedimentationsrate in diesem Bereich detaillierter als jede andere bekannte Kurve und offenbart dadurch die Zweiteilung dieses Minimums.

9. Zusammenfassung

Im 43 m mächtigen Kompositprofil der Steinbrüche Atlas und Ilse südlich von Paderborn ist die obere Erwitte-Formation aufgeschlossen. Die Abfolge enthält zwei Inoceramidenzonen des oberen Unterconiacium. Über dem oberen Teil der *Cremnoceramus crassus inconstans*-Intervallzone folgt die unvollständige *C. crassus crassus*-Zone. Die gesamte Abfolge entspricht der *Micraster cortestudinarium*-Echinoideenzone. Daraus lässt sich eine sehr hohe Sedimentationsrate ableiten, die zumindest für den unteren Teil der Abfolge durch Umlagerung und Transport in submarinen Rinnen erklärt werden kann. Die Gesamtgesteinszusammensetzung und die Phyllosilikate zeigen im Liefergebiet für den klastischen Anteil ein gemischtes Klimasignal zwischen Dominanz chemischer und physikalischer Verwitterung und Herkunft aus zwei Liefergebieten mit unterschiedlichem Klima an. Unterstützt wird die Interpretation der hohen Sedimentationsrate durch

Kohlenstoffisotopenstratigraphie, mit deren Hilfe zwei untergeordnete Maxima und ein dazwischenliegendes Minimum in der Kohlenstoffisotopenkurve überregional korreliert werden können.

Danksagung

Tiefster Dank gilt Ulrich Kaplan für seine Unterstützung bei der Geländearbeit und den vielen Diskussionen, die dabei entstanden. Weiterer Dank geht an Michael Tebbe (Werksleiter) und Bastian Winnemoeller (beide HeidelbergCement AG Zementwerk Paderborn) für Zugang zu den Steinbrüchen und Unterstützung bei der Geländearbeit. Wir danken Michael Joachimski (Erlangen) für die Kohlenstoffisotopenmessungen, Ilse Glass (Heidelberg) für die XRD-Messungen und Gregor Austermann (Heidelberg) für die Einweisung an technischen Geräten, Unterstützung bei der Probenaufbereitung und fachliche Diskussionen.

Literatur

- Andert, H. (1911): Die Inoceramen des Kreibitz-Zittauer Sandstein-Gebirges. - Festschrift des Humboldtvereins zur Feier seines 50jährigen Bestehens: 33-64.
- Andrade, E.J. (2005): Turonian Inoceramids and Biostratigraphy of the Sergipe Basin, Northeastern Brazil: an Intergrated Study of the Votorantim and Nassau Quarries. - Dissertation, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg.
- Arnold, H. (1964): Zur Feinstratigraphie des *schloenbachi*-Turons von Geseke, Erwitte und Paderborn. - Fortschritte in der Geologie des Rheinlandes und Westfalens **7**: 487-494.
- Beurlen, K. (1944): Beiträge zur Stammesgeschichte der Muscheln. - Sitzungsberichte der Bayerischen Akademie der Wissenschaften **1-2**: 133-145.
- Böhm, J. (1912): *Inoceramus Lamarcki* auct. und *Inoceramus Cuvieri* auct. - Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft **64**: 399-404.
