

scriptum

Geowissenschaftliche

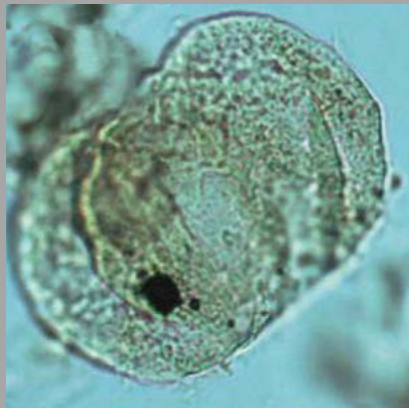
Arbeitsergebnisse
aus Nordrhein-Westfalen

online

1

Pollen und Sporen als Indikatoren für den Klimawandel an der Jura/Kreide-Grenze

Palynologische Untersuchungen an
einem Bohrprofil im Nordosten von NRW



Pollen und Sporen als Indikatoren für den Klimawandel an der Jura/Kreide-Grenze

Palynologische Untersuchungen an einem Bohrprofil im Nordosten von NRW

von

Anton Christoph Schneider¹⁾,

Wolfram Michael Kürschner²⁾

Anschrift der Autoren:

¹⁾ Institut für Geologie, Mineralogie und Geophysik, Ruhr-Universität Bochum, Universitätsstr. 150, 44801 Bochum; E-Mail: christoph.schneider@rub.de

²⁾ Department of Geosciences, University of Oslo, P.O. Box 1047, Blindern, 0316 Oslo, Norwegen

Inhalt

1	Einleitung	4
2	Paläogeographie	5
3	Geologisch-tektonischer Überblick	7
4	Stratigraphie	9
5	Material und Methoden	10
6	Ergebnisse	13
7	Diskussion	15
8	Zusammenfassung	18
9	Danksagung	18
10	Literatur	19
	Anlagen	22
	Impressum	26

Kurzfassung:

Das Berriasium (tiefe Unterkreide) ist in Nordwestdeutschland charakterisiert durch Ablagerungen der organikreichen, brackisch-lakustrinen Wealden-Fazies. Im Rahmen einer Kooperation zwischen dem Geologischen Dienst NRW, Krefeld, und dem Institut für Geologie, Mineralogie und Geophysik der Ruhr-Universität Bochum wurde die kartierbegleitende Kernbohrung 1/08 Husen im Zuge einer Masterarbeit (M. Sc.) bearbeitet. Die 88 m mächtige Abfolge von Beckensedimenten aus dem Jura/Kreide-Grenzbereich wurde palynologisch, mikrofaziell und geochemisch ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, Rock-Eval-Pyrolyse) untersucht, um die Ablagerungsbedingungen zu rekonstruieren und eine Einschätzung des Kohlenwasserstoffpotenzials zu liefern. Die Ergebnisse lassen eine palökologische Deutung und die Rekonstruktion eines Trans- und Regressionstrends zu. Es zeigt sich, dass die Palynofazies-Analyse für eine sequenzstratigraphische Analyse des Wealdens genutzt werden kann. Ferner bietet sich die Möglichkeit, einen Florenwechsel im Jura/Kreide-Grenzbereich zu studieren.

Abstract:

The Jurassic/Cretaceous boundary interval in northern Germany is characterised by sediments deposited under non-marine conditions. These "Wealden" type siliciclastics are composed of fine grained mudstones in the basin center and sandstones along the margins. They accumulated under lacustrine-brackish conditions in an approx. 300 km x 100 km trough, the Lower Saxony Basin. The Wealden sediments, in certain parts quite rich in total organic carbon (TOC), are poorly studied with respect to their depositional setting.

This study therefore aims at a better understanding of the environmental conditions under which these sediments were formed. Palynofacies, microfacies and geochemistry ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, Rock-Eval pyrolysis) from a cored well (Husen 1/08; 88 m) were used to provide data of the petroleum potential of these TOC-rich sediments. Based on ostracods the encountered mudstones have been assigned to the Katzberg and Serpulit Mbs. (Upper Münders Fm.) and the German Wealden (Bückeberg Group). They show a shift from (semi-)arid conditions prevailing during the Katzberg Mb. and lower Serpulit Mb. to a more humid climate in the upper Serpulit Mb. and German Wealden.

1 Einleitung

Der zentrale Teil des Niedersächsischen Beckens umfasst eine bis zu 700 m mächtige Schichtenfolge aus bituminösen Tonsteinen. Diese kommen als potenzielle Erdöl- und Erdgasmuttergesteine, besonders für unkonventionelles Schiefergas, infrage. In der südlichen Randfazies treten kohleführende Sedimente auf, die noch bis in die 1960er-Jahre abgebaut wurden. Aufgrund der hohen wirtschaftlichen Nutzbarkeit des Deutschen Wealdens wurden bereits zur Mitte des 20. Jahrhunderts ausführliche mikropaläontologische und palynologische Untersuchungen durchgeführt (z. B. MARTIN 1940, 1961; WOLBURG 1949, 1959; DÖRING 1965; DÖRHÖFER 1977). Als Wealden-Fazies wurden ursprünglich nicht marine Sedimente Südenglands bezeichnet, dieser Begriff wird jedoch auch für gleichaltrige nicht marine Sedimente z. B. des Pariser Beckens sowie Nordwestdeutschlands verwendet. Sequenzstratigraphische Arbeiten stammen von SCHUDACK (1991) und STRAUSS et al. (1993), jedoch existiert bislang keine die gesamte Schichtenfolge des Berriasiums umfassende sequenzstratigraphische Gliederung. Die meistdiskutierten Probleme betreffen die biostratigraphische Zonierung des Deutschen Wealdens, die von ELSTNER & MUTTERLOSE (1996) zusammenfassend dargestellt und revidiert wurde. Weitere Probleme befassen sich mit der Korrelation der nordwestdeutschen Wealden-Fazies und dem Wealden von Südengland sowie mit der Positionierung der Jura/Kreide-Grenze (KEMPER 1973, MUTTERLOSE & BORNEMANN 2000, ERBACHER et al. 2014).

2 Paläogeographie

Mit dem Beginn des Oberjuras kam es infolge einer weltweiten Regression (Meeresspiegelrückgang) zur allmählichen Isolierung des Niedersächsischen Beckens. Infolgedessen führten steigende Salinitäten zur Ablagerung der evaporitischen Sequenzen der Münder-Formation im Jura/Kreide-Grenzbereich (z. B. KEMPER 1973). Das Berriasium West- und Mitteleuropas ist ebenfalls durch eine weitverbreitete Regression und eine damit verbundene Isolierung sedimentärer Becken gekennzeichnet. In Südengland, im Pariser Becken und in Nordwestdeutschland kam es zur Ablagerung der nicht marinen Wealden-Fazies unter brackisch-lakustrinen Bedingungen (Abb. 1).

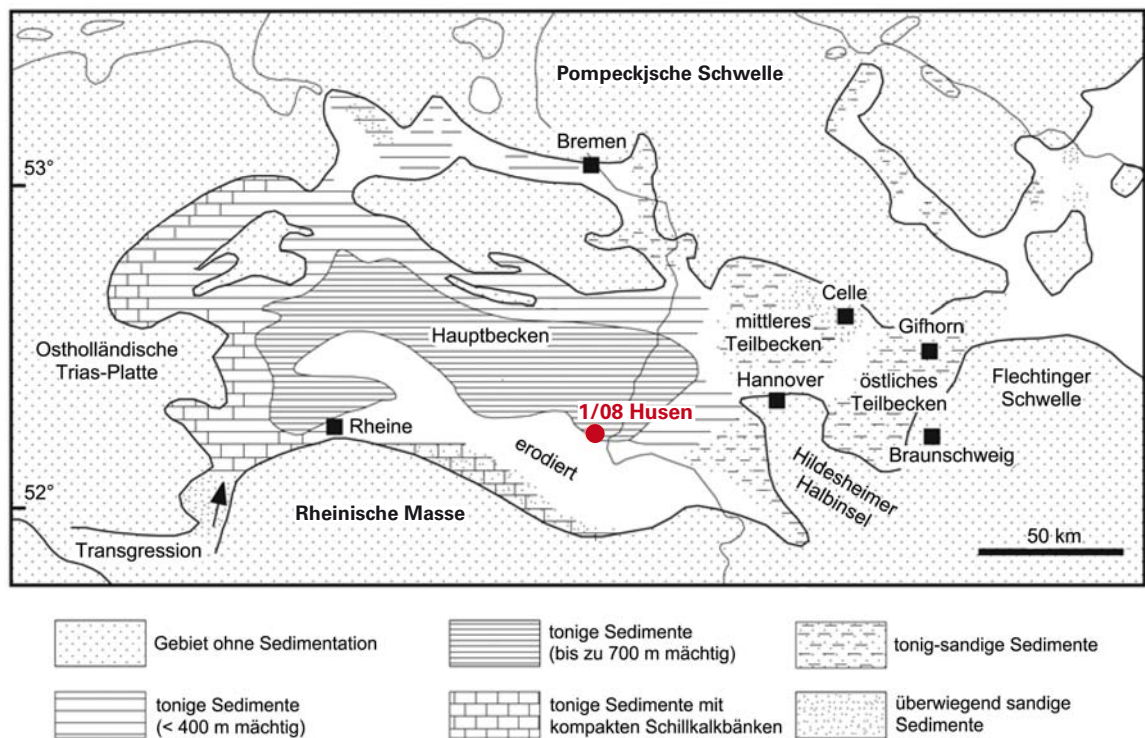
Während des Berriasiums war das Niedersächsische Becken weitestgehend von marinen Einflüssen abgeschnitten; kurzfristige marine Ingressionen sind jedoch durch das Auftreten von marinen Palynomorphen und Foraminiferen belegt (STRAUSS et al. 1993). Die Faziesverteilung erlaubt eine Unterteilung des Beckens in ein Hauptbecken, ein mittleres und ein östliches Teilbecken

