

## Magnetische Suszeptibilität als stratigraphisches Werkzeug – eine unterstützende Methode zur klassischen Profilaufnahme (Fallstudie: norddeutsche Oberkreide von Halle/Westfalen)

## Magnetic susceptibility as a stratigraphic tool – a supplementary method in conventional field section logging (case study: Upper Cretaceous of northern Germany at Halle/Westfalen)

Nadine Janetschke und Markus Wilmsen

Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie, Sektion Paläozoologie, Königsbrücker Landstraße 159, 01109 Dresden, Deutschland; nadine.janetschke@senckenberg.de

Revision accepted 12 June 2013.

Published online at [www.senckenberg.de/geologica-saxonica](http://www.senckenberg.de/geologica-saxonica) on 10 September 2013.

### Kurzfassung

Am Nordwestrand des Münsterländer Kreidebeckens wurde in zwei Aufschlüssen (Steinbrüche MIAMI und DIMAC, Halle/Westfalen) ein ca. 130 m mächtiges Profil über das gesamte Cenoman aufgenommen. Die Abfolge der topwärts zunehmend karbonatreicheren Kalk-Mergel-Wechselfolgen repräsentiert Ablagerungen eines hemipelagischen Sedimentationsraums. Eine stratigraphische Korrelation ins benachbarte Niedersächsische Becken ist problemlos möglich. Auf Grundlage dieser exzellenten Rahmenbedingungen wurden, über das Gesamtprofil hinweg, Messungen zur magnetischen Suszeptibilität (MS) durchgeführt. Die Aussagekraft und Reproduzierbarkeit der so gewonnen Messwerte werden im Vergleich mit einem Eigenpotentiallog (SP) über entsprechend gleichaltrige Sedimente des nördlichen Randbereichs des Niedersächsischen Beckens (Lokalität Staffhorst) diskutiert. Im Weiteren dient diese Fallstudie dem Test der Kartierbarkeit sedimentärer Abfolgen unter Zuhilfenahme eines Handkappameters. Da sowohl die Suszeptibilitätsmessungen, als auch die Eigenpotentialalogs im Wesentlichen Angaben zum Ton- bzw. Mergelgehalt eines Gesteins liefern, stimmen generelle Trends in der MS-Kurve mit den im SP-Log beobachteten überein. Karbonatische Einheiten liefern positive, tonige oder mergeldominierte Horizonte dagegen negative Exkursionen bis Peaks. MS-Messungen haben somit ein hohes stratigraphisches Korrelationspotential, insbesondere auch zu anderen geophysikalischen Messverfahren. Der Einsatz eines tragbaren Handkappameters ist ohne großen Mehraufwand realisierbar, sodass diese schnelle, unkomplizierte und vergleichsweise kostengünstige Messmethodik eine wertvolles zusätzliches Werkzeug für die klassische Profilaufnahme darstellt.

### Abstract

At two localities (MIAMI and DIMAC quarries, Halle/Westfalen), situated at the northwestern margin of the Münsterland Cretaceous Basin, a Cenomanian standard section of ca. 130 m thickness has been measured. The succession of limestone-marl-alternations with a topward significant increase of carbonate content represents deposits of a hemipelagic setting. Stratigraphic correlation with sediments of the adjacent Lower Saxonian Basin is easily possible. Based on these superb conditions, measurements of magnetic susceptibility (MS) have been conducted throughout the complete succession. Validity and reproducibility of these values is discussed in comparison with a self-potential (SP) log from contemporaneous deposits of the northern margin of the Lower Saxonian Basin (Staffhorst locality). Furthermore, this case study aims at testing the applicability of mapping sedimentary units using a portable Kappameter in the field. As both, MS- and SP-measurements can be regarded as proxies for the carbonate/clay content of a sedimentary rock, the general trends of the

curves are identical. Carbonate-dominated units show positive, marly or argillaceous intervals negative excursions or peaks. Thus, MS-measurements provide a significant correlation potential and can be used for calibration to other geophysical logging methods. The use of a portable Kappameter in the field as an additional, easily applicable and effective tool in stratigraphic logging is highly advised.

## 1. Einleitung

Die Kreideablagerungen des gesamten norddeutschen Raums – wobei in dieser Arbeit der Fokus auf dem Münsterländer Becken liegt, während kretazische Profile aus Niedersachsen zu Vergleichszwecken herangezogen werden – waren, insbesondere hinsichtlich lithologischer wie auch paläontologischer und stratigraphischer Aspekte, bereits historisch in zahlreichen Werken Gegenstand der Forschung und sind dies bis heute geblieben. Auf der Basis des aktuellen Standardwerks der Subkommission für Kreide-Stratigraphie (SKS) zur Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide (Niebuhr et al. 2007) ist eine wissenschaftlich fundierte, sich modernster Methoden bedienende, überregionale Bearbeitung der entsprechenden geologischen Epoche möglich. Unter anderem die Anwendung multistratigraphischer Werkzeuge erlaubt aktuell detaillierte und weiträumige Korrelationen gleichaltriger Profile (z. B. Wilmsen 2007). Daher soll die magnetische Suszeptibilität (MS) – das heißt die Vergleichbarkeit und Aussagekraft ihrer Messwerte – im Nachfolgenden als zusätzliches, unterstützendes stratigraphisches Hilfsmittel zur klassischen Profilaufnahme getestet werden. Angesichts des methodisch breitgefächerten und hohen Stands der norddeutschen Kreideforschung bietet sich eine Fallstudie bzw. ein Vergleich verschiedener Anwendungen oder instrumenteller Messmethoden innerhalb dieser Region an.

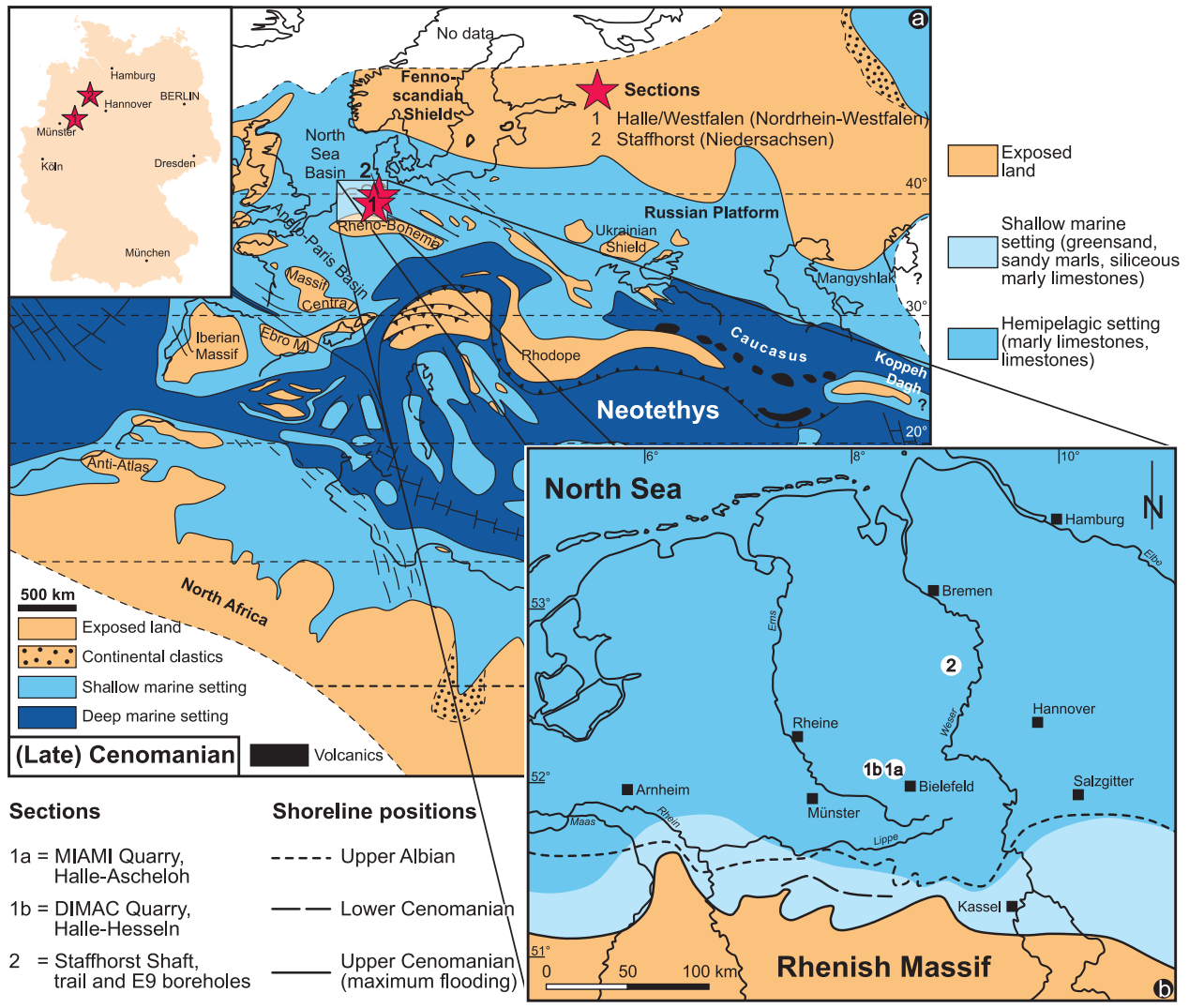
### 1.1. Paläogeographische Situation und geologischer Überblick

Zur Zeit der frühen Oberkreide (Cenoman–Turon) lag das heutige Nordwesteuropa auf einer geographischen Breite von ca. 40° Nord (Philip & Floquet 2000) und befand sich damit in einer um etwa 10–15° Grad südlicheren Position als gegenwärtig. Es war, wie die weiträumige Verbreitung mariner Ablagerungen cenomanen Alters (ca. 100,5–93,9 Ma nach Ogg & Hinnov 2012) impliziert, während dieses Zeitabschnitts großenteils von einem ausgedehnten Epikontinentalmeer bedeckt (Abb. 1a; Wilmsen 2003, 2007). Die Akkumulation der oberkretazischen Sedimente Norddeutschlands erfolgte im Wesentlichen innerhalb dreier Beckenstrukturen, die nördlich der Rheinisch-Böhmischen Masse durch inversionstektonische Prozesse entstanden: das Subherzynie Kreidebecken, das Niedersächsische Becken und das Münsterländer Kreidebecken (vgl. Wilmsen et al. 2005),

wobei die beiden Letzteren für diese Arbeit relevant sind. Der Vollständigkeit halber zu erwähnen, wäre auch das östlicher gelegene Sächsische Kreidebecken mit seinen gleichaltrigen sedimentären Abfolgen, das jedoch in diesem Rahmen vollkommen unberücksichtigt bleibt. Als übergeordnetes Faziesmodell für die norddeutsche Oberkreide postulieren Wilmsen et al. (2005) eine Ablagerungssituation in Form einer flach (Einfallwinkel  $< 0.1^\circ$ ) nach Norden abtauchenden Karbonatrampe. Unter diesen Verhältnissen entwickelten sich differenzierte Faziesbereiche von litoral (küstennah bis flachmarin, im Süden) zu hemipelagisch (offenmarin, im Norden; Abb. 1b).