- Bouanni, F. (1681): Ricreatione dell'occhio e della mente nell'osservatione delle Chioccioline. - 16+384 S., Rom.
- Chamley, H. (1989): Clay sedimentology. - 624 S., Berlin (Springer-Verlag).
- Cobban, W.A., Walaszczyk, I., Obradovich, J.D. und McKinney, K.C. (2006): A USGS zonal table for the Upper Cretaceous middle Cenomanian—Maastrichtian of the Western Interior of the United States based on ammonites, inoceramids and radiometric ages. - United States Geological Survey Open File Report **2006-1250**: 1-47.
- Collom, C.J. (1998): Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of the Upper Cretaceous bivalve *Cremnoceramus* (Inoceramidae) in the Western Interior of Canada and the United States. - in: Johnston, P. A. und J. W. Haggart: Bivalves: An Eon of Evolution - Paleobiological Studies Honoring Norman D. Newell, Calgary (University of Calgary Press): 119-142.
- Cox, L.R. (1969): Family Inoceramidae Giebel, 1852. - in: Moore, R. C.: Mollusca 6, Bivalvia, Treatise on Invertebrate Paleontology, Part N, Vol. 1, Lawrence, Kansas (Geological Society of America & University of Kansas): N314-N321.
- Crampton, J.S. (1996): Inoceramid bivalves from the Late Cretaceous of New Zealand. - Monographs of the Institute of Geological and Nuclear Sciences **14**: 1-192.
- Fiege, K. (1930): Über die Inoceramen des Oberturon mit besonderer Berücksichtigung der im Rheinland und Westfalen vorkommenden Formen. - Palaeontographica **73**: 31-47.
- Gale, A.S., Kennedy, W.J., Voigt, S. und Walaszczyk, I. (2005): Stratigraphy of the Upper Cenomanian–Lower Turonian Chalk succession at Eastbourne, Sussex, UK: ammonites, inoceramid bivalves and stable carbon isotopes. - Cretaceous Research **26**: 460-487.
- Goldfuss (1834-40): Petrefakta Germaniae tam ea, quae in museo. – **2**: 106-118, Düsseldorf.
- Gray, J.E. (1847): A list of the genera of Recent Mollusca, their synonyms and types. - Proceedings of the Zoological Society, London **15**: 129-219.
- Hall, J. (1845): Descriptions of organic remains collected by Captain JC Fremont, in the geographical survey of Oregon and North California. - in: Report of the exploring expedition to the Rocky Mountains in the year 1842 and to Oregon and California in the years 1843-44 by Brevet Captain J. C. Frémont, Washington, D.C. (Government Printing Office).
- Harries, P.J., Kauffman, E.G., Crampton, J.S., Bengtson, P., Cech, S., Crame, J.A., Dhondt, A.V., Ernst, G., Hilbrecht, H., Lopez, G., Mortimore, R., Tröger, K.-A., Walaszczyk, I. und Wood, C.J. (1996): Lower Turonian Euramerican Inoceramidae: A morphologic, taxonomic, and biostratigraphic overview. - Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg **77**: 641-671.