Abb. 1:
Paläogeographische Karte des Berriasiums von NW-Europa
(MUTTERLOSE 1992 nach SCHOTT et al. 1967/69 und ZIEGLER 1982)



(SCHOTT et al. 1967/69; Abb. 2). Das Hauptbecken umfasst eine bis zu 700 m mächtige Schichtenfolge aus bituminösen Tonsteinen, in die besonders in den Randbereichen Muschel-Schilllagen eingeschaltet sind. Ferner treten im Süden Sandschüttungen der Rheinischen Masse und im Norden der Pompeckjschen Schwelle auf. Im mittleren Teilbecken erfolgt eine kontinuierliche Zunahme des Sandgehaltes gegen Osten, gleichzeitig treten Schilllagen zurück. Das östliche Teilbecken wird hauptsächlich durch grobklastische Sedimente dominiert. Zu Beginn des Valanginiums kam es durch eine Transgression zur Überflutung von Teilen der Pompeckjschen Schwelle und zur Rückkehr mariner Bedingungen im Niedersächsischen Becken (KEMPER 1971, MUTTERLOSE & BODIN & FÄHRNICH 2014).

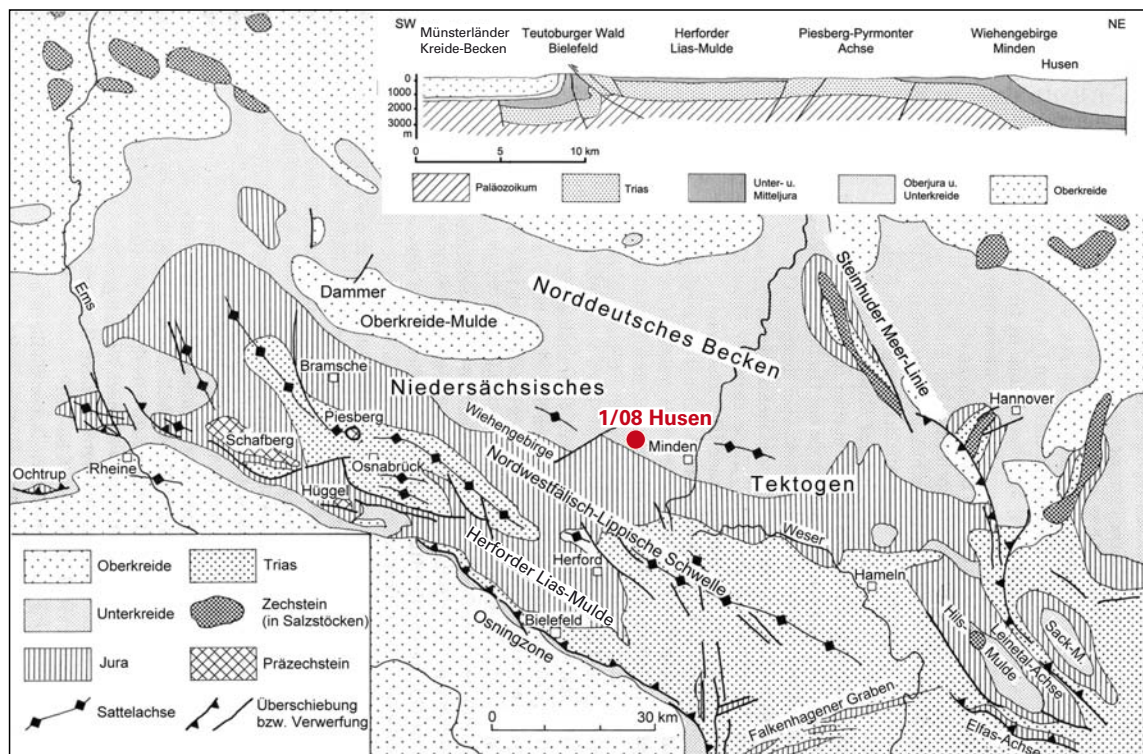
Abb. 2:
Paläogeographische Karte und Faziesverteilung im Berriasium von NW-Deutschland
 (nach ELSTNER & MUTTERLOSE 1996)



3 Geologisch-tektonischer Überblick

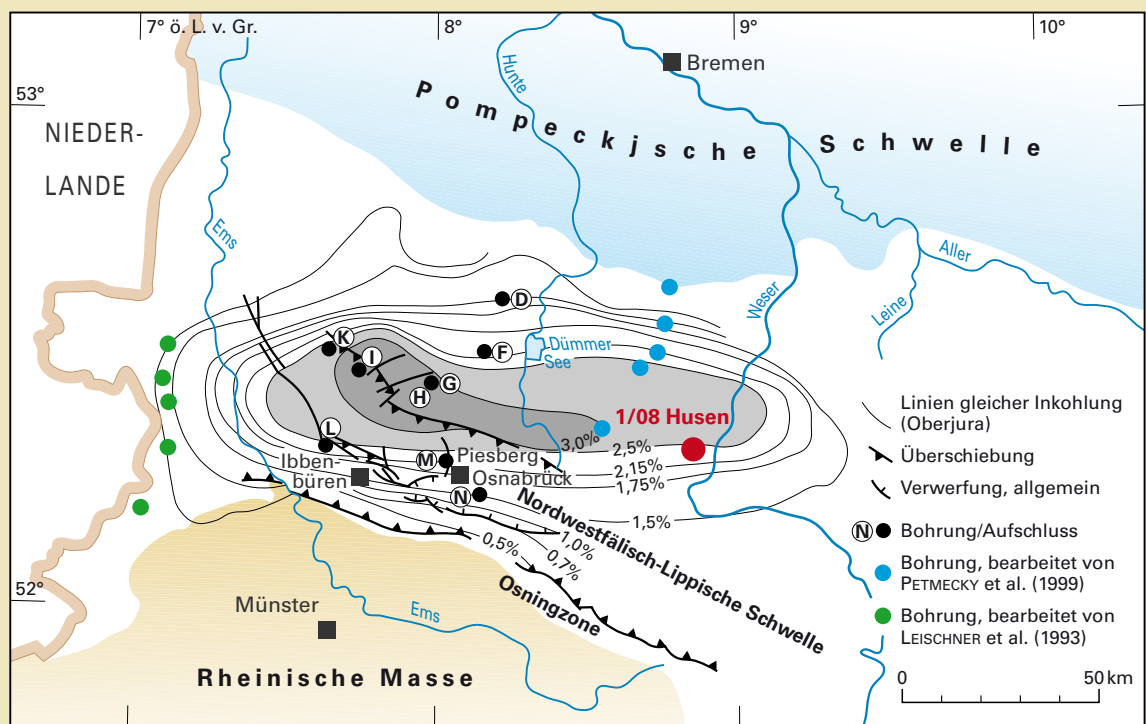
Die Kernbohrung 1/08 Husen befindet sich am Südrand des Niedersächsischen Beckens, nördlich des Wiehengebirges, im Ort Husen, etwa 15 km westlich von Minden. Das dominierende tektonische Element ist die Nordwestfälisch-Lippische Schwelle, die den hochliegenden südlichen Teil des Niedersächsischen Tektogens bildet (Abb. 3). Der Schwellenbereich ist heute durch den Ausstrich von Ablagerungen der Trias und des Juras gekennzeichnet. Die Südgrenze der Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle ist durch die Osningzone des Teutoburger Waldes bestimmt. Der nördliche Randwall wird durch die Weser- und Wiehengebirgsflexur aufgebaut, deren Höhenzüge durch Sedimente des Malm (Oberjura) gebildet werden. Im Norden schließt sich das Norddeutsche Becken an, das durch Sedimente der Unterkreide charakterisiert ist.