Das Niedersächsische Becken stand bereits während der gesamten Unterkreidezeit unter marinem Einfluss, wohingegen die allmähliche Flutung des Münsterländer Kreidebeckens erst mit dem eustatischen Meeresspiegelanstieg ab dem mittleren Alb einsetzte (Hiss 1995). Die dabei sukzessive aus nördlicher bis nordwestlicher Richtung stattfindende Transgression des borealen Nordmeers auf das Festland (Rheinisch-Böhmische Masse) hatte eine stetige Küstenverlagerung gen Süden zur Folge (Abb. 1b). Im Münsterländer Kreidebecken (Abb. 2a, b) sind diese initialen transgressiven Impulse durch Ablagerungen der späten Unterkreidezeit, die sog. Flammenmergel, belegt. Fortschreitende und sich steigernde Überflutungsereignisse bewirkten das Übergreifen des Epikontinentalmeers auf das gesamte Becken und fanden schließlich gegen Ende des Cenomans ihren vorläufigen Höhepunkt.

Die anhaltenden Transgressionseinflüsse werden durch das Auftreten dunkelgrauer, mergeliger Tonsteine (Bemerode-Member der Herbram-Formation) – wie sie beispielsweise im zentralen Bereich des Münsterländer Beckens sowie im Niedersächsischen Becken als konkordantes Überlager der Flammenmergel des Oberalbs bzw. äquivalenter Sedimente zu finden sind – an der Alb/Cenoman-Wende deutlich (Niebuhr et al. 2007). Analoge Ablagerungsverhältnisse setzen sich im Hangenden fort und führen oberhalb eines markanten Transgressionshorizonts (*ultimus/Aucellina* Event) zur Bildung grauer bis grünlich grauer, siltiger Ton- bis Kalkmergelsteine (Herbram-Formation *sensu stricto*). Am südlichen Rand der Münsterländer Kreidebucht, entlang des sog. Haarstrangs und in seiner westlichen Fortsetzung, spiegeln Grünsande gleichen Alters (hoher Glaukonitgehalt; z. B. in der Essen-Grünsand-Formation), an der Cenomanbasis die entsprechende Transgressionssituation wider. Die progressive Pelagisierung mündet in der Sedimentation von Kalk-Mergel-Rhythmiten (Baddeckenstedt-Forma-



**Abb. 1.** Übersicht zur aktuellen geographischen Situation; **a**, paläogeographische Lage der Profile Halle (1: Steinbrüche MIAMI und DIMAC) und Staffhorst [2: Versuchsbohrung (trial borehole) sowie Bohrung E 9], verändert nach Philip & Floquet (2000); **b**, Verbreitung der norddeutschen Oberkreide – vereinfachte regionale Paläogeographie und Geologie des Münsterlands, Niedersachsen und des Subherzys (teilweise). Positionen der Küstenlinien (Oberalbin bis Obercenoman) basierend auf Hiss (1982) und Frieß (1990), verändert nach Hiss (1995) und Wilmsen et al. (2005).

**Fig. 1.** Geographical overview; **a**, palaeogeographical map with the positions of the Halle (1: MIAMI and DIMAC quarries) and Staffhorst (2: trail and E 9 boreholes) sections, modified after Philip & Floquet (2000); **b**, Distribution of the Upper Cretaceous of northern Germany – simplified regional palaeogeography and geology of the Münsterland, Niedersachsen and Subhercynian areas (in part). Shoreline positions (Upper Albian to Upper Cenomanian) based on Hiss (1982) and Frieß (1990), modified after Hiss (1995) and Wilmsen et al. (2005).

tion) bzw. zunehmend helleren und reineren pelagischen Kalken (Brochterbeck-Formation). Im Obercenoman erfährt diese Entwicklung einen abrupten Einbruch. Am Fazieswechsel (Facies Change *sensu* Ernst et al. 1983) ist ein klarer Umschwung hin zu einer kurzfristigen regressiven Phase mit deutlichem Meeresspiegelabfall nachvollziehbar (Wilmsen & Voigt 2006). Die schwarzen, roten, grünen und bunten Mergelsteine, teilweise in Wechsellagerung mit Mergelkalken oder Kalksteinen, die diesen dramatischen Sedimentationseinschnitt überlagern, werden in die Hesseltal- (Münsterland), Büren- (Nordrhein-Westfalen) und Söhlde-Formation (Niedersachsen) untergliedert. Sie dokumentieren ein weiteres Ansteigen des Meeresspiegels im späten Cenoman und

frühen Turon. Die Ablagerung dieser Schwarzschieferfazies (Hesseltal-Formation) an der Cenoman/Turon-Wende beschränkt sich nicht auf das europäische Epikontinentalmeer, sondern stellt vielmehr ein globales, gut korrelierbares anoxisches Ereignis dar (Oceanic Anoxic Event 2, OAE 2).

Die Profile MIAMI und DIMAC (Nr. 1a, b in Abb. 1b) wurden am Ostrand des Münsterländer Kreidebeckens (Osningsstörungszone), im zentralen Teutoburger Wald aufgenommen (Abb. 2a; vgl. Richardt 2010). Das Staffhorst Profil (Nr. 2 in Abb. 1b) ist am äußersten Nordrand des westlichen Niedersächsischen Beckens (Westgrenze: Höhe Cloppenburg, Ostgrenze: Steinhuder-Meer-Lineament) zu lokalisieren. Es befindet sich im Bereich



MIAMI Quarry · Halle-Ascheloh

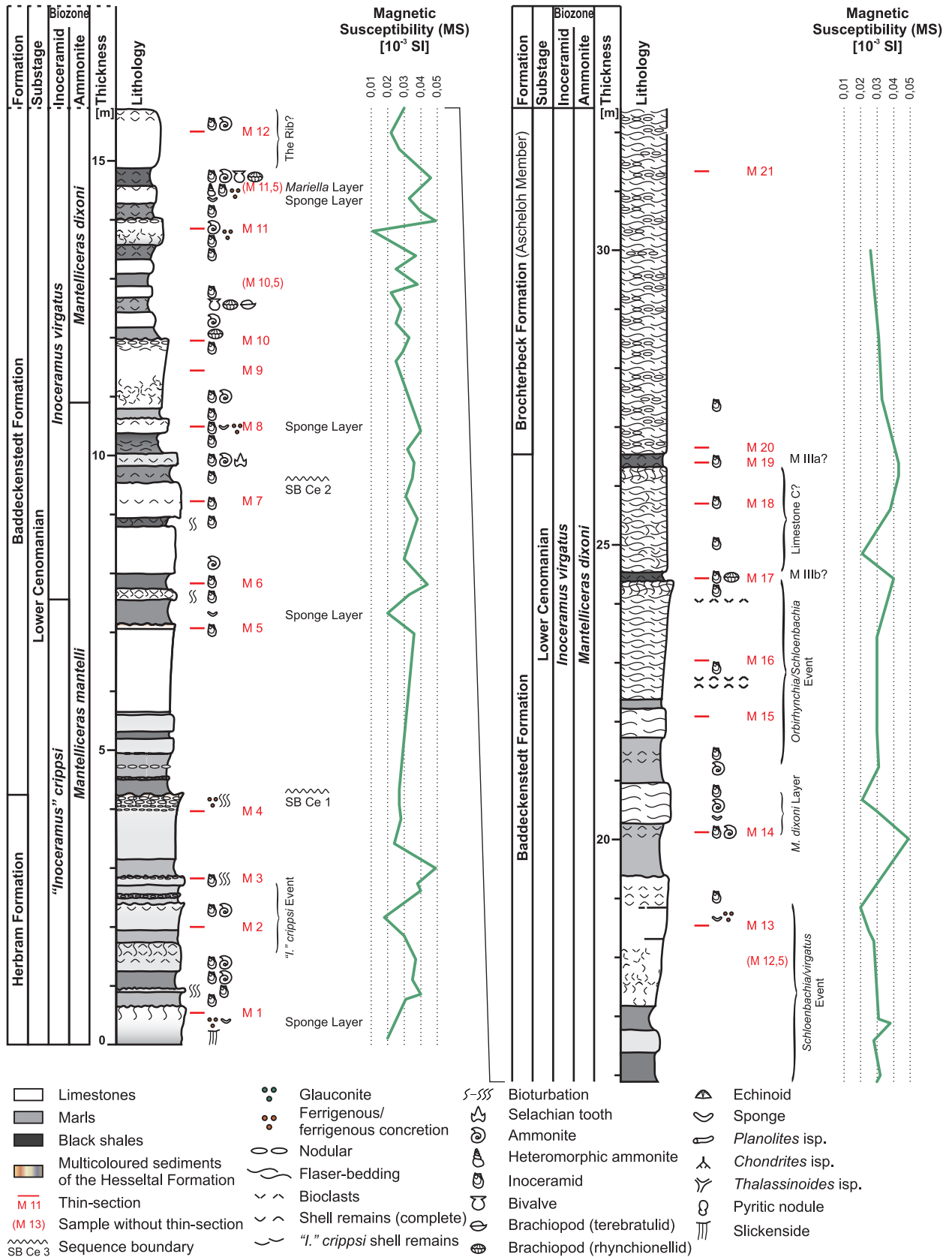
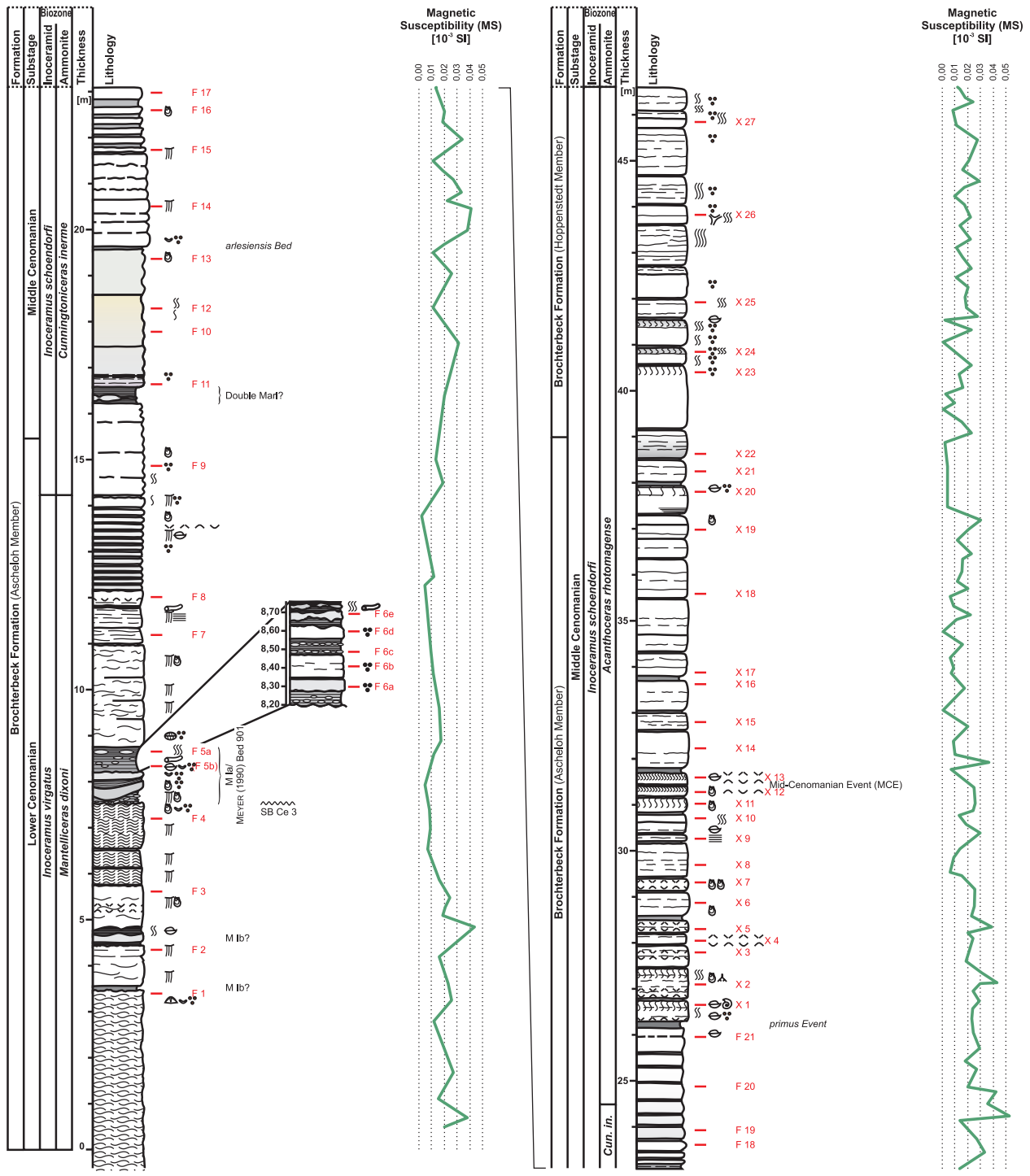