- Harvey, C., Murray, H., Murray, H., Bundy, W. und Harvey, C. (1993): Kaolin Genesis and Utilization. - The Clay Minerals Society, Boulder, CO.
- Heinz, R. (1930): Zur stratigraphischen Stellung der Sonnenbergschichten bei Walterdorf i. Sa. (west-südwestlich von Zittau). Beiträge zur Kenntnis der oberkretazischen Inoceramen IX. - Jahresbericht des Niedersächsischen Geologischen Vereins zu Hannover **23**: 25-29.
- Heinz, R. (1932): Zur Gliederung der sächsisch-schlesisch-böhmischen Kreide unter Zugrundelegung der norddeutschen Stratigraphie. Beiträge zur Kenntnis der oberkretazischen Inoceramen X. - Jahresbericht des Niedersächsischen Geologischen Vereins zu Hannover **24**: 24-52.
- Hessel, M.H.R. (1988): Lower Turonian inoceramids from Sergipe, Brazil: systematics, stratigraphy, and palaeoecology. - Fossils and Strata **22**: 1-49.
- Hornacek, M. (2016): Das Unterconiac von Paderborn (Ostwestfalen, Deutschland): Litho-, Bio- und Kohlenstoffisotopenstratigraphie und Sedimentologie im östlichen Münsterländer Kreidebecken. - Master-Arbeit, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg.
- Ifrim, C. (2006): The Fossil Lagerstätte at Vallecillo, North-Eastern Mexico: Pelagic Plattenkalks related to Cenomanian–Turonian Boundary Anoxia. - Dissertation, Universität Karlsruhe.
- Ifrim, C., Wiese, F. und Stinnesbeck, W. (2014): Inoceramids and biozonation across the Turonian-Coniacian boundary (Upper Cretaceous) at El Rosario, Coahuila, northeastern Mexico. - Newsletters on Stratigraphy **47**(2): 211-246.
- Jarvis, I., Gale, A.S., Jenkyns, H.C. und Pearce, M.A. (2006): Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new $d^{13}C$ carbonate reference curve for the Cenomanian–Campanian (99.6-70.6 Ma). - Geological Magazine **143**(5): 561-608.
- Joo, Y.J. und Sageman, B.B. (2014): Cenomanian to Campanian carbon isotope chemostratigraphy from the Western Interior Basin, USA. - Journal of Sedimentary Research **84**(7): 529-542.
- Kaplan, U. (1986): Ammonite stratigraphy of the Turonian of NW-Germany. - Newsletters on Stratigraphy **17**(1): 9-20.
- 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. - Berichte des Naturwissenschaftlichen Vereins Bielefeld und Umgegend **32**: 125-159.
- Kaplan, U. (1992): Die Oberkreide-Aufschlüsse im Raum Lengerich/Westfalen. - Geologie und Paläontologie in Westfalen **21**: 7-37.
- Kaplan, U. (2000): Coniac. - in: Stratigraphische Kommission Deutschlands: Stratigraphie von Deutschland III, Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. Courier Forschungsinstitut Senckenberg **226**: 31-34.
- Kaplan, U. (2009): Naturbausteine historischer Bauwerke des Münsterlandes und seiner angrenzenden Gebiete. - Geologie und Paläontologie in Westfalen **73**: 1-178.
- Kaplan, U. (2011a): Turonium und Unterconiacium (Oberkreide) im Steinbruch DIMAC bei Halle (Westfalen), Teutoburger Wald (östliches Münsterländer Kreidebecken). - Geologie und Paläontologie in Westfalen **81**: 75-105.
- Kaplan, U. (2011b): Turonium und Unterconiacium (Oberkreide) im südlichen Teutoburger Wald und Eggegebirge zwischen Augustdorf und Altenbeken (Südöstliches Münsterländer Kreidebecken). - Geologie und Paläontologie in Westfalen **81**: 35-74.
- Kaplan, U. (2012): Der mittelalterliche Steinbruch des Bischofs Meinwerk und das Unterconiacium (Oberkreide) bei Paderborn (südöstliches Münsterländer Kreidebecken) mit Anmerkungen zum historischen Gebrauch regionaler Naturbausteine. - Geologie und Paläontologie in Westfalen **83**: 1-51.
- Kaplan, U. und Kennedy, W.J. (1994): Ammoniten des westfälischen Coniac. - Geologie und Paläontologie in Westfalen **31**: 1-155.
- Kaplan, U. und Kennedy, W.J. (1996): Upper Turonian and Coniacian ammonite stratigraphy of Westphalia, NW-Germany. - Acta Geologica Polonica **46**(3-4): 305-352.
- Kaplan, U. und Skupin, K. (1998): Coniacian near Erwitte. - in: Mutterlose, J., A. Bornemann, S. Rauer, C. Spaeth und C. Wood: Key localities of the Northwest European Cretaceous, Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeiten, Bochum, S. 184-185.
- Kennedy, W.J., Walaszczyk, I. und Cobban, W.A. (2005): The global boundary stratotype section and point for the base of the Turonian stage of the Cretaceous: Pueblo, Colorado, U.S.A. - Episodes **28**(2): 93-104.
- Kübler, B. (1987): Cristallinité de l'illite, méthodes normalisées de préparations, méthodes normalisées de mesures. - Cahiers Institut Géologie de Neuchâtel Série A **DX**: 1-56
- Linné, C. (1758): Systema naturae per regna tria naturae, secundum classes, ordines, genera, species, cum characteribus, differentiis, synonymis, locis. - 10, 1, ii+824 S., Stockholm, (Laurentii Salvii).
- Meek, F.B. (1871): Preliminary paleontological report, consisting of lists of fossils, with descriptions of some new type, etc. - United States Geological Survey of Wyoming (Hayden), Preliminary Report **4**: 287-318.
- Meek, F.B. (1877): Paleontology. Report of the geological exploration of the 40th parallel. - Professional Paper of the Engineer Department of the United States Army **184**: 142-148.
- Moore, D.M. und Reynolds, R.C. (1997): X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. - 2nd, revised edition, 378 S., New York, (Oxford University Press).
- Newell, N.D. (1965): Classification of the Bivalvia. - American Museum Novitates **2206**: 1-25.