Abb. 3:
Abgedeckte Karte des Prä-Känozoikums des Niedersächsischen Tektogens
mit Lage der bearbeiteten Bohrung 1/08 Husen (roter Punkt)
(WALTER 1995, BOIGK 1968)



Die Ursache der Subsidenz des Niedersächsischen Beckens während des höheren Juras und der frühen Kreide ist im Zusammenhang mit der Krustendehnung im Nordseegrabensystem zu sehen (ZIEGLER 1990). Durch den Beginn der alpinen Orogenese und die Veränderung des regionalen Spannungsfeldes im Coniacium und Santonium (mittlere Oberkreide) wurden Teile des Niedersächsischen Beckens zur Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle herausgehoben, während gleichzeitig eine Subsidenz des Münsterländer Kreide-Beckens im Süden erfolgte. Mit dieser Inversion wird häufig die Intrusion von Magmenkörpern (Bramscher Massiv, Massive von Vlotho, Uchte und Loccum) in einer Tiefe von etwa 5 km unter der heutigen Oberfläche verknüpft. Mithilfe der Vitrit-Reflektion ließ sich eine ungewöhnlich hohe Maturität des organischen Materials im Gebiet um Bramsche nachweisen (z. B. TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R. 1951, BARTENSTEIN & TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R. 1971; Abb. 4). Vitrit ist eine der organischen Hauptkomponenten von Kohle und entsteht durch Umwandlung des zellulären Materials von Pflanzen. In jüngerer Zeit wird von einigen Autoren die hohe Inkohlung ausschließlich einer erhöhten Subsidenz und anschließender Inversion ohne Einwirkung von magmatischen Körpern zugeschrieben (z. B. SCHMITZ & WENZLOW 1990, BALDSCHUHN & KOCKEL 1994, SENGLAUB & LITKE & BRIX 2006).









Abb. 4:
Inkohlungskarte des Oberjuras anhand von Vitrit-Reflektion
 (SENGLAUB & LITKE & BRIX 2006, nach BARTENSTEIN & TEICHMÜLLER, R. & TEICHMÜLLER, M. 1971)



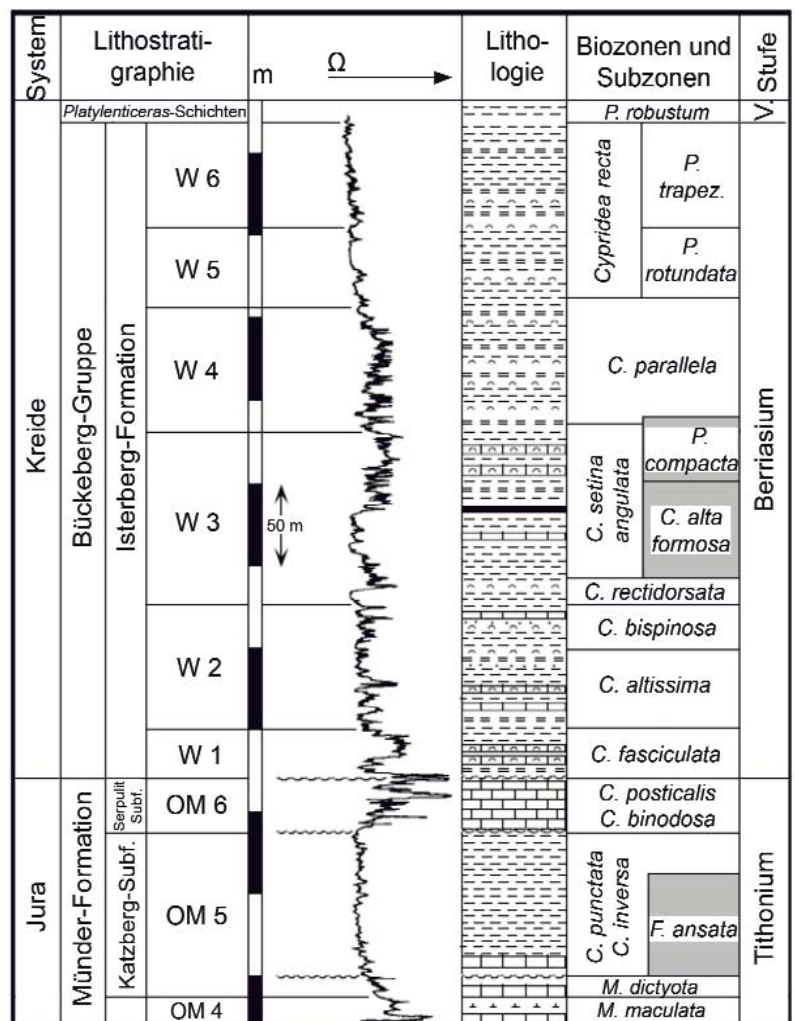
4 Stratigraphie

Zur Problematik der Positionierung der Jura/Kreide-Grenze wird an dieser Stelle auf weiterführende Literatur verwiesen (z. B. SCHOTT et al. 1967/69, ELSTNER & MUTTERLOSE 1996). Die Autoren dieses Artikels folgen der lithostratigraphischen Definition von ERBACHER et al. (2014), wonach die Jura/Kreide-Grenze am Top der Münder-Formation liegt. Demnach lassen sich die beiden lithostratigraphischen Einheiten der Katzberg-Subformation (Oberer Malm 5) und der Serpult-Subformation (Oberer Malm 6) in das Tithonium stellen (Abb. 5). Das Berriasium Nordwestdeutschlands umfasst die lithostratigraphische Einheit der Bückeberg-Gruppe, welche im Zentralteil des Niedersächsischen Beckens aus der Isterberg-Formation besteht und dem „Deutschen Wealden“ entspricht. Wealden ist dabei kein stratigraphischer Begriff, sondern bezeichnet eine Fazies. Die korrekte Sprachregelung von „berriaszeitlichen Sedimenten in Wealden-Fazies bzw. der Bückeberg-Gruppe“ wird im Folgenden etwas unpräziser, aber kürzer, durch den Begriff Wealden ersetzt. Die Schich-

Abb. 5 :
Litho- und Biostratigraphie
des Berriasiums von NW-
Deutschland (nach ELSTNER
& MUTTERLOSE 1996) mit
Reichweite der bearbeiteten
Bohrung 1/08 Husen

-  Tonstein
-  Tonstein, laminiert
-  Muschelschillagen
-  Kalkstein
-  Sandstein
-  Mergel
-  Kohle
-  Diskordanz

- C.: *Cypridea*
- F.: *Fabanella*
- M.: *Macrodentina*
- P.: *Pachycytherida*



1/08 Husen

tenfolge des Berriasiums lässt sich anhand von Süß- und Brackwasser-Ostrakoden der Gattung *Cypridea*, deren Erstauftreten im oberen Bereich der Münder-Formation liegt, in zehn Biozonen einteilen (WOLBURG 1949, 1959; KEMPER 1971, 1973; ELSTNER & MUTTERLOSE 1996). Das Erstauftreten der Ammonitengattung *Platylenticeras* markiert die Rückkehr zu vollmarinen Bedingungen an der Berriasium/Valanginium-Grenze (KEMPER 1971, MUTTERLOSE & BODIN & FÄHRICH 2014).

5 Material und Methoden

Die Kernbohrung KB 1/08 Husen wurde im Jahr 2008 im Ort Husen etwa 15 km westlich von Minden im Rahmen der integrierten geologischen Landesaufnahme des Geologischen Dienstes NRW (GD NRW) abgeteuft. Es wurde eine 88 m mächtige Beckenabfolge von Tonsteinen und Anhydriten aus dem Jura/Kreide-Grenzbereich angetroffen. Über den gesamten Profilabschnitt wurden für die vorliegende Arbeit für eine Palynofazies-Analyse und eine Rock-Eval-Pyrolyse 24 Proben sowie 44 Proben für $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Messungen entnommen. Die biostratigraphische Einstufung wurde von Dr. Martin Hiß vom GD NRW durchgeführt. Dazu wurden 18 Proben über die gesamte Mächtigkeit des Bohrkerns auf Ostrakoden der Gattung *Cypridea* hin untersucht.