Abb. 3. Lithologisches und stratigraphisches Profil des unteren bis mittleren Untercenomans im aufgelassenen Steinbruch MIAMI (Halle-Ascheloh) mit Kurve der magnetischen Suszeptibilität, verändert nach Richardt (2010).

Fig. 3. Lithology and stratigraphy of the lower to middle Lower Cenomanian at the disused MIAMI quarry (Halle-Ascheloh) with magnetic susceptibility curve, modified after Richardt (2010).

**DIMAC Quarry (Hesseltal) · Halle-Hesseln**

Lower part of the section



**Abb. 4a.** Lithologisches und stratigraphisches Profil (unterer Abschnitt) des oberen Unter- bis oberen Mittelcenomans im Steinbruch DIMAC (Halle-Hesseltal) mit Kurve der magnetischen Suszeptibilität, verändert nach Richardt (2010). Legende siehe Abb. 3.

**Fig. 4a.** Lithology and stratigraphy (lower part) of the upper Lower to upper Middle Cenomanian at the DIMAC quarry (Halle-Hesseltal) with magnetic susceptibility curve, modified after Richardt (2010). For legend, see Fig. 3.

Obercenoman und wird durch sehr hellgraue bis gelblich weiße, deutlich gebankte, mikritische Kalksteine repräsentiert (Richardt 2010). Diese oft stylolithischen Kalke, Mudstones mit planktonischen Foraminiferen, sind hart und brechen splittrig (Richardt 2010). Weiterhin kenn-

zeichnend ist ihre Fossilarmut (Niebuhr et al. 2007). Am Top der Brochterbeck-Formation stellt der isochron verlaufende Fazieswechsel (Facies Change *sensu* Ernst et al. 1983) eine scharfe lithologische Grenze zur hangenden Hesseltal-Formation (Mächtigkeit von ca. 11,9 m bis

DIMAC Quarry (Hesseltal) · Halle-Hesseln

Upper part of the section

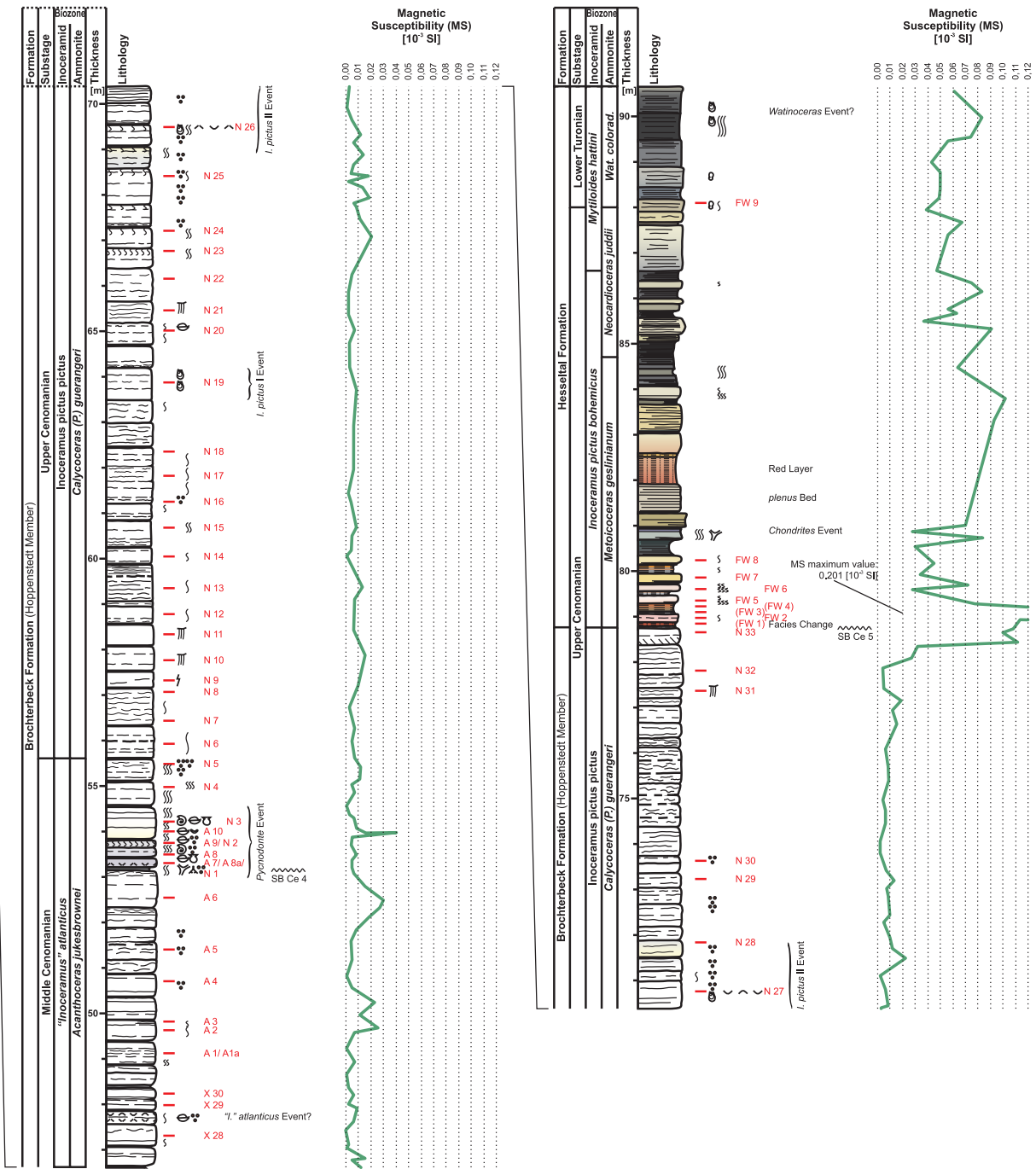


Abb. 4b. Lithologisches und stratigraphisches Profil (oberer Abschnitt) des höchsten Mittelcenomans bis unteren Unterturons im Steinbruch DIMAC (Halle-Hesseltal) mit Kurve der magnetischen Suszeptibilität, verändert nach Richardt (2010). Legende siehe Abb. 3.

Fig. 4b. Lithology and stratigraphy (upper part) of the uppermost Middle Cenomanian to lower Lower Turonian at the DIMAC quarry (Halle-Hesseltal) with magnetic susceptibility curve, modified after Richardt (2010). For legend, see Fig. 3.

zur Cenoman/Turon-Grenze; Abb. 4b) dar. Der Steinbruch DIMAC im Hesseltal gilt als die Typuslokalität der Hesseltal-Formation (Niebuhr et al. 2007). Sie wird von einer Folge roter, brauner, grünlicher, gelblicher, weißgrauer und grauer bis schwarzer (sog. Schwarzschiefer), toniger Mergel- sowie Tonmergelsteine bzw. Mergelkalkstein- und Kalksteinbänke aufgebaut (Kaplan 1998,

Niebuhr et al. 2007, Richardt 2010). Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke (oberes Obercenoman bis unteres Unterturon) reicht von dünn- bis dickbankig (mächtige Schwarzschieferpakete), das heißt, sie schwillt zum Hangenden an. Generell zeigen die cenomanen Einheiten in den bearbeiteten Profilen des Münsterländer Kreidebeckens bei Halle/Westfalen einen klaren fining-upward

Trend. Dieser resultiert – weiterhin unterstrichen durch den vertikal ansteigenden Karbonatgehalt – aus der lateralen Abstufung proximaler (küstennaher) bis distaler (küstenferner) Faziesbereiche (Wilmsen et al. 2005).