- Niebuhr, B., Baldschuhn, R., Ernst, G., Walaszczyk, I., Weiss, W. und Wood, C.J. (1999): The Upper cretaceous succession (Cenomanian - Santonian) of the Staffhorst Shaft, Lower Saxony, northern Germany: integrated biostratigraphic, lithostratigraphic and downhole geophysical log data. - *Acta Geologica Polonica* **49**(3): 175-213.
- Petrascheck, W. (1903): Über Inoceramen aus der Kreide Böhmens und Sachsens. - *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Reichsanstalt* **53**: 153-168.
- Poeta, P. (1890): Ueber einige Spongien aus dem Cuvieri-Pläner von Paderborn. - *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* **42**: 217-232.
- Richardt, N. und Wilmsen, M. (2012): Lower Upper Cretaceous standard section of the southern Münsterland (NW Germany): carbon stable-isotopes and sequence stratigraphy. - *Newsletters on Stratigraphy* **45**(1): 1-24.
- Scott, G.R. und Cobban, W.A. (1964): Stratigraphy of the Niobrara Formation at Pueblo, Colorado. - *United States Geological Survey Professional Paper* **454L**: 1-30.
- Skupin, K. (1985): Erläuterungen zu Blatt 4217 Geseke. - *Geologische Karten Nordrhein-Westfalen, Erläuterungen* **4217**: 1-155.
- Skupin, K. (1995): Erläuterungen zu Blatt 4316 Lippstadt. - *Geologische Karten Nordrhein-Westfalen 1:25.000, Erläuterungen* **4316**: 1-162.
- Sowerby, J. (1812-1815): *The Mineral Conchology of Great Britain*. - 1, 242 S., London, (B. Meredith).
- Szasz, L. (1985): Contributions to the study of the *Inoceramus* of Romania I. Coniacian *Inoceramus* from the Babadag area (North Dobrogea). - *Memoriile Institutului de si Geophysica* **32**: 137-184.
- 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 bis Turons Mitteleuropas. - *Abhandlungen des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden* **12**: 12-207.
- Tröger, K.-A., Niebuhr, B. und Wilmsen, M. (2009): Inoceramen aus dem Cenomanium bis Coniacium der danubischen Kreide-Gruppe (Bayern, Süd-Deutschland). - *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* **65**: 59-110.
- Voigt, S. und Hilbrecht, H. (1997): Late Cretaceous carbon isotope stratigraphy in Europe: correlation and relations with sea level and sediment stability. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **134**(1): 39-59.
- Walaszczyk, I. (1992): Turonian through Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy. - *Acta Geologica Polonica* **42**(1-2): 1-122.
- Walaszczyk, I. (1996): Inoceramids from Kreibnitz-Zittauer area (Saxony and northern Bohemia): revision of Andert's (1911) descriptions. - *Paläontologische Zeitschrift* **70**(3-4): 367-392.
- Walaszczyk, I. und Cobban, W.A. (2000): Inoceramid faunas and biostratigraphy of the Upper Turonian-Lower Coniacian of the Western Interior of the United States. - *Special Papers in Palaeontology* **64**: 118 pp.
- Walaszczyk, I. und Wood, C.J. (1998): Inoceramids and biostratigraphy at the Turonian/Coniacian boundary; based on the Salzgitter-Salder Quarry, Lower Saxony, Germany, and the Slupia Nadbrzezna section, Central Poland. - *Acta Geologica Polonica* **48**(4): 395-434.
- Walaszczyk, I., Wood, C.J., Lees, J.A., Danuta, P., Voigt, S. und Wiese, F. (2010): Salzgitter-Salder Quarry (Lower Saxony, Germany) and Slupia Nadbrzezna river cliff section (central Poland): a proposed candidate composite Global Boundary Stratotype Section and Point for the Coniacian Stage (Upper Cretaceous). - *Acta Geologica Polonica* **60**: 445-477.
- Wendler, I. (2013): A critical evaluation of carbon isotope stratigraphy and biostratigraphic implications for Late Cretaceous global correlation. - *Earth-Science Reviews* **126**: 116-146.
- Wiese, F., Hiss, M., Kaplan, U. und Voigt, S. (2007): Erwitte-Formation. - in: Niebuhr, B., M. Hiss, U. Kaplan, K.-A. Tröger, S. Voigt, T. Voigt, F. Wiese und M. Wilmsen: *Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide*, *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* **55**: 47-48.
- Wiese, F. und 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. und Kaplan, U. (2004): Der Mittel-/Ober-Turon Grenzbereich im Raum Lengerich. - *Geologie und Paläontologie in Westfalen* **62**: 37-70.
- Wood, C. und Ernst, G. (1998): C 2.9 Turonian-Coniacian of Salzgitter-Salder. - *Key localities of the northwest European Cretaceous*. *Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeiten* **48**: 94-102.
- Wood, C.J., Walaszczyk, I., Mortimore, R.N. und Woods, M.A. (2004): New observations on the inoceramid biostratigraphy of the higher part of the Upper Turonian and the Turonian – Coniacian boundary transition in Poland, Germany and the UK. - *Acta Geologica Polonica* **54**(4): 541-549.
- Woods, H. (1912): *A monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England*. - *Monograph of the Palaeontographical Society* **2**(8): 285-340.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 2017

Band/Volume: [89](#)

Autor(en)/Author(s): Hornacsek Michael

Artikel/Article: [Litho-, Bio-, Kohlenstoffisotopenstratigraphie und Sedimentologie der Erwitte-Formation \(Unterconiacium, Kreide\) südlich von Paderborn 21-50](#)