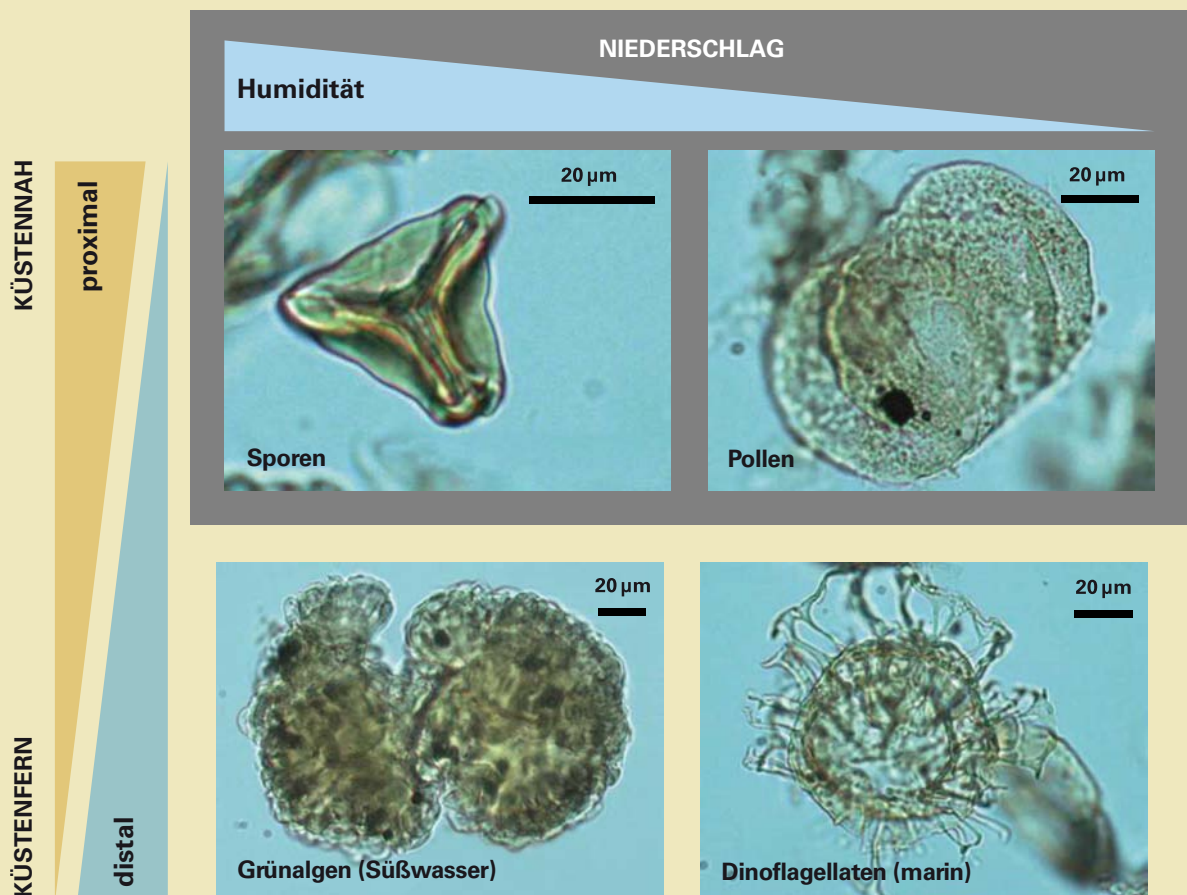
Die Palynofazies-Analyse ist nach TYSON (1995) die palynologische Studie der Ablagerungsbedingungen und des Kohlenwasserstoffpotenzials auf der Basis der Gesamtheit aller organischen Bestandteile (Palynomorphe, strukturierter und strukturloser Palynodebris) eines Gesteins. Palynologie bezeichnet die Untersuchung von rezenten sowie fossilen Palynomorphen (Pollen, Sporen, Dinoflagellaten und andere Algen). Bei der palynologischen Standardaufbereitung werden die organischen Komponenten mithilfe von Salzsäure (HCl) und Flusssäure (HF) aus dem Sedimentgestein herausgelöst (GRAY 1965, WOOD & GABRIEL & LAWSON 1996). Für die Analyse wurden je Probe mindestens 300 Partikel ausgezählt.

Die Gruppe der Palynomorphen lässt sich in terrestrische (z. B. Pollen und Sporen) und aquatische Palynomorphe (z. B. Dinoflagellatenzysten, Grünalgen) unterteilen. Sporen sind die asexuellen Fortpflanzungseinheiten von Moosen (gefäßlose Pflanzen) und samenlosen Gefäßpflanzen (z. B. Bärlappe, Farne) und können sich ohne Verschmelzung mit anderen Zellen zu einem neuen haploiden Organismus entwickeln. Pollen hingegen sind Teil der sexuellen Fortpflanzung bei Samenpflanzen (Nacktsamer, Bedecktsamer). Da die männlichen Geschlechtszellen der Sporenpflanzen einen Wasserfilm brauchen, um das weibliche Fortpflanzungsorgan zu erreichen, liefern Sporen im Allgemeinen ein Signal für ein humideres Klima. Die Bestäubung durch Pollen ist hingegen weniger vom Wasser abhängig, da sie häufig durch Wind oder Tiere (Insekten, Vögel) erfolgt. Dinoflagellaten sind sowohl photoautotrophe (Photosynthese betreibende) als auch heterotrophe (bei ihrer Ernährung auf die Zufuhr organischer Substanzen angewiesene) Einzeller

und bilden zusammen mit Diatomeen (Kieselalgen) und Coccolithophoriden den Hauptteil des rezenten Phytoplanktons. Das Auftreten von Dinoflagellatenzysten in Sedimenten des Wealdens lässt generell auf stärker marine Einflüsse schließen, jedoch können bestimmte Zysten auch nicht marinen Ursprungs sein (BATTEN & EATON 1980, BATTEN & LISTER 1988). Im Gegensatz dazu tritt die Grünalge *Botryococcus* hauptsächlich unter Süßwasserbedingungen auf (Abb. 6).

Die Gruppe des Palynodebris umfasst organische Partikel, die sich keinen Palynomorphen (organischen Mikrofossilien) zuordnen lassen. Strukturierter Palynodebris wurde in opake Hölzer, schwach transparente Hölzer und degradierte Pflanzenreste unterteilt. Die scharfkantigen opaken Hölzer wurden ferner nach ihrer Form in equidimensional und in lattenförmig unterschieden, da sie eine unterschiedliche Schwimmfähigkeit besitzen (GORIN & STEFFEN 1991, STROHMENGER & STRAUSS 1996). Zudem wurde die Größe und Sortierung der equidimensionalen opaken Hölzer bestimmt. Dazu wurden jeweils mindestens 50 Phytoklasten vermessen. Strukturloser Palynodebris ist hauptsächlich durch unregelmäßig geformte, schwarze bis braunschwarze amorphe organische Materie (AOM) repräsentiert.

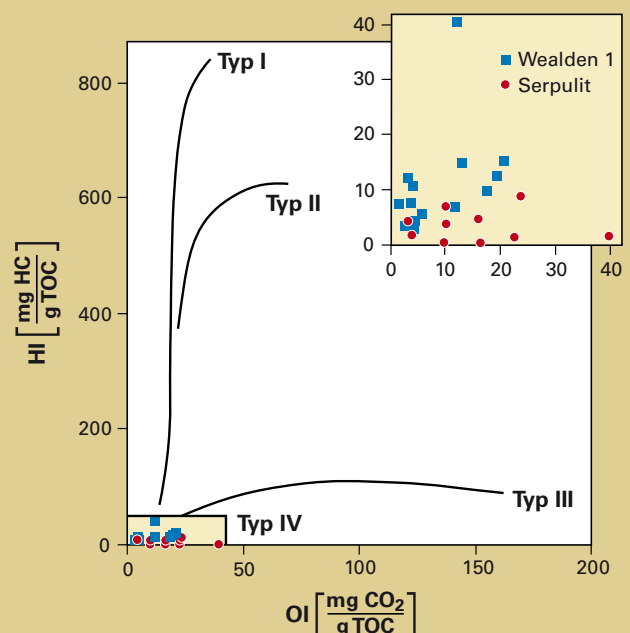
Abb. 6:
Palökologische Implikationen von verschiedenen Palynomorphen.



Neben der lichtmikroskopischen Untersuchung dient die Rock-Eval-Pyrolyse zur Charakterisierung von Kerogen in der unbehandelten Probe. Sie erlaubt die Bestimmung von Typ, Menge, Maturität und Kohlenwasserstoffpotenzial der organischen Materie in einer Probe (TISSOT et al. 1974, BARKER 1974, ESPITALIÉ et al. 1977, PETERS 1986) und wird weltweit zur Exploration von Kohlenwasserstoffen genutzt. Dazu wird eine kleine Menge (100 mg) des gemörserten Materials in einer inerten Atmosphäre (Helium oder Stickstoff) pyrolysiert. Dann werden die organischen Verbindungen, die während der thermo-chemischen Spaltung freigesetzt werden, registriert. Aus der grafischen Darstellung des Wasserstoff- (HI) gegen den Sauerstoff-Index (OI), die abhängig von der Struktur der organischen Moleküle sind, lassen sich vier Kerogen-Typen ableiten und der Einfluss der Maturität auf deren Zusammensetzung lässt sich beschreiben (TISSOT et al. 1974, HARWOOD 1977, BATTEN 1996; Abb. 7). Der Begriff Kerogen bezeichnet unlösliche organische Moleküle, welche durch Umwandlung von organischem Material während der Versenkung entstehen. Die Pyrolyse wurde an 24 Proben an einem Rock-Eval-6-Analysator im Labor der Faculté des Géosciences et de l'Environnement an der Universität von Lausanne durchgeführt.

Geochemische und röntgendiffraktometrische Analysen an 11 Proben aus dem gesamten Profilabschnitt wurden vom GD NRW durchgeführt. Die $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Messungen erfolgten in den Laboren des GeoZentrums Nordbayern der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Friedrich-Alexander Universität Erlangen-Nürnberg. Sie sind ein Maß für das Isotopenverhältnis der stabilen Isotope ^{13}C und ^{12}C zwischen einer Probe und einem Standard. Die Messwerte sind in der Einheit Promille [‰] relativ zum V-PDB-Standard (+1,95 ‰) angegeben. Die Reproduzierbarkeit der Messergebnisse ist durch wiederholte Messreihen mit Laborstandards und einer Standardabweichung (1σ) von $\pm 0,06$ ‰ gewährleistet.