Wichtig sind weiterhin besondere Leithorizonte, die verschiedene stratigraphische Events, markante sedimentologische und/oder paläontologische Ereignisse, darstellen. Diese ermöglichen als sog. Markerbeds eine sehr exakte, überregionale bis globale Korrelation [z. B. *crippsi* Event, The Rib, *primus* Event, Mid-Cenomanian Event (MCE), *Pycnodonte* Event, Fazieswechsel, *plenus* Bank; Ernst et al. 1983, Wilmsen 2012]. Zusätzlich erlauben bestimmte Events eine Orientierung in der lithostratigraphischen Untergliederung, v. a. in weniger fossilreichen und dadurch biostratigraphisch schwieriger zu kontrollierenden Intervallen (vgl. Grenzziehung zwischen den Members der Brochterbeck-Formation, die im bearbeiteten Profil im Bereich zwischen MCE und „I.“ *atlanticus* Event erfolgt; Richardt 2010).

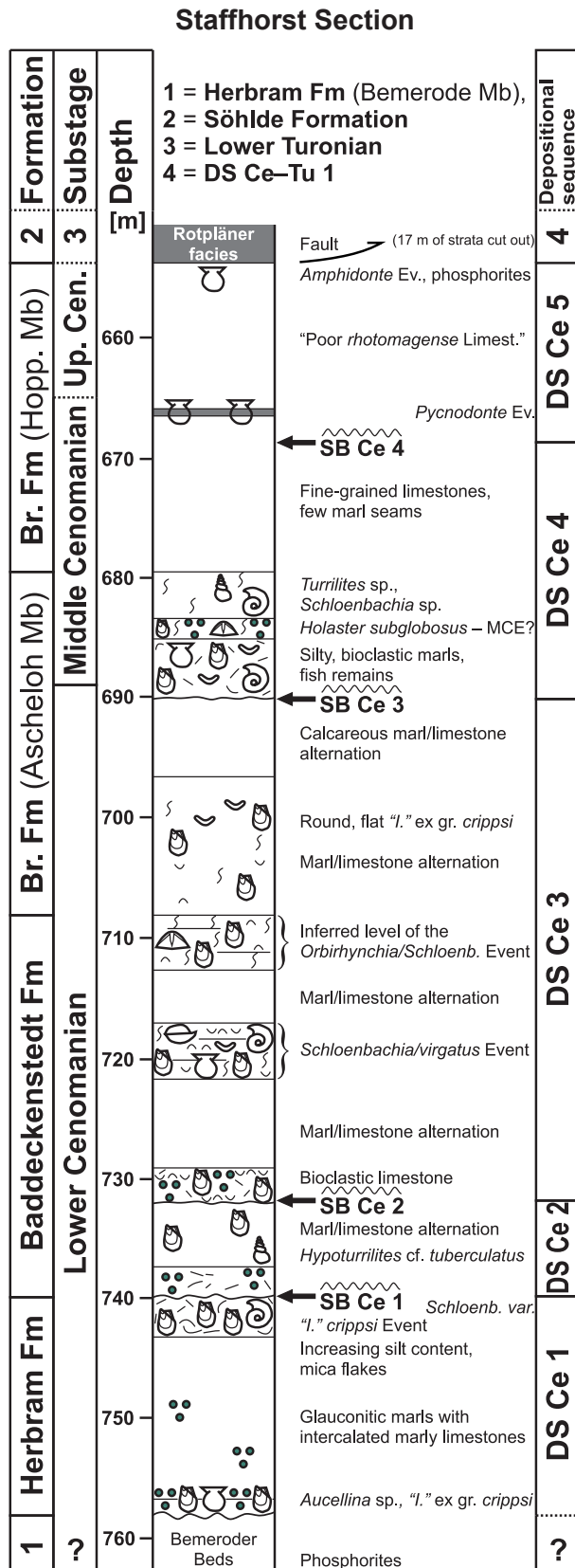
### 1.3. Lithologie und Stratigraphie des Profils Staffhorst

Das Vergleichsprofil Staffhorst (Abb. 5) liegt in Niedersachsen, ca. 50 km südlich von Bremen. Die lithologische Beschreibung der cenomanen Einheiten erfolgt anhand eines Schachtprofils (Staffhorst Schacht; TK 25: Blatt 3219 Affinghausen; 32U, 492079 E, 5843007 N), basierend auf Angaben von Niebuhr et al. (1999) und Wilmsen (2003). Der Schacht, der einen Durchmesser von 6,75 m hat, wurde im Jahr 1961, unter dem Vorhaben oolithische Eisenerze (Chamosit, Siderit, phosphoritreich) aus dem Dogger (Mitteljura) abzubauen, durch die Barbara Erzbergbau GmbH (jetzt Barbara Rohstoffbetriebe GmbH, Porta Westfalica) aufgefahren. Technische Probleme führten jedoch schon 1965 wieder zur Schließung (Röhrs 1992, Niebuhr et al. 1999). Im Vorfeld der Schachterrichtung – während der Erkundungsphase bzw. bereits in den 1950er Jahren zur Prospektion auf Erdöl/Erdgas – wurden in der unmittelbaren Umgebung der Lokalität etliche Bohrungen abgeteuft. Die Versuchsbohrung (trial borehole; TK 25: Blatt 3219 Affinghausen; 32U, 492079 E, 5843046 N; vgl. SP-Kurve in Abb. 6) wurde 1960 niedergebracht und befindet sich heute in 39 m Entfernung nördlich des Schachts (Niebuhr et al. 1999). Resultierend aus dieser Distanz zwischen Schacht und Bohrloch, verbunden mit dem etwa 10° nach Norden bis Nordosten gerichteten Einfallen der cenomanen Schichtenfolge, ergibt sich eine Teufendifferenz von 7 m zwischen diesen beiden Profilen. Dabei weichen die Teufenangaben des SP-Logs der Versuchsbohrung um –7 m von den originären Schachteufen ab, das heißt zu den Bohrlochteufen sind +7 m zu addieren, um die entsprechenden Schachteufen zu erhalten (Niebuhr et al. 1999). Um umständliche Umrechnungen zu vermeiden, wurden in dieser Arbeit, der

Einfachheit und Verständlichkeit halber, im lithologischen Staffhorstprofil (Abb. 5) – das eigentlich auf den Schachtdaten beruht – die Teufenangaben aus dem SP-Log der Versuchsbohrung anstelle der ursprünglichen verwandt.

Der Staffhorst Schacht erschließt insgesamt ein Profil vom Oberalb (obere Unterkreide) bis ins Obersanton (mittlere Oberkreide). Die nachfolgende Beschreibung der lithologischen Einheiten beschränkt sich auf den cenomanen Teil, zumal nur dieser Profilabschnitt zur Korrelation herangezogen wird. Die Ansprache basiert teilweise auch auf Matrixmaterial, das systematisch aufgesammelten, stratigraphisch horizontalen Makrofossilien anhaftet (Wilmsen 2003). Die Fossilien stammen von Halden, die im Zuge des Schachtaushubs entstanden und nun in der Sammlung der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR Hannover) archiviert sind (Wilmsen 2003). Das Cenoman beginnt in einer Teufe von 757 m und umfasst ein Intervall von 103 m Mächtigkeit. Es setzt über einer Transgressionsfläche (*ultimus/Aucellina* Event) mit der Herbram-Formation *sensu stricto* ein, welche die liegenden tonig-siltigen Mergelheiten des Bemerode-Members (Oberalb bis tiefstes Untercenoman, bis 757 m) überlagert. Die Basis dieses hangenden cenomanen Abschnitts der Herbram-Formation (740–757 m) bilden glaukonitische Kalke, die neben Phosphorit auch die typischen Bivalvenvertreter führen (*Aucellina* sp., „*Inoceramus*“ ex gr. *crippsi*; Wilmsen 2003). Darauf folgt, nach einem eher monotonen und fossilarmen Intervall leicht glaukonitischer Mergel mit gelegentlich eingeschalteten Kalkmergelbänken (742–755,5 m), ein zunehmend karbonat- und fossilreicherer (insbesondere „I.“ ex gr. *crippsi*-führender) Abschnitt zwischen 740 m und 742 m Teufe (Wilmsen 2003). Am Top dieser Partie definiert die Sequenzgrenze SB Ce 1 (740 m) die Grenze zur überlagernden Baddeckenstedt-Formation (707–740 m). Die glaukonitischen und bioklastischen Kalksteine (729–731 m; große „I.“ ex gr. *crippsi*) der basalen Baddeckenstedt-Formation gehen zum Hangenden graduell in die charakteristischen Kalk-Mergel-Wechselfolgen dieser lithologischen Einheit über. Auch weitere kalkdominierte Partien innerhalb dieser Formation erweisen sich als sehr fossilreich (716–721 m: *Schloenbachia/virgatus* Event mit *Inoceramus virgatus*, Ammoniten, Brachiopoden, nicht-inoceramiden Bivalven, Schwämmen; 707–712 m: *I. virgatus*, irreguläre Seeigel; Wilmsen 2003). In einer Teufe von 707 m unterstreicht das Einsetzen des Ascheloh-Members (679–707 m) der Brochterbeck-Formation die sukzessive Entwicklung topwärts reiner werdender Kalkabfolgen – also den fortwährenden Anstieg des Karbonatgehalts. Fossilführende Horizonte sind insbesondere um 700 m Teufe (große, flache Vertreter von „I.“ ex gr. *crippsi*) und zwischen 679 m und 690 m Teufe (inoceramide und nicht-inoceramide Bivalven, Schwämme, Fischschuppen, *Holaster subglobosus*, *Schloenbachia* sp., *Turrilites* sp.) ausgebildet (Wilmsen 2003). An der 690-m-Marke zeigt sich ein deutlicher Faziesumschwung (SB Ce 3). Innerhalb des nachfolgenden,





insgesamt siltig-mergeligen Abschnitts positionieren Niebuhr et al. (1999), in einer zwischengeschalteten, glaukonitischen Kalkbank, das Mid-Cenomanian Event (MCE, 683–685 m). Im weiteren Profilverlauf schließt sich das Hoppenstedt-Member der Brochterbeck-Formation (654–679 m) mit seinen typischen mikritischen und reinen Kalken an. Eine signifikante, dunkle, glaukonitische Mergellage in diesem Intervall stellt das *Pycnodonte* Event bei 666 m dar (Niebuhr et al. 1999, Wilmsen 2003). Der cenomane Profilabschnitt endet an einer Störung unmittelbar im Hangenden des *Amphidonte* Events (654 m). Diese Störung verursacht eine tektonische Schichtlücke von ca. 17 m bis zum Fazieswechsel (Ergebnis durch Korrelation mittels Bohrlochdaten von Niebuhr et al. 1999). Die *plenus* Bank ist laut Niebuhr et al. (1999) in den rötlichen und grünlichen Kalkmergeln und Mergelkalken (Rotpläner Fazies) der überlagernden Söhld-Formation (ab 654 m Teufe) entwickelt.