Abb. 7:
Modifiziertes van-Krevelen-Diagramm
(nach TISSOT et. al. 1974)



6 Ergebnisse

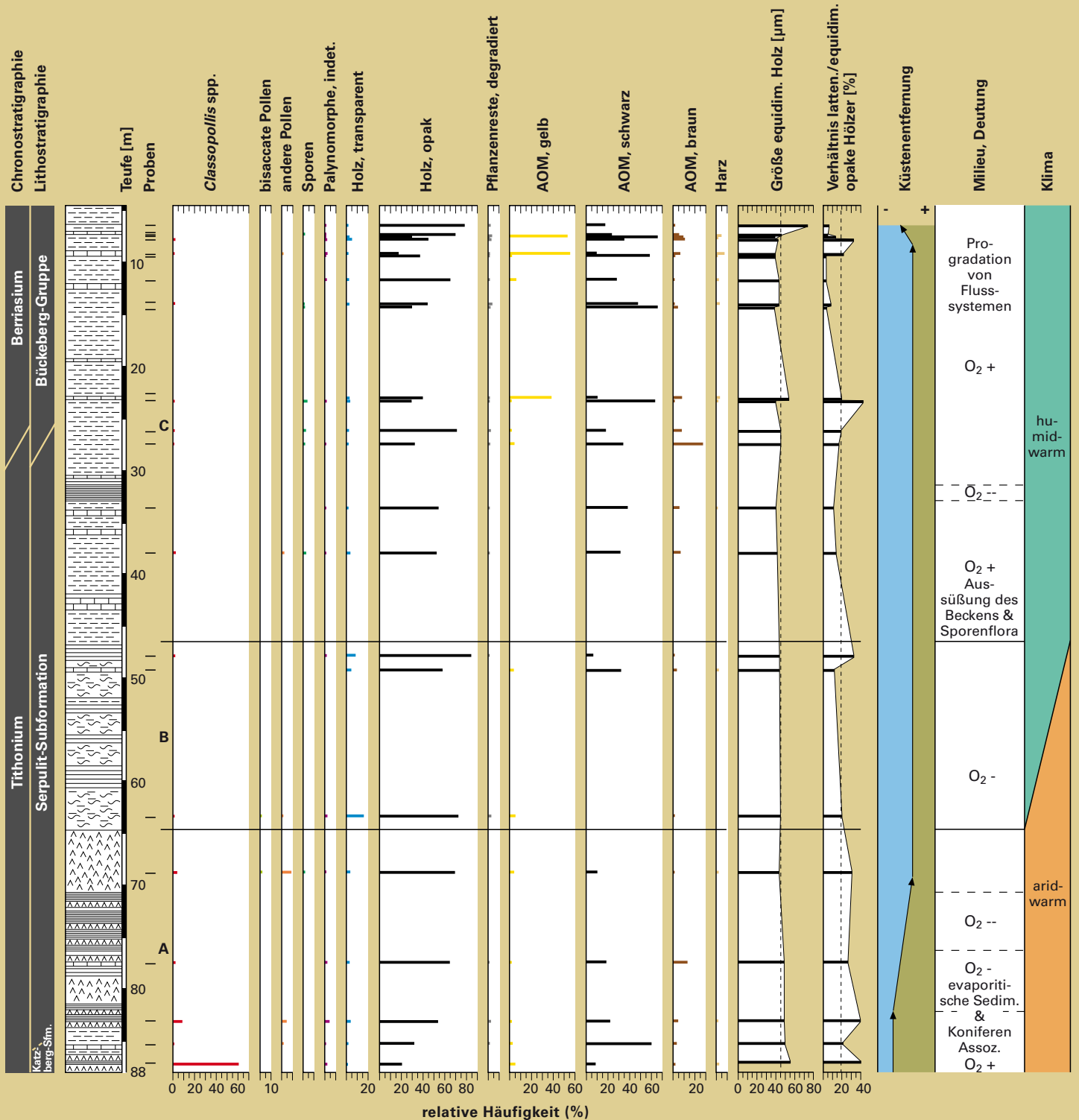
Anhand des biostratigraphischen Befundes lässt sich das Profil in drei verschiedene Biozonen gliedern. Eine Zuordnung des unteren Profilabschnitts (84,90 – 28,50 m) zur *Cypridea posticalis*- und *C. binodosa*-Zone der Serpulit-Subformation (OM 6) sowie der darüberliegenden (28,50 – 4,60 m) *C. fasciculata*-Zone des Wealdens 1 (W 1) ist möglich. Nach Hiss (schriftl. Mitt.) kann das Auftreten von wenigen Foraminiferen in der tiefsten Probe (86,30 – 86,20 m) mit dem bei KLINGLER & MALZ & MARTIN (1962) beschriebenen Auftreten umgelagerter Foraminiferen in der nächst tieferen Einheit Oberer Malm 5 (OM 5) korrelieren, jedoch fehlen die dort typischen Ostrakoden und Zonenfossilien. Damit könnte möglicherweise bereits die Basis der Serpulit-Subformation (OM 6) durchteuft und das Top der Katzberg-Subformation (OM 5; 88 – 84,90 m) erreicht worden sein.

Die Ergebnisse der lithologischen Kernaufnahme sind grafisch in Abbildung 8 dargestellt. Die Tonsteine dieser Beckenabfolge lassen sich relativ einheitlich drei Sedimenttypen zuordnen. In der Katzberg-Subformation (OM 5) und der unteren Serpulit-Subformation (OM 6) dominieren fossilfreie dunkelgraue Tonsteine (Typ I) in Wechselfolge mit Anhydrit. In der mittleren Serpulit-Subformation überwiegen graue Tonsteine mit Ostrakoden (Typ II). Obere Serpulit-Subformation und Wealden-Fazies sind hingegen durch graue Tonsteine mit eingeschalteten Lumachellen- und Ostrakodenlagen (Typ III) geprägt. Dünnbankige Lumachellen können vereinzelt aus Ostrakoden aufgebaut sein, in der Regel jedoch werden sie aus monospezifischen Anreicherungen von Bivalven der Gattung *Neomiodon* gebildet. Die etwa 1 cm großen Einzelklappen sind meist in konvex-oben Position eingeregelt, können jedoch auch senkrecht gegeneinander verkantet sein. In den Schalenlagen sind häufig Erosionshorizonte erkennbar. Aus dicht gepackten Schalenlagen gehen häufig durch karbonatische Zementation dünne Kalkbändchen und Kalkbänder hervor.

Die genauen Ergebnisse der Palynofazies-Analyse sind im Anhang A tabellarisch sowie in Abbildung 8 grafisch dargestellt. Der Großteil der organischen Materie besteht aus opaken Hölzern (bis 85 %) sowie strukturloser schwarzer AOM (bis 66 %). Es handelt sich dabei vermutlich sowohl um verkohlte Pflanzenreste terrestrischen Ursprungs als auch um verkohlte Algenreste. Eine genauere Identifikation wird jedoch aufgrund der hohen Maturität verhindert. Die mittlere Größe der equidimensionalen opaken Phytoklasten zeigt nur eine geringe Schwankung mit Werten zwischen 39 – 73 µm und verhält sich umgekehrt proportional zu deren Sortierung. Der Anteil an lattenförmigen opaken Hölzern zeigt eine proportionale Abhängigkeit von der Größe der Latten (Maximum 88 – 68,80 m) und nimmt von etwa 40 % an der Basis des Profils auf etwa 6 % am Top ab. Die Erhaltung der Palynomorphen ist besonders von der hohen thermischen Maturität negativ beeinflusst, zugunsten von dickwandigeren, widerstandsfähigeren Formen. Aquatische Palynomorphe werden aufgrund ihres geringeren Erhaltungspotenzials schneller zersetzt und konnten nicht beobachtet werden. Basierend auf dem Gesamtbild der organischen Bestandteile (Palynomorphe, strukturierter und strukturloser Palynodebris) wurden drei verschiedene Palynofazies-Zonen (A – C) unterschieden.

Abb. 8:

Lithologie, Palynofazies, palökologische Deutung der KB 1/08 Husen



Lithologie:

- | | | | |
|--|---|-----------------------------------|------------------------------------|
| dickbankige Lumachellenlagen | Typ II – Tonstein, (dunkel-)grau, mit Ostrakoden | Mergeltonstein, wenige Ostrakoden | Palynofazies-Proben |
| Typ III – Tonstein, (hell-)grau, dünne Lumachellenlagen | Typ I – Tonstein, dunkelgrau, ostrakodenfrei | Anhydrit | A – C Palynofazies-Zonen |
| | | | O ₂ Erläuterung s. Text |

Palynofazies A (88 – 64,70 m) umfasst die evaporitische Abfolge der Katzberg-Subformation und der unteren Serpulit-Subformation. Der Großteil der Palynomorphe sind *Classopollis* spp. (0 bis 65 %) und *?Araucariacites* sp. (0 – 9 %); ein Maximum findet sich an der Basis der Abfolge. Transparente Hölzer und schwarze AOM kommen nur sehr untergeordnet vor.

Palynofazies B (64,70 – 47 m) ist gekennzeichnet durch ein fast vollständiges Fehlen an Palynomorphen (< 5 %), wenig schwarze AOM (0 – 32 %) und einen erhöhten Anteil an transparenten Hölzern (3 – 14 %).

Palynofazies C (47 – 4,60 m) ist durch das akzessorische Auftreten von Sporen (< 3 %) und wechselnd hohe Anteile von opaken Hölzern und schwarzer AOM charakterisiert. Proben, welche viel Schalenmaterial aus Lumachellenkalken enthalten, haben einen hohen Anteil an gelber AOM. Ob es sich dabei um Reste von Algen, welche auf den Bivalven hafteten, oder um Artefakte von der Aufbereitung handelt, muss offengelassen werden.