## 2. Methodik

### 2.1. Magnetische Suszeptibilität (MS)

Unter magnetischer Suszeptibilität (MS) ist die Magnetisierbarkeit von Materie durch den Einfluss eines externen, temporären Magnetfelds zu verstehen. Diese Fähigkeit zur Magnetisierung hängt bei Gesteinen ganz entscheidend von den betreffenden gesteinsbildenden Mineralkomponenten ab. Da die verschiedenen Minerale ihrerseits aus unterschiedlichen Elementen bestehen, ist weiterhin deren atomarer Aufbau ausschlaggebend für die magnetische Suszeptibilität. In der Modellvorstellung besitzt jedes Atom einen positiv geladenen Atomkern, der von negativ geladenen, sich auf Schalenebenen bewegenden Elektronenwolken (Orbitale) umgeben wird. Resultierend aus der Orbitalbewegung und dem axialen Spin bzw. einer Kombination aus beidem, hat jedes der Elektronen ein magnetisches Moment. Damit gilt jedwedes aus Atomen oder Ionen aufgebaute Material – und somit jedes Mineral sowie jedes Gestein – oberhalb des absoluten Nullpunkts von 0 K als magnetisierbar. Es sind dabei dia-, para- und ferromagnetische Eigenschaften zu unterscheiden, die wiederum auf der jeweiligen Elektronenkonfiguration, das heißt auf der Verteilung der Elektronen auf die verschiedenen Schalen bzw. Orbitale, basieren (De Wall & Niebuhr 2005).

Abb. 5. Lithologisches und stratigraphisches Profil des unteren Untercenomans bis tiefsten Unterturons des Staffhorst Schachts. Teufenangaben entsprechen der Versuchsbohrung (trial borehole), verändert nach Niebuhr et al. (1999) und Wilmsen (2003). Legende siehe Abb. 3.

Fig. 5. Lithology and stratigraphy of the lower Lower Cenomanian to lowermost Lower Turonian of the Staffhorst shaft section. Depth after trial borehole, modified after Niebuhr et al. (1999) and Wilmsen (2003). For legend, see Fig. 3.

Diamagnetisches Materialverhalten resultiert beispielsweise aus der vollständigen Belegung aller Orbitale mit Elektronenpaaren. Die gegenseitige Kompensierung der entgegengesetzt ausgerichteten Spins der Einzelelektronen führt zur Aufhebung des magnetischen Gesamtmoments. Durch die Ausübung eines äußeren Magnetfelds auf diamagnetisches Material entsteht ein magnetisches Moment. Alle Elektronenspins orientieren sich dabei in dieselbe Richtung, um den Betrag der angelegten, magnetischen Kraft – jedoch dieser entgegenwirkend. Da die induzierte Magnetisierung dem Feld entgegengesetzt ist, nimmt die Suszeptibilität in diesem Fall einen negativen Wert an (De Wall & Niebuhr 2005). Paramagnetische Eigenschaften zeigen sich bei Materialien, deren Elektronenorbitale nicht vollständig besetzt sind (halbbesetzte 3d-Orbitale). Dieser Zustand verursacht ein magnetisches Restmoment, dessen Einzelbeiträge sich unter Normalbedingungen allerdings durch die völlig irreguläre, chaotische Verteilung innerhalb des betreffenden Materials aufheben. Erst die Beeinflussung durch ein Magnetfeld von außen führt zur Ausrichtung der magnetischen Momente parallel zur Feldrichtung und lässt damit eine schwache temporäre Magnetisierung entstehen (De Wall & Niebuhr 2005). Ferromagnetisches Verhalten ist, was für gewöhnlich als Magnetismus bezeichnet wird. Die Magnetisierung besteht hierbei permanent und beruht nicht auf der Einwirkung eines äußeren Magnetfelds. In ferromagnetischen Substanzen finden Wechselwirkungen zwischen benachbarten, magnetischen Momenten statt. Ferromagnetismus im weiteren Sinne tritt als Eigenschaft sowohl bei ungeladenen Atomen, als auch bei Ionen auf. Eine exaktere Unterteilung erfolgt in die Sparten ferromagnetische Metalle (z. B. Eisen, Nickel, Chrom; Ferromagnetismus *sensu stricto*) bzw. ferri- (beispielsweise Magnetit) oder antiferrimagnetische (beispielsweise Hämatit) Minerale (Ferromagnetismus *sensu lato*; De Wall & Niebuhr 2005).

Demnach stellt die magnetische Suszeptibilität ( $\kappa$ ) eine dimensionslose Materialkonstante dar, die sich in dia- oder paramagnetischen Materialien proportional zum angelegten Feld ( $H$ ) auf die Magnetisierung ( $M$ ) auswirkt:  $M = \kappa \times H$ . Charakteristische Messwerte erlauben die Zuordnung der analysierten Substanz zu einer der drei genannten Magnetisierbarkeitsarten. Diamagnetisches Verhalten äußert sich durch negative Suszeptibilitätswerte in einer Größenordnung von  $-10^{-5}$  SI. Der typische Wertebereich für paramagnetisches Verhalten liegt zwischen  $10^{-5}$  SI und  $10^{-3}$  SI. Sehr hohe  $\kappa$ -Werte (bis zu mehreren SI) sind kennzeichnend für ferromagnetische Eigenschaften. Im Allgemeinen dienen diese Werte als grobe Anhaltspunkte, denn praktisch müssen zusätzlich Überlagerungen zwischen den verschiedenen Magnetisierungstypen berücksichtigt werden (De Wall & Niebuhr 2005). Geowissenschaftlich betrachtet, verweisen Gesteine mit negativen SI-Werten auf vorwiegend diamagnetische Charakteristika der am Aufbau beteiligten Komponenten – das Gestein besteht also zumindest zum größten Teil aus diamagnetischen Mineralen. Desweiteren bedeuten niedrige positive Suszeptibilitätswerte

einen dominierenden Anteil an Mineralen mit paramagnetischen Eigenschaften. Hohe positive SI-Werte signalisieren hingegen einen Hauptmineralbestand mit ferromagnetischen Merkmalen (De Wall & Niebuhr 2005).

Die Messung der magnetischen Suszeptibilität über einen Profilverlauf liefert damit Informationen über die mineralische Zusammensetzung der einzelnen Schichtglieder bzw. ermöglicht darüber hinaus Aussagen über chronologische Änderungen und Variationen im Mineralbestand der Abfolge. Die Suszeptibilitätsmessungen an den Profilen im aufgelassenen Steinbruch MIAMI und im Steinbruch DIMAC wurden mittels eines tragbaren Handkappameters (Hersteller: ZH Instruments, Typ: SM 30) durchgeführt. Um ein möglichst aussagekräftiges Suszeptibilitätsprofil zu erhalten, wurden – soweit die Aufschlussverhältnisse dies zuließen – an jeder Bank bzw. jedem Mergelhorizont Messwerte genommen (Richardt 2010). Zur Auswertung sind die jeweiligen Messwerte neben der entsprechenden lithologischen Profilsäule gegen die stratigraphische Höhe abgetragen (Abb. 3, 4a, b).

## 2.2. Eigenpotential (SP)

Nach der zufälligen Entdeckung des bei Bohrlochmessungen auftretenden Eigenpotentials im Jahr 1928 (Hatzsch 1994) etablierte sich die Eigenpotentialmessung rasch als beliebtes geophysikalisches Messverfahren. Schon in den Anfangszeiten der Erdöl- und Erdgasexploration im norddeutschen Raum wurde diese Methode der elektrischen Bohrlochmessung häufig angewandt. Obwohl mit fortschreitender Technik auch neue Bohrlochmessverfahren entwickelt wurden, kommt die Eigenpotentialmethode nach wie vor zum Einsatz. Der große Vorteil der SP-Logs liegt in ihrer einfachen und unaufwendigen Durchführbarkeit, weshalb sie auch niemals einzeln, sondern immer in Verbindung mit anderen Logs – insbesondere Widerstands- oder Gamma-Ray-Messungen – gefahren werden (Hatzsch 1994). Die Messanordnung besteht aus zwei Elektroden, von denen eine als Elektrode M bezeichnet und in das Bohrloch eingebracht wird. Die andere Elektrode N hingegen verbleibt übertägig (Hatzsch 1994). Zwischen diesen beiden Elektroden wird das Eigenpotential als elektrisches Potential, verursacht durch schwache elektrische Kräfte, die zwischen Spülung und Formationswasser in einem Bohrloch wirken, gemessen (Hatzsch 1994). Das ermittelte Potential ist eine Kombination aus elektrokinetischen ( $E_k$ ) und elektrochemischen Komponenten ( $E_c$ ). Erstere basieren auf Fließvorgängen zwischen Bohrspülung und angrenzendem Gebirge, die bei jeweils unterschiedlicher Ladung durch den erfolgenden Ionenaustausch zu einer Potentialdifferenz führen, welche sich ihrerseits in einem schwachen elektrischen Strom ausdrückt (Hatzsch 1994). Die elektrochemischen Potentiale beruhen auf Unterschieden in der Ionenkonzentration

der Spülung und der Formationswässer (Hatzsch 1994). Sie sind weiterhin unterteilbar in Kontakt- oder Diffusions- ( $E_i$ ) und Membranpotential ( $E_m$ ). Ein Kontakt-/Diffusionspotential entsteht durch Ionendiffusion zwischen ungleich konzentrierten, direkt aneinander grenzenden Salzlösungen (Spülung, Formationswasser). Eine wichtige Rolle spielt bei dieser Ionenwanderung die aus der Ionengröße resultierende Geschwindigkeit, mit der sie erfolgt, da die Polarität der schwächer konzentrierten Lösung (in der Regel die Spülung) durch die schnelleren, kleineren Ionen bestimmt wird (Hatzsch 1994). Das Membranpotential wird ebenfalls durch Diffusionsvorgänge hervorgerufen. Es bildet sich allerdings zwischen zwei verschiedenen stark konzentrierten Salzlösungen aus, die durch eine feinporige Zwischenwand (Membran) getrennt sind. Die Funktion dieser Trennwand kann jedes Gestein übernehmen – am bedeutendsten ist jedoch die Membranwirkung von Tongesteinen (Hatzsch 1994).