Die Ergebnisse der geochemischen Analysen (Rock-Eval, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, Röntgendiffraktometrie) sind im Anhang B – D tabellarisch dargestellt. Die TOC-Gehalte liegen in der Serpulit-Subformation (84,90 – 28,50 m) zwischen 0,6 und 3,3 % und im Wealden 1 (28,50 – 4,60 m) zwischen 0,7 und 7,6 %. Die höchsten Werte finden sich am Top der Schichtenfolge. Die Menge an Kohlenwasserstoffen, die während der Pyrolyse freigesetzt wurden, ist insgesamt sehr gering (S1 und S2 < 1 mg HC/g). Die $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte variieren zwischen -25,44 ‰ (68,80 m) und -33,05 ‰ (30 m). Die evaporitische Abfolge der Katzberg-Subformation und der unteren Serpulit-Subformation ist durch relativ positive Isotopenwerte zwischen -5,44 ‰ und -30,75 ‰ gekennzeichnet. Anschließend erfolgt ein gleichmäßiger Abfall der Werte bis zum Top der Serpulit-Subformation (-33,05 ‰). Im Wealden 1 erfolgt dann wieder ein gleichmäßiger Anstieg der $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte bis auf -27,83 ‰.

7 Diskussion

Da in gut durchlüfteten Sedimenten durch Oxidation, biologische Aktivität und chemische Zersetzung pflanzliches Material schnell abgebaut wird, werden organikreiche Sedimente meist unter suboxischen bis anoxischen Bedingungen abgelagert. Das weitgehende Fehlen von Bioturbationen und das Vorhandensein von Pyrit in den zum Teil fein laminierten Sedimenten sind Hinweise darauf, dass die Ablagerung in sauerstoffarmen Bodenwässern erfolgte, in denen benthonische Lebewesen nicht vorkamen. Die hier nur vereinzelt und isoliert auftretenden Spurenfossilien der Gattung *Chondrites* werden nur in der anaeroben Zone im Sediment erzeugt (BROMLEY & EKDALE 1984). Die Zersetzung organischer Materie erfolgt unter diesen Bedingungen nicht durch Metazoen, sondern überwiegend durch anaerobe Bakterien. Durch die Sulfatreduktion entsteht giftiger Schwefelwasserstoff (H_2S), der mit Metallionen schwer wasserlösliche Metallsulfide wie Pyrit oder Markasit bildet. Die Pyritbildung ist somit ein bakteriell ausgelöster, frühdiagenetischer Prozess und hängt im Wesentlichen von der Verfügbarkeit von metabolisierbarem, organischem Material und reaktivem Eisen im Sediment sowie vom Sulfatgehalt im Porenwasser ab (BERNER 1984). Der

Schwefelgehalt ist im Wealden 1 mit 4,5 % für Süßwasser-Tonsteine ungewöhnlich hoch, da diese generell an Sulfaten verarmt sind (BERNER 1984). Er weist somit nicht nur auf sauerstoffarme Bedingungen, sondern auch auf sulfatreiches Porenwasser hin. Zechstein-Salze sowie die evaporitischen Sequenzen der Münder-Formation im Liegenden der Wealden-Fazies bildeten vermutlich während der Unterkreide eine ergiebige Sulfatquelle.

Einen Hinweis auf schwankende Sauerstoffversorgung im Bodenwasser liefert das lagenweise vorhandene Benthos. Das Auftreten der dünnen karbonatischen Lumachellenlagen, die aus monospezifischen Anreicherungen von Bivalven der Gattung *Neomiodon* bestehen, ist im gesamten Kern an das Vorhandensein von Ostrakoden gebunden (Typ III). Im Gegensatz dazu treten die ökologisch anspruchsloseren Ostrakodenfaunen oftmals auch alleine auf (Typ II). Vor allem in der unteren und mittleren Serpulit-Subformation dominieren dunkle, deutlich laminierte Tonsteine mit Ostrakoden, welche unter sauerstoffarmen Bedingungen abgelagert wurden. Innerhalb der evaporitischen Sequenz treten ebenso Tonsteinlagen auf, die durch ein vollständiges Fehlen von Ostrakoden gekennzeichnet sind und anoxische Ablagerungsbedingungen reflektieren (Typ I). In der Serpulit-Subformation erfolgt dann der Wechsel zu helleren Tonsteinen mit eingeschalteten Lumachellenlagen, die durch Tempestite, also sturmbedingte, dominant seewärtige Umlagerungen, gebildet wurden. Dass die Einzelklappen der Bivalven über die gesamte Schichtenfolge meist in konvex-oben Position eingeregelt sind und auch senkrecht gegeneinander verkantet sein können, weist auf zeitweilig hohe Wasserenergien und relative Flachwasserbedingungen hin.

Da makroskopisch kein Unterschied in der Korngröße der feinklastischen Sedimente (tonig, sehr schwach schluffig) festgestellt werden konnte, wurde versucht, mithilfe der Palynofazies-Analyse eine paläoklimatische Rekonstruktion zu schaffen wie auch Aufschluss über mögliche Meeresspiegelschwankungen zu erhalten (z. B. GORIN & STEFFEN 1991, STROHMENGER & STRAUSS 1996; Abb. 8). Palynofazies A ist durch hohe Konzentrationen von Pollen, insbesondere von *Classopollis* spp. (bis 65 %) und *Araucariacites* sp. (bis 4 %), charakterisiert. Diese mesozoischen Gymnospermen-Pollen der Familien Cheirolepidiaceae (†) und Araucariaceae treten häufig in fein- körnigen, marginal marinen Sedimenten auf und reflektieren die Anpassungsfähigkeit der Koniferen an ein warmes, saisonal arides bis semiarides Klima (VAKHRAMEEV 1970, 1981; FRANCIS 1983; ABBINK et al. 2001). Vertreter der Cheirolepidiaceae besitzen eine große morphologische Diversität und besetzen eine Vielzahl von Lebensräumen, besonders küstennahe (litorale) Biotope und erhöhte Positionen im Hinterland (BATTEN 1975, VAKHRAMEEV 1970), aber auch fluviatile Überflutungsebenen (PELZER 1988). Die Jura/Kreide-Grenze ist auf der gesamten Nordhemisphäre durch ein massenhaftes Vorkommen von *Classopollis torosus* gekennzeichnet (DÖRING 1966, HUGHES & MOODY-STUART 1967). Der starke Rückgang dieser Koniferen-Pollen an der Basis der Serpulit-Subformation kann nicht durch einen klimatischen Wechsel zu humideren Bedingungen erklärt werden, da weiterhin die Ausfällung von Evaporiten unter (semi-)ariden Bedingungen erfolgte. Stattdessen wird eine Zunahme in der Entfernung zum Festland vermutet. Der Wechsel zu stärker distalen Bedingungen wird durch die sukzessive Korngrößenabnahme der equidimensionalen und lattenförmigen Phytoklasten angezeigt. Die oberste Katzberg-Subformation ist somit durch eine Regression und die Ausbildung hypersalinerer Bedingungen gekennzeichnet. In der Serpulit-Subformation wurde dann wiederum ein Meeresspiegelhochstand erreicht (GRAMANN et al. 1997).

Der Übergang zu Palynofazies C geht mit einem lithologischen Wechsel von Mergeltonsteinen zu Tonsteinen einher. Der Anteil an terrestrischen Palynomorphen bleibt gegenüber Palynofazies B konstant, jedoch treten zum ersten Mal Sporen in nennenswertem Umfang auf (35 % gegenüber Pollen). Die identifizierten Sporengattungen (v. a. *Cicatricosisporites* sp., *Deltoidospora* sp.) spiegeln Vegetationen in (Überflutungs-)Ebenen, Sümpfen und Flusssystemen wider (ABBINK et al. 2004). In der oberen Serpultit-Subformation erfolgt somit der Übergang zum humiden, nicht marinen Ablagerungsraum der Wealden-Fazies und eine Aussüßung des Beckens mit einer erhöhten Entwässerung vom Festland. In der fluviatilen Peneplain kommt es zur Ablösung der bisher dominierenden Pollenflora durch eine arten- und individuenreiche Sporenflora (Farne, Palmfarne, Ginkgos). Gymnospermen-Assoziationen sind jedoch weiterhin, z. B. in Form von *Abietites*-Sümpfen, vertreten (PELZER 1988). Im Bereich der litoralen Fazies sind vermutlich auch Gymnospermen der Cheirolepidiaceae vertreten, worauf das Auftreten von windblütigen *Classopollis* spp. in der beckenwärtigen Position der KB Husen hinweist. Größe und Sortierung der Phytoklasten am Top von Palynofazies C deuten auf einen erneuten Anstieg von terrestrischem Eintrag hin und reflektieren vermutlich die Progradation eines anastomosierenden Flusssystems in das Becken.