Das SP-Log stellt den gemessenen Potentialunterschied zwischen den beiden Elektroden M und N (konstant) in Abhängigkeit zur Teufe dar. Da für N kein Zahlenwert festgelegt werden kann, tritt folglich keine Nulllinie auf (Hatzsch 1994). Die Eigenpotentialkurve gibt demnach keine absoluten Zahlenmesswerte, sondern vielmehr Verhältnisse oder relative Messwerte an. Zur qualitativen Beurteilung und zur Erhöhung der Übersichtlichkeit des Logs wird eine sog. Tonlinie konstruiert, welche die höchsten positiven SP-Werte, die den membranaktivsten Tönen entsprechen, verbindet (Hatzsch 1994). Das negative Äquivalent dazu stellt die sog. Sandlinie dar (Hatzsch 1994).

Eigenpotentialkurven eignen sich sehr gut als stratigraphische Korrelationswerkzeuge (Hatzsch 1994), da sie in erster Linie die Lithologie des Untergrunds reflektieren (Niebuhr et al. 1999). Das SP-Log ermöglicht Aussagen über den Tongehalt der befahrenen Gesteinseinheiten. So verweisen hohe (positive oder nach rechts gerichtete) Werte auf einen bedeutenden Tonanteil (Niebuhr et al. 1999) – dem entsprechen in der norddeutschen Oberkreide die Mergel. Niedrige (negative bzw. nach links gerichtete) SP-Werte korrespondieren konsequenterweise mit sandigen Einheiten – in der norddeutschen Oberkreide dementsprechend Karbonate (Niebuhr et al. 1999).

### 3. Ergebnisse

#### 3.1. Kurve der magnetischen Suszeptibilität (MS)

Um ein möglichst detailliertes Suszeptibilitätsprofil über die Cenomanabfolge bei Halle/Westfalen zu erhalten, wurden Horizont für Horizont (Zentimeter- bis Dezime-

terbereich) Messungen durchgeführt (Richardt 2010). Da in Sedimentgesteinen, wie dem bearbeiteten Profil, der Mineralgehalt – der die charakteristischen Suszeptibilitätswerte einer lithologischen Einheit maßgeblich bestimmt (siehe Methodik) – vor allem durch den Materialeintrag aus dem Liefergebiet gesteuert wird, bedeuten hohe MS-Werte (positive Exkursionen) einen erhöhten terrigenen Einfluss – oft verbunden mit einem Meeresspiegelabfall – während niedrige MS-Werte (negative Exkursionen) einen höheren Karbonatgehalt und damit einen relativ betrachtet höheren Meeresspiegelstand bezeichnen (z. B. Ellwood et al. 2000, Stage 2001, Da Silva & Boulvain 2006). Einen weiteren beeinflussenden Faktor für die magnetische Suszeptibilität können authigen gebildete, mineralische Komponenten darstellen (Richardt 2010).

Die magnetischen Suszeptibilitätswerte im Steinbruch MIAMI bewegen sich zwischen  $0,011 \times 10^{-3}$  SI und  $0,049 \times 10^{-3}$  SI. Im Steinbruch DIMAC zeigen sich bis ans Top der Brochterbeck-Formation ähnliche Messwerte. Hier beträgt der niedrigste Wert  $0,00 \times 10^{-3}$  SI, der höchste liegt bei  $0,053 \times 10^{-3}$  SI. Oberhalb der Faziesgrenze (Steinbruch DIMAC: 78,8 m) nehmen die Suszeptibilitätswerte stark zu und schwanken zwischen  $0,045 \times 10^{-3}$  SI und  $0,201 \times 10^{-3}$  SI (Richardt 2010). Ferromagnetisches Verhalten ist aufgrund der niedrigen Messwerte auszuschließen. Eventuell überlagern sich para- und diamagnetische Eigenschaften, wobei aber ein schwach paramagnetischer Charakter dominiert.

Im Gesamtkurvenverlauf von der Herbram- bis zur Brochterbeck-Formation (Abb. 6) sind die vergleichsweise hohen Suszeptibilitätswerte im Untercenoman (Steinbruch MIAMI) deutlich nachvollziehbar. Zurückzuführen ist dies auf den höheren Mergelanteil und den dadurch implizierten, größeren terrestrischen Eintrag in den Sedimenten. Mit dem Fortschreiten der cenomanen Transgression überwiegt immer mehr die marine Prägung des Ablagerungsraums, was sich sowohl in den zunehmend feineren mikritischen, wohldefinierten Kalkbänken, als auch im allgemein steigenden Karbonatgehalt ausdrückt (Richardt 2010). Im Mittel- und Obercenoman (Steinbruch DIMAC) zeigt die magnetische Suszeptibilität einen generellen Trend hin zu niedrigeren Werten. Erst mit dem Fazieswechsel (Steinbruch DIMAC: 78,8 m), an der Cenoman/Turon-Grenze, steigen die Messwerte rapide an. Als Ursache dafür sind die komplett veränderten Umwelt- und Sedimentationsbedingungen während des OAEs 2 anzuführen (Richardt 2010).

Die verschiedenen Bioevents im Profil scheinen ebenfalls an der Suszeptibilitätskurve ablesbar zu sein. Oftmals äußern sich diese Events in positiven Kurvenexkursionen (vgl. variierende, jedoch generell hohe Messwerte im Bereich vom *primus* Event ab 26,1 m bis zum MCE um 31,5 m im Steinbruch DIMAC) bzw. in kurzfristigen positiven Peaks (beispielsweise im Bereich des „*Inoceramus*“ *crippsi* Events von 2–3,5 m in MIAMI, des *Pycnodonte* Events um 54 m in DIMAC oder des *Inoceramus pictus* II Events von 68,5–71,5 m in DIMAC; Richardt 2010). Dabei werden die erhöhten MS-Werte in

erster Linie durch die prinzipiell positive Suszeptibilitätssignatur, ausgelöst durch meist an die Eventniveaus gebundenen markanten Mergelhorizonte, hervorgerufen. Nicht auszuschließen ist der zusätzliche Einfluss von Verwitterungserscheinungen auf diese erhöhten Messwerte. Häufig finden sich in den Profilabschnitten um die Bioereignisse vermehrt eisenoxidumkrustete Konkretionen („Rostflecke“), bei denen es sich vornehmlich um stark verwitterte organische Komponenten handelt (vor allem Schwammreste; Richardt 2010). Außerdem treten im Bereich der Events nicht selten Verwitterungsbeläge auf dem anstehenden Gestein auf. Meist zeigen diese eine rötliche bis bräunliche Färbung, was einen gewissen Eisengehalt impliziert (Richardt 2010).

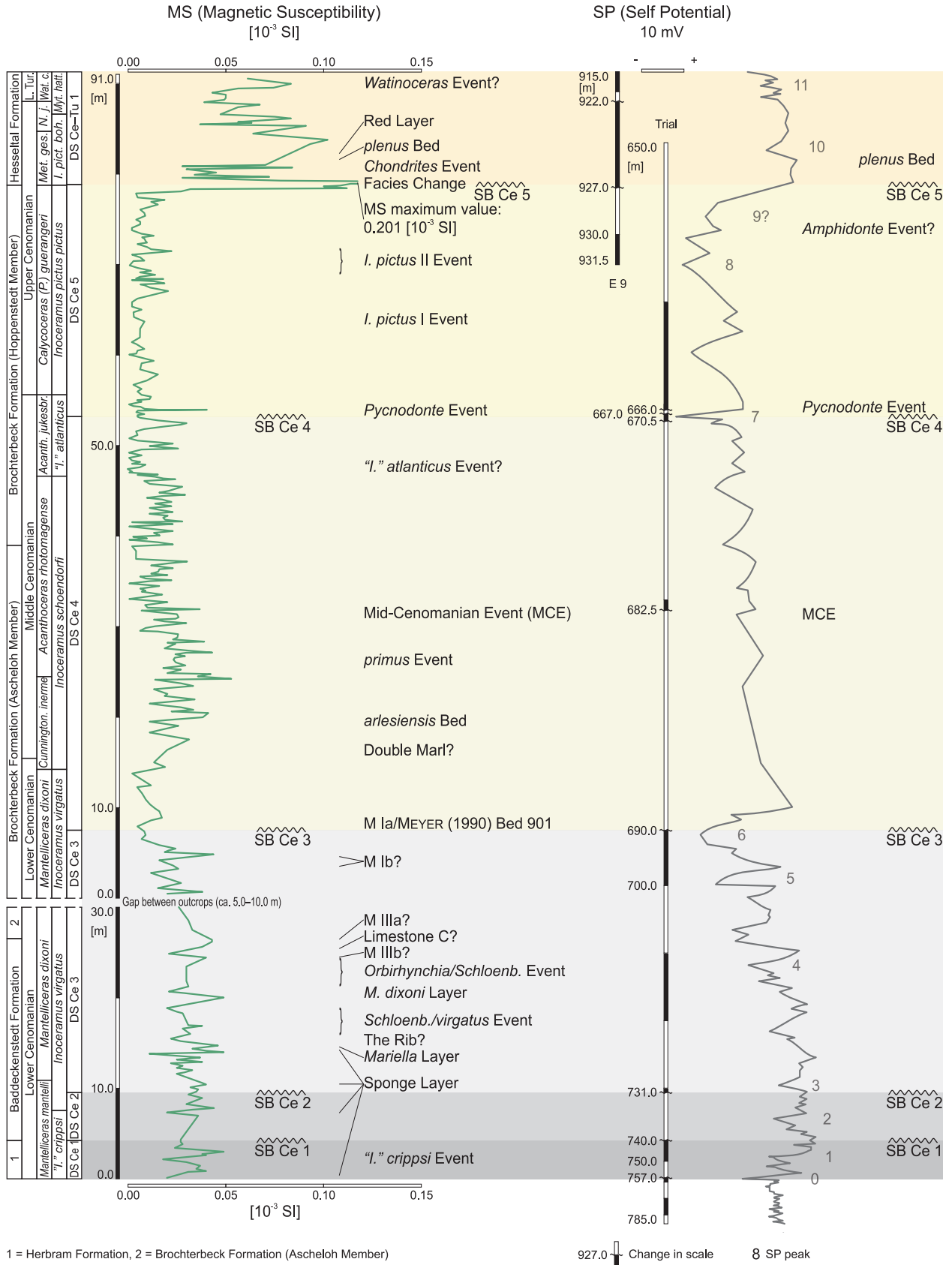
Aus dem Kurvenverlauf der magnetischen Suszeptibilität lassen sich – neben klaren übergeordneten Entwicklungstendenzen für den gesamten Profilverlauf – auch eindeutige Trends innerhalb der verschiedenen Ablagerungssequenzen (insbesondere DS Ce 3–5) sowie spezielle Ereignisse oder Events ableiten. Allgemein unterstreicht bzw. präzisiert die magnetische Suszeptibilität die lithologischen Beobachtungen.

### 3.2. Eigenpotentiallog (SP)

Für die Interpretation der Logprofile aus den Eigenpotential-Bohrlochmessungen durch die Oberkreide im norddeutschen Raum existiert eine auf Baldschuhn & Jaritz (1997) zurückgehende Peakstratigraphie, die gegen die mikrobiostratigraphische Gliederung von Koch (1977) kalibriert ist (Niebuhr et al. 1999). Diese Peakstratigraphie basiert auf der Definition bestimmter negativer Peaks (einhergehend mit Kalkbänken oder kalkdominierten Einheiten), die von der Basis im Cenoman bis zum Top im Maastricht einfach aufsteigend durchnummeriert werden (Niebuhr et al. 1999). In der Staffhorst Versuchsbohrung (trial borehole) sind im Cenomanintervall die Peaks 0–8 ausgebildet, Peak 11 liegt bereits im Unterturon; die Peaks 9 und 10 fehlen in dieser Bohrung störungsbedingt (Niebuhr et al. 1999). In der Korrelationsabbildung (Abb. 6) wurde deshalb das Log der Versuchsbohrung im hangenden Abschnitt (ab Peak 8) mit demjenigen der Bohrung E 9 (ca. 2 km nordwestlich der Versuchsbohrung abgeteuft; Niebuhr et al. 1999) kombiniert. In E 9 sind die Peaks 8, 10 und 11 klar entwickelt, Peak 9? ist durch den Vergleich mit weiteren Logs aus umliegenden Bohrungen interpretiert. Den Peaks sind keine absoluten Zahlenwerte zuzuordnen, da das SP-Log eine teufenabhängige, relative Messung auftretender Potentialunterschiede in der Einheit Millivolt [mV] darstellt (siehe Methodik Eigenpotential).

Das Untercenoman im Staffhorstprofil setzt mit Peak 0 in einer Teufe von 757 m ein (Niebuhr et al. 1999). Dieses Minimum im SP-Log wird durch eine kompakte, harte und glaukonitische Kalksteineinheit hervorgerufen, welche die Untercenomantransgression mit

dem *ultimus/Aucellina* Event markiert. Mergelige oder mergeldominierte Abfolgen der Herbram- und unteren Baddeckenstedt-Formation mit teilweise eingeschalteten Inoceramenschuttlagen sind in den beiden liegenden Ablagerungssequenzen DS Ce 1 (740–757 m) und DS Ce 2 (731–740 m) vorherrschend (Niebuhr et al. 1999). Der hohe Mergelgehalt findet Ausdruck in generell hohen SP-Werten. Maximalwerte sind im Bereich der Sequenzgrenze SB Ce 1 (740 m) ausgebildet. Der allgemeine Trend zu hohen Messwerten reicht über SB Ce 2 (731 m) hinweg bis in den basalen Teil der Ablagerungssequenz DS Ce 3 (690–731 m). Nach einem Maximum im Bereich von ca. 725 m Teufe, oberhalb von Peak 3, zeigt die SP-Kurve bis an die Sequenzgrenze SB Ce 3 eine übergeordnete Tendenz zu abfallenden Werten (Niebuhr et al. 1999). Für das Intervall von unterhalb Peak 4 bis Peak 6 ist durch den zackigen Kurvenverlauf („Sägezahnkurve“) mit dem Trend hin zu topwärts geringeren SP-Werten eine Entwicklung zu insgesamt karbonatreicheren Sedimenten sowie das Anschwellen der eingeschalteten Kalkbänke zu größeren Mächtigkeiten erkennbar. Diese Beobachtung deckt sich mit der lithostratigraphischen Gliederung – die unterlagernden mergeligen Einheiten der Herbram-Formation gehen graduell in die typischen Kalk-Mergel-Wechselfolgen der Baddeckenstedt-Formation über. Zusätzlich zeigen die Kalkbänke ihrerseits ein thickening-upward zum Top der Baddeckenstedt-Formation. Peak 6, mit einem auffallend niedrigen SP-Wert am Top einer Kalkeinheit, definiert neben der Sequenzgrenze (SB Ce 3; Niebuhr et al. 1999) auch das Top der Baddeckenstedt-Formation im oberen Untercenoman. Der anschließende, deutlich positive Peak ist in einem siltig-mergeligen Sedimentpaket direkt im Hangenden von SB Ce 3 positioniert. Er bezeichnet die Unter-/Mittelenoman-Grenze bei ca. 689 m Teufe und liegt bereits in der überlagernden Ablagerungssequenz DS Ce 4 (669–690 m). Die SP-Kurve über dieses folgende Ablagerungsintervall weist erneut einen Trend von allgemein im Zackenmuster abfallenden Werten auf, die an der hangenden Sequenzgrenze SB Ce 4 (669 m; Niebuhr et al. 1999) mit Peak 7 ihr absolutes Minimum erreichen. Insgesamt sind die SP-Werte der Ablagerungssequenz DS Ce 4 bereits niedriger als die der liegenden DS Ce 3, was wiederholt den stetigen Anstieg des Karbonatgehalts dokumentiert. Im unteren Teilbereich der Ablagerungssequenz DS Ce 4, von der liegenden Sequenzgrenze SB Ce 3 bis in das Niveau um das Mid-Cenomanian Event (MCE bei 683–685 m; Niebuhr et al. 1999), zeigt die Kurve positivere Werte als im oberen Abschnitt, vom MCE bis zur Sequenzgrenze SB Ce 4. Korrespondierend mit dieser Entwicklung der SP-Werte erfolgt auch knapp oberhalb des MCEs die Grenzziehung zwischen dem Ascheloh- und dem Hoppenstedt-Member der Brochterbeck-Formation. Die mikritischen, sehr reinen Kalksteine des Hoppenstedt-Members setzen sich in der Ablagerungssequenz DS Ce 5 (654–669 m) weiter fort. In der SP-Kurve liefern die prinzipiell niedrigen Werte über dieses Intervall den Beleg dafür. Dem signifikanten Peak 7 (SB Ce 4 bei 669 m) folgt eine deutlich



MIAMI (below) and DIMAC (above) quarries

Staffhorst (combination of E 9 and trial boreholes)

**Abb. 6.** Vergleich der in MIAMI (unten) und DIMAC (oben) gemessenen Suszeptibilitätskurve (MS) mit der Eigenpotentialkurve (SP) der gleichaltrigen bei Staffhorst [Versuchsbohrung (trial borehole) und Bohrung E 9] erbohrten Sedimente (Niebuhr et al. 1999).

**Fig. 6.** Comparison of the magnetic susceptibility curve (MS) measured at MIAMI (below) and DIMAC (above) with the self potential log (SP) of the time-equivalent sediments of the Staffhorst (trial and E 9 boreholes) area (Niebuhr et al. 1999).

positive Exkursion mit Basis bei 666 m Teufe, die das *Pycnodonte* Event im Bereich der Mittel-/Obercenoman-Wende bezeichnet. Möglicherweise entspricht einem der beiden Maxima zwischen Peak 7 und 8 das *Inoceramus pictus* I Event (siehe MS-Kurve Halle/Westfalen). Der kleinere positive Peak unmittelbar im Anschluß an Peak 8 könnte weiterhin das *Inoceramus pictus* II Event (siehe MS-Kurve Halle/Westfalen) repräsentieren. Die Kombination der SP-Logs der Versuchsbohrung und der Bohrung E 9 impliziert eine Lage des *Amphidonte* Events bei ca. 930 m Teufe im Bohrloch E 9. Aus der Verknüpfung der SP-Logdaten lässt sich weiterhin ableiten, dass dieses Event vermutlich mit dem zweiten schwach positiven Peak im Hangenden des Peaks 8 korrespondiert. Direkt oberhalb folgt der angenommene Peak 9?. Strenggenommen erreicht der tendenzielle Abfall der SP-Werte in der Ablagerungssequenz DS Ce 5 seinen Höhepunkt nicht wie in den beiden unterlagernden Ablagerungssequenzen DS Ce 3 und DS Ce 4 an der Sequenzgrenze, sondern bereits etwas unterhalb – zwischen Peak 8 und 9? bzw. dem *Amphidonte* Event?. Die Sequenzgrenze SB Ce 5 liegt in der Bohrung E 9 bei ca. 927,75 m und damit im Anstieg zu einem Maximum im Liegenden von Peak 10. Dieses Maximum korreliert mit dem OAE 2 (E 9: ca. 925–927 m), wobei der Topbereich der *plenus* Bank (E 9: ca. 925 m) entspricht. Auch hier spiegeln sich – ähnlich wie in der Suszeptibilitätskurve – abrupte Änderungen in den Sedimentationsbedingungen wider, die sich auch am Fazieswechsel (SB Ce 5) mit dem Übergang zur Hesseltal-Formation ausdrücken und letztlich in der positiven Exkursion des OAEs 2 kulminieren. Die SP-Werte bleiben im anschließenden Kurvenverlauf vergleichsweise hoch, wobei untergeordnet durchaus schwachnegative Peaks – wie 10 und 11 – eingeschaltet sind. Peak 10 bei ca. 924,5 m in der Bohrung E 9 befindet sich im obersten Obercenoman, während Peak 11 bei ca. 918,5 m in derselben Bohrung schon im unteren Unterturon liegt.

#### 4. Zusammenfassung

Da sowohl die Suszeptibilitätsmessungen, als auch die Eigenpotentiallogs im Wesentlichen als Angaben zum Ton- bzw. Mergelgehalt eines Gesteins zu interpretieren sind, korrespondieren beide Methoden in ihren Kernaussagen. Karbonatische Einheiten liefern positive, tonige oder mergeldominierte Horizonte dagegen negative Exkursionen bis Peaks im jeweiligen Kurvenverlauf. Daraus resultierend stimmen generelle Trends in der MS-Kurve und dem SP-Log überein. Wie die angeführte Fallstudie zeigt, ist eine Korrelation dieser übergeordneten Entwicklungsmuster zwischen den beiden angewandten Methoden auch über größere Distanzen möglich – die Auflösung einzelner Peaks ist jedoch nicht, jedenfalls

nicht mit Sicherheit, gegeben. Um in Erfahrung zu bringen, inwieweit eine derartige Peakkorrelation tatsächlich funktioniert, wäre ein Test interessant, bei dem MS- und SP-Messungen in definierten, identischen Abständen über ein und dasselbe Profil durchgeführt werden.