Kohlenstoffisotopen-Verhältnisse können dazu genutzt werden, um zwischen marinem und terrestrischem organischem Material sowie zwischen verschiedenen Typen von Landpflanzenmaterial zu unterscheiden. Das Kohlenstoffisotopen-Verhältnis eines Kerogens hängt dabei sowohl von den Isotopenverhältnissen der biologischen Vorläufersubstanzen als auch von der Isotopenfraktionierung ab, die während der Bildung und Entwicklung des Kerogens stattfindet. Aufgrund der hohen Maturität der untersuchten Proben und der damit verbundenen hohen Paläotemperaturen ist es wichtig, bei der Interpretation der Daten die diagenetische Veränderung des Kohlenstoffisotopen-Verhältnisses zu beachten. Mit steigender Maturität und dem Beginn der Kohlenwasserstoffgeneration erhöht sich der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert. Dies ist durch den kinetischen Effekt bedingt, wodurch ^{12}C - ^{12}C -Bindungen leichter aufgebrochen werden können als ^{12}C - ^{13}C -Bindungen. Die ausgestoßenen Kohlenwasserstoffe sind dadurch isotopisch leichter und das verbliebene Kerogen wird somit mit steigender Maturität zunehmend schwerer (GALIMOV 1980). In der KB Husen ist das Verhältnis der organischen Kohlenstoffisotope dennoch an leichten ^{12}C -Isotopen mit einem durchschnittlichen Wert von $-29,7\text{‰}$ relativ angereichert. Dies kann entweder damit zusammenhängen, dass das aquatische Milieu einem sehr hohen Kohlendioxidpartialdruck ausgesetzt war oder dass ein mikrobieller Methan-Zyklus während der Ablagerung der Sedimente existierte. Die Deutung, dass anaerobe Bakterien eine wichtige Rolle bei der Degradation organischer Materie spielten, weist somit ebenfalls auf sauerstoffärmere Bedingungen während der Ablagerung hin.

Um eine Bewertung des Kohlenwasserstoffpotenzials durchzuführen, wurden sowohl der Gehalt des gesamten organischen Kohlenstoffs (TOC) als auch der Typ der organischen Materie mithilfe der Rock-Eval-Pyrolyse bestimmt. Alle Proben zeigen einen sehr geringen HI und einen geringen OI. Die drei Pfade in Abbildung 7 beschreiben jeweils den Einfluss der Maturität auf die Kerogenzusammensetzung. Die untersuchten Proben plotten in der linken unteren Ecke des Diagramms und besitzen damit eine hohe Maturität. Es handelt es sich um Typ-IV-Kerogene, die auch als „dead

carbon“ bezeichnet werden und die vermutlich aus wechselnden Anteilen von Typ-I/III-Kerogenen entstanden sind. RIPPEN et al. (2013) untersuchten drei Bohrungen im Wealden mit unterschiedlichen Maturitäten und stellten fest, dass bei einer hohen Maturität ($> 1,3 - 2\%$ Vitrinit-Reflektion) Typ-I-Kerogene, welche hauptsächlich aus Resten von *Botryococcus braunii* bestehen, zersetzt wurden und nicht mehr beobachtbar sind. Obwohl auch in der KB Husen kein lakustrines Algenmaterial (Typ I) identifiziert werden konnte, könnte eine Bildung von flüssigen Kohlenwasserstoffen aus ursprünglich vorhandenen Typ-I-Kerogenen im Öfenster erfolgt sein. Diese wurden jedoch während fortlaufender thermischer Degradation in gasförmige Kohlenwasserstoffe umgewandelt. Die geringen Werte des S1-Peaks ($< 0,1$ mg HC/g rock) zeigen an, dass möglicherweise dadurch entstandene gasförmige Kohlenwasserstoffe durch Migration verloren gegangen sind.

8 Zusammenfassung

Die Schichtenfolge der Kernbohrung 1/08 Husen ist durch organikreiche Tonsteine (TOC-Gehalt bis 8%) charakterisiert. In diese sind im unteren Teil (Münder-Formation) Anhydritlagen eingeschaltet. Stark negative $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte (durchschnittlich $-29,7\%$), der hohe Pyritgehalt sowie das artenarme Benthos werden als Indizien für sauerstoffarme Bedingungen während der Ablagerung gedeutet. Insbesondere die faunenarmen dunkelgrauen Tonsteine der unteren Schichtenfolge wurden unter anoxischen Bedingungen abgelagert, während hellere Tonsteine mit eingeschalteten Lumachellenlagen, die als Tempestitablagerungen gedeutet werden, auf eine Zunahme des Sauerstoffgehalts hinweisen. Ein Trans- und Regressionstrend wurde maßgeblich durch die Größe der terrigenen Phytoklasten sowie aus dem Verteilungsmuster der Palynomorphen rekonstruiert. Den Großteil der organischen Materie machen opake Phytoklasten sowie opake AOM aus. Palynomorphe zeigen eine sehr schlechte Erhaltung und aquatische Palynomorphe sind aufgrund der hohen Inkohlung (entsprechend einer Vitrinit-Reflektion von ca. $2,0\%$) zersetzt bzw. nicht mehr identifizierbar. Der Fazieswechsel an der Jura/Kreide-Grenze wird durch einen Florenwechsel von Koniferen-Gemeinschaften, die ein warmes, (semi-)arides Klima widerspiegeln, zu einer artenreichen Sporenflora unter humideren Bedingungen begleitet.

9 Danksagung

Unterstützung bei der palynologischen Probenaufbereitung und Interpretation der Daten erhielt ich von Steven Müller am Department of Geosciences der Universität Oslo. Zu besonderem Dank bin ich Prof. Dr. Jörg Mutterlose am Institut für Geologie, Mineralogie und Geophysik der Ruhr-Universität Bochum verpflichtet, der mich in allgemeinen und paläontologischen Fragen stets beraten hat. Für die Überlassung des Probenmaterials sei dem Geologischen Dienst NRW, Krefeld, insbesondere Dr. Martin Hiß und Dr. Bettina Dölling, herzlichst gedankt. Dr. Thierry Adatte (Rock-Eval; Universität Lausanne), Dr. Michael Joachimski ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$; Universität Erlangen) und Dr. Martin Hiß (Biostratigraphie; GD NRW) stellten dankenswerterweise Analysen zur Verfügung.

10 Literatur

- ABBINK, O. A.; TARAGONA, J.; BRINKHUIS, H.; VISSCHER, H. (2001): Late Jurassic to earliest Cretaceous palaeoclimatic evolution of the southern North Sea. – *Global and Planetary Change*, **30**: 231 – 256.
- ABBINK, O. A.; VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, J. H. A.; VISSCHER, H. (2004): A sporomorph eco-group model for the Northwest European Jurassic – Lower Cretaceous I: concepts and framework. – *Netherlands Journal of Geosciences*, **83** (1): 17 – 38.
- BALDSCHUHN, R.; KOCKEL, F. (1994): Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland. Abgedeckte geologische Karte der Unterkreidebasis: 4 S., 65 Kte.; Hannover (B.-Anst. Geowissenschaften u. Rohstoffe).
- BARKER, C. (1974): Pyrolysis techniques for source rock evaluation. – *Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **58**: 2349 – 2361.
- BARTENSTEIN, R.; TEICHMÜLLER, R.; TEICHMÜLLER, M. (1971): Die Umwandlung der organischen Substanz im Dach des Bramscher Massivs. – *Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf.*, **18**: 501 – 538.
- BATTEN, D. J. (1975): Wealden palaeoecology from the distribution of plant fossils. – *Proc. Geol. Ass.*, **85**: 433 – 458; London.
- BATTEN, D. J. (1996): Palynofacies and petroleum potential. – In: JANSONIUS J.; MCGREGOR D. C. [Hrsg.]: *Palynology: principles and applications*, Vol. 3: New directions, other applications and floral history. – American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 1065 – 1084, Dallas.
- BATTEN, D. J.; EATON, G. L. (1980): Dinoflagellates and salinity variations in the Wealden (Lower Cretaceous) of southern England. – Abstract, 5th International Palynological Conference: 32. S, Cambridge.
- BATTEN, D. J.; LISTER, J. K. (1988): Early Cretaceous dinoflagellate cysts and chlorococcalean algae from freshwater and low salinity palynofacies in the English Wealden. – *Cretaceous Research*, **9**: 337 – 367.
- BERNER, R. A. (1984): Sedimentary pyrite formation: an update. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**: 605 – 615.
- BOIGK, H. (1968): Gedanken zur Entwicklung des Niedersächsischen Tektogens. – *Geol. Jb.*, **85**: 861 – 900.
- BROMLEY, R.; EKDALE, (1984): Chondrites: a trace fossil indicator of anoxia in sediments. – *Science*, **224**: 872 – 874.
- DÖRHÖFER, G. (1977): Palynologie und Stratigraphie der Bückeberg-Formation (Berriasium – Valanginium) in der Hilsmulde (NW-Deutschland). – *Geol. Jb.*, **A 42**: 3 – 122.
- DÖRING, H. (1965): Die sporenpaläontologische Gliederung des Wealden in Westmecklenburg (Struktur Werle). – *Geologie, Beiheft* **47**: 1 – 118.
- DÖRING, H. (1966): Die sporenstratigraphische Gliederung der Unterkreide im nördlichen Mitteleuropa. – *Abh. zentr. geol. Inst.*, **H 5**: 64 – 77.
- ELSTNER, F.; MUTTERLOSE, J. (1996): The Lower Cretaceous (Berriasian and Valanginian) in NW Germany. – *Cretaceous Research*, **17**: 119 – 133.
- ERBACHER, J.; HISS, M.; LUPPOLD, F.; MUTTERLOSE, J. (2014): Bückeberg-Gruppe. – In: *LithoLex [Online-Datenbank]*. Hannover: BGR. Zuletzt aktualisiert 24.11.2014.
- ESPITALIÉ, J.; LAPORTE, J. L.; MADEC, M.; MARQUIS, F.; LEPLAT, P.; PAULET, J. (1977): Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. – *Rev. Inst. Fr. Petr.*, **32**: 23 – 45.