Die Übereinstimmung der allgemeinen Trends in beiden Kurvenverläufen beruht auf dem fortwährenden Anstieg des Karbonatgehalts der Abfolgen zum Top der Profile hin, bei gleichzeitigem fining-upward. Diese Tendenz ist im kleineren Maßstab auch in den einzelnen Ablagerungssequenzen – insbesondere in DS Ce 3 und DS Ce 4 – nachvollziehbar. Auf dieser Grundlage sind auch die verschiedenen Formationen und Member relativ gut gegeneinander abgrenzbar.

Resümierend ist festzuhalten, dass die Messungen der magnetischen Suszeptibilität ein hohes stratigraphisches Korrelationspotential aufweisen. Dies dürfte zwar im Besonderen für die kalkig/mergeligen Sedimente der norddeutschen Oberkreide gelten, aber nicht auf diese beschränkt sein. Erwartungsgemäß müssten auch Unterschiede in anderen Faziestypen über die magnetische Suszeptibilität messbar sein (z. B. Sand/Ton-Abfolgen). Hier wären ebenfalls weitere Tests notwendig. In Verbindung mit der klassischen Profilaufnahme zeigen bereits die MS-Messungen ohne unterstützende Korrelationsmöglichkeiten durch Kurven aus anderen geophysikalischen Messverfahren eine große Aussagekraft. Allerdings sind sie vielmehr als zusätzliches Werkzeug und stratigraphische Orientierungshilfe denn als Ersatz für die klassische Profilaufnahme gedacht. Empfehlenswert ist der Einsatz dieser schnellen, unkomplizierten und vergleichsweise kostengünstigen Messmethodik in jedem Fall, zumal er mit dem tragbaren Handkappameter im Gelände ohne großen Mehraufwand realisierbar und dadurch sehr ergebnisorientiert ist.

#### 5. Danksagung

Herzlicher Dank gilt Dr. Birgit (Sarah) Niebuhr (Bayerisches Landesamt für Umwelt, LfU Marktredwitz) für die Unterstützung durch vorangegangene Veröffentlichungen und deren freundliche Bereitstellung – insbesondere Staffhorst betreffend – sowie für konstruktive Diskussionen. Herrn Ulrich Kaplan (Gütersloh) sei gedankt für die umfangreiche geologische Vorarbeit in der Münsterländer Kreide und die wohlwollende Überlassung seiner Materialien diesbezüglich. Dank gebührt ebenfalls Prof. Dr. Helga de Wall (Universität Erlangen-Nürnberg, GeoZentrum Nordbayern, Fachgruppe Krustendynamik) für die angenehme und erfolgreiche Zusammenarbeit sowie die Zurverfügungstellung des Handkappameters. Desweiteren danken wir Herrn Goedecke, dem Besitzer des aufgelassenen Steinbruchs MIAMI (Halle-Ascheloh), sowie den Herren Schulze (Kreis Gütersloh) und Borghoff (Stadt Halle/Westfalen) für den gewährten Zutritt und die ermöglichte Profilaufnahme. Unser Dank gilt ebenso Herrn Cosfeld für die Erlaubnis zur stratigraphischen Arbeit im Steinbruch DIMAC (Halle-Hesseltal).

## 6. Literatur

- Baldschuhn, R.; Jaritz, W. (1997): Stratigraphie der Oberkreide in Nordwestdeutschland (Pompecksche Scholle), Teil 1: Korrelation der Bohrlochdiagramme und des Kernmaterials. – *Geol. Jb.*, **A 38**: 3–9, Hannover.
- Da Silva, A.-C.; Boulvain, F. (2006): Upper Devonian carbonate platform correlations and sea level variations recorded in magnetic susceptibility. – *Palaeogeol., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **240**: 373–388, Amsterdam. DOI: 10.1016/j.palaeo.2006.02.012
- De Wall, H.; Niebuhr, B. (2005): Die magnetische Suszeptibilität und ihre Anwendungsmöglichkeit zur Rekonstruktion orbital gesteuerter Klimaschwankungen – eine Fallstudie an pelagischen Karbonaten der norddeutschen Oberkreide. – *Z. Dt. Ges. Geowiss.*, **155**: 329–342, Stuttgart.
- Ellwood, B.B.; Crick, R.E.; El Hassani, A.; Benoist, S.L.; Young, R.H. (2000): Magneto-susceptibility event and cyclostratigraphy method applied to marine rocks: detrital input versus carbonate productivity. – *Geology*, **28**: 1135–1138, Boulder, Colorado.
- Ernst, G.; Schmid, F.; Seibert, E. (1983): Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. – *Zitteliana*, **10**: 531–554, München.
- Frieg, C.; Hiss, M.; Kaever, M. (1990): Alb und Cenoman im zentralen und südlichen Münsterland (NW-Deutschland). *Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie*. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **181**: 325–363, Stuttgart.
- Hatzsch, P. (1994): Bohrlochmessungen. – 1–145, Stuttgart (Enke).
- Hiss, M. (1982): Neue Ergebnisse zur Paläogeographie des Cenomans in Westfalen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1982**: 533–546, Stuttgart.
- Hiss, M. (1995): Kreide. – In: *Geologisches Landesamt NRW (Ed.): Geologie im Münsterland*. – 41–63, Krefeld (Geologisches Landesamt NRW).
- Hiss, M.; Mutterlose J. (2010): Field trip E6: Cretaceous geosites of the eastern Ruhr Area and the southern Münsterland. – In: Mügge-Bartolović, V., Röhling, H.-G., Wrede, V. (Eds.): *Geotop 2010 – Geosites for the Public. Paleontology and Conservation of Geosites*, 14. Internationale Jahrestagung der Fachsektion GeoTop der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften und 6<sup>th</sup> International Symposium on Conservation of Geological Heritage, May 29<sup>th</sup> 2010 – June 2<sup>nd</sup> 2010 in Hagen (Westf.), Germany. – *Schriftenr. Dt. Ges. Geowiss.*, **66**: 168–183, Hannover.
- 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. Naturwissenschaftl. Ver. Bielefeld u. Umgeg.*, **39**: 43–69, Bielefeld.
- Kaplan, U. (2007): Geologische Exkursion in die Kreide im Raum Halle/Westfalen. – *Der Aufschluss*, **58**: 193–216, Heidelberg.
- Koch, W. (1977): Schacht Staffhorst 1: Revision der Stratigraphie für die Paläogeographie der Oberkreide. – Unveröffentl. Ber. 17.3.1977: 1–6, Hannover.
- Niebuhr, B.; Baldschuhn, R.; Ernst, G.; Walaszczyk, I.; Weiss, W.; 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 Geol. Pol.*, **49**: 175–213, Warschau.
- Niebuhr, B.; Hiss, M.; Kaplan, U.; Tröger, K.-A.; Voigt, S.; Voigt, T.; Wiese, F.; Wilmsen, M. (2007): Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide. – *Schriftenr. Dt. Ges. Geowiss.*, **55**: 1–136, Hannover (Dt. Ges. Geowiss.).
- Ogg, J.G.; Hinnov, L.A. (2012): Cretaceous. – In: Gradstein, F.M.; Ogg, J.G.; Schmitz, M.D.; Ogg, G.M. (Eds.): *The Geologic Time Scale 2012*. – 793–853, Amsterdam (Elsevier). DOI: 10.1016/B978-0-444-59425-9.00027-5
- Philip, J.; Floquet, M. (2000): Late Cenomanian (94.7–93.5). – In: Dercourt, J.; Gaetani, M.; Vrielynck, B.; Barrier, E.; Biju-Duval, B.; Brunet, M.F.; Cadet, J.P.; Crasquin, S.; Sandulescu, M. (Eds.): *Atlas Peri-Tethys palaeogeographical maps*. – 129–136, Paris (CCGM/CGMW).
- Richardt, N. (2010): Das Cenoman im Teutoburger Wald bei Halle/Westfalen: Eine integrierte stratigraphisch-sedimentologische, mikrofazielle und geophysikalische Analyse. – *Geol. Paläont. Westf.*, **78**: 5–60, Münster.
- Richardt, N.; Wilmsen, M. (2012): Lower Upper Cretaceous standard section of the southern Münsterland (NW Germany): carbon stable-isotopes and sequence stratigraphy. – *Newsl. Stratigr.*, **45**: 1–24, Stuttgart.
- Röhrs, H. (1992): Die Eisenerzgrube Staffhorst bei Nienburg a. d. Weser. – In: Röhrs, H. (Ed.): *Erz und Kohle. Bergbau und Eisenhütten zwischen Ems und Weser*. – 202–203, Ibbenbüren (Ibbenbürener Vereinsdruckerei).
- Stage, M. (2001): Magnetic susceptibility as carrier of a climatic signal in chalk. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **188**: 17–27, Amsterdam. DOI: 10.1016/S0012-821X(01)00304-1
- Wilmsen, M. (2003): Sequence stratigraphy and palaeoceanography of the Cenomanian Stage in northern Germany. – *Cret. Res.*, **24**: 252–268, Amsterdam. DOI: 10.1016/S0195-6671(03)00069-7
- Wilmsen, M. (2007): Integrated stratigraphy of the upper Lower – lower Middle Cenomanian of northern Germany and southern England. – *Acta Geol. Pol.*, **57**: 263–279, Warschau.
- Wilmsen, M. (2012): Origin and significance of Upper Cretaceous bioevents: Examples from the Cenomanian. – *Acta Palaeontol. Pol.*, **57**: 759–771, Warschau.
- Wilmsen, M.; Voigt, T. (2006): The Middle–Upper Cenomanian of Zilly (Sachsen-Anhalt, northern Germany) with remarks on the *Pycnodonte* Event. – *Acta Geol. Pol.*, **56**: 17–31, Warschau.
- Wilmsen, M.; Niebuhr, B.; Hiss, M. (2005): The Cenomanian of northern Germany: facies analysis of a transgressive biosedimentary system. – *Facies*, **51**: 242–263, Berlin, Heidelberg. DOI: 10.1007/s10347-005-0058-5

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

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Geologica Saxonica - Journal of Central European Geology](#)

Jahr/Year: 2013

Band/Volume: [59](#)

Autor(en)/Author(s): Janetschke Nadine, Wilmsen Markus

Artikel/Article: [Magnetische Suszeptibilität als stratigraphisches Werkzeug – eine unterstützende Methode zur klassischen Profilaufnahme \(Fallstudie: norddeutsche Oberkreide von Halle/Westfalen\) 149-163](#)