- FRANCIS, J. E. (1983): The dominant conifer of the Jurassic Purbeck Formation, England. – *Paleontology*, **26**: 277 – 294.
- GALIMOV, E. M. (1980): C13/C12 in kerogen. – In: DURAND, B. [Hrsg.]: *Kerogen, Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rocks*. – Editions Technip.: 271 – 300; Paris.
- GORIN, G. E.; STEFFEN, D. (1991): Organic facies as a tool for recording eustatic variations in marine fine-grained carbonates – example of the Berriasian stratotype at Berrias (Ardèche, SE France). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **85**: 303 – 320.
- GRAMANN, F.; HEUNISCH, C.; KLASSEN, H.; KOCKEL, F.; DULCE, G.; HARMS, F.-J.; KATSCHOREK, T.; MÖNNIG, E.; SCHUDACK, M.; SCHUDACK, U.; THIES, D.; WEISS, M.; HINZE, C., (1997): Das Niedersächsische Oberjura-Becken – Ergebnisse interdisziplinärer Zusammenarbeit. – *Z. dt. geol. Ges.*, **148**: 165 – 236.
- GRAY, J. (1965): Techniques in palynology: extraction techniques. – In: KUMMEL, B.; RAUP D. [Hrsg.]: *Handbook of Paleontological Techniques*: 530 – 587; San Francisco (W. H. Freeman and Company).
- HARWOOD, R. J. (1977): Oil and gas generation by laboratory pyrolysis of kerogen. – *Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **61**: 2082 – 2102.
- HUGHES, N. F.; MOODY-STUART, J. C. (1967): Palynological Facies and Correlation in the English Wealden. – *Rev. Palaeobotan. Palynol.*, **1**: 68 – 259.
- KEMPER, E. (1971): Zur Abgrenzung und Unterteilung des Valanginiums (“Valendis”). – *Newsl. Stratigr.*, **1** (4): 45 – 58; Leiden.
- KEMPER, E. (1973): Das Berrias (tiefe Unterkreide) in NW-Deutschland. – *Geol. Jb.*, **A 9**: 47 – 67.
- KLINGLER, W.; MALZ, H.; MARTIN, G. P. R. (1962): Malm NW-Deutschlands. – In: *Arbeitskreis deutscher Mikropaläontologen [Hrsg.]: Leitfossilien der Mikropaläontologie*: 159 – 190; Berlin (Bornträger).
- MARTIN, G. P. R. (1940): Ostracoden des norddeutschen Purbeck und Wealden. – *Senckenbergiana*, **22**: 275 – 361.
- MARTIN, G. P. R. (1961): Eine marine Mikrofauna im Wealden von Emlichheim (Emsland, NW-Deutschland). – *Palaeontographica, Abt. A*, **116** (5/6): 105 – 121.
- MUTTERLOSE, J. (1992): Migration and evolution patterns of floras and faunas in marine Early Cretaceous sediments of NW Europe. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **94**: 261 – 282.
- MUTTERLOSE, J.; BORNEMANN, A. (2000): Distribution and facies patterns of Lower Cretaceous sediments in northern Germany: a review. – *Cretaceous Research*, **21**: 733 – 759.
- MUTTERLOSE, J.; BODIN, S.; FÄHNRIK, L. (2014): Strontium-isotope stratigraphy of the Early Cretaceous (Valanginian-Barremian): Implications for Boreal-Tethys correlation and paleoclimate. – *Cretaceous Research*, **50**: 252 – 263.
- PELZER (1988): Sedimentologie und Palynologie der Wealden-Fazies im Hannoverschen Bergland. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **207**: 1 – 211.
- PETERS, K. E. (1986): Guidelines for evaluating petroleum source rocks using programmed pyrolysis. – *AAPG Bull.*, **70** (3): 318 – 329.
- RIPPEN, D.; LITKE, R.; BRUNS, B.; MAHLSTEDT, N. (2013): Organic geochemistry and petrography of Lower Cretaceous Wealden black shales of the Lower Saxony Basin: The transition from lacustrine oil shales to gas shales. – *Organic Geochemistry*, **63**: 18 – 36.

- SENGLAUB, Y.; LITCKE, R.; BRIX, M. R. (2006): Numerical modelling of burial and temperature history as an approach for an alternative interpretation of the Bramsche anomaly, Lower Saxony Basin. – *Intern. J. Earth Sci.*, **95** (2): 204 – 224.
- SCHMITZ, U., WENZLOW, B. (1990): Maturity Anomalies of the Western Lower Saxony Basin in their Regional Context. – *Zentralbl. Geol. u. Paläont.*, **1** (8), 1091 – 1103; Stuttgart.
- SCHOTT W.; JARITZ, W.; KOCKEL, F.; SAMES, C. W.; STACKELBERG, V. VON; STETS J.; STOPPEL, D.; BALDSCHUHN, R.; KRAMKE, K. D. (1967/69): Paläogeographischer Atlas der Unterkreide von Nordwestdeutschland mit einer Übersichtsdarstellung des nördlichen Mitteleuropa: 306 KT; Hannover (B.-Anst. Bodenforsch.).
- SCHUDACK, M. E. (1991): Eine Charophyten-Biozonierung für den Zeitraum Oberjura bis Berriasium in Westeuropa und ihr Vergleich mit Sequenzstratigraphie und eustatischer Meeresspiegelkurve. – *Berliner geowiss. Abh.*, **A 134**: 311 – 332.
- STRAUSS, C., ELSTNER, F.; JAN DU CHENE, R.; MUTTERLOSE, J.; REISER, H.; BRANDT, K. H (1993): New micropaleontological and palynological evidence on the stratigraphic position of the “German Wealden” in NW-Germany. – *Zitteliana*, **20**: 389 – 401.
- STROHMENGER, C.; STRAUSS, C. (1996): Sedimentology and palynofacies of the Zechstein 2 Carbonate (Upper Permian, Northwest Germany): implications for sequence stratigraphic subdivision. – *Sedimentary Geology*, **102**: 55 – 77.
- TEICHMÜLLER, M.; TEICHMÜLLER, R. (1951): Inkohlungsfragen im Osnabrücker Raum. – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.*, **1951** (3): 69 – 85.
- TISSOT, B. P.; DURAND, B.; ESPITALIÉ, J.; COMPAZ, A. (1974): Influence of nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum. – *AAPG Bull.*, **58**: 1469 – 1486.
- TYSON, R. V. (1995): *Sedimentary organic matter: organic facies and plynofacies*: 615 S; London (Chapman & Hall).
- VAKHRAMEEV, V. A. (1970): Range and paleoecology of Mesozoic conifers, the Cheirolepidiaceae. – *Paleontological Journal*, **4**: 12 – 25.
- VAKHRAMEEV, V. A. (1981): Pollen Classopollis: indicator of Jurassic and Cretaceous climates. – *The Paleobotanist*, **28 – 29**: 301 – 307.
- WALTER, R. (1995): *Geologie von Mitteleuropa*, 6. Aufl. – 511 S.; Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- WOLBURG, J. (1949): Ergebnisse der Biostratigraphie nach Ostracoden im nordwestdeutschen Wealden. – In: BENTZ, A. [Hrsg.]: *Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland*: 349 – 360; Hannover, Celle (Amt Bodenforsch.).
- WOLBURG, J. (1959): Die Cyprideen des NW-deutschen Wealden. – *Senckenbergiana Lethaea*, **40**: 31 – 223.
- WOOD, G. D.; GABRIEL, A. M.; LAWSON, J. C. (1996): Palynological techniques – processing and microscopy. – In: JANSONIUS, J.; MCGREGOR, D. C. [Hrsg.]: *Palynology: principles and applications*, Vol. 1: Principles: 29 – 50; Dallas (American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation).
- ZIEGLER, P. A. (1982): *Geological atlas of western and central Europe*. – 130 S.; Amsterdam (Elsevier).
- ZIEGLER, P. A. (1990): *Geological atlas of western and central Europe*. – 239 S.; The Hague (Shell International Petroleum).

Anlage A: Palynofazies-Daten der KB 1/08 Husen

Teufe [m]	6,40	7,30	7,45	7,52	7,80	9,12	9,40	11,65	14,00	14,30	23,10	23,35
<i>Classopollis</i> spp.	0	1	1	0	5	4	1	2	3	1	0	3
bisaccate Pollen	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
andere Pollen	0	0	0	0	0	2	0	0	1	0	0	1
Sporen	1	2	0	1	1	1	1	0	1	2	0	10
Palynomorphe, indet.	2	1	0	1	3	3	2	1	0	0	0	2
Holz, transparent	3	0	0	6	13	4	0	3	6	0	6	9
Holz, opak, gesamt	272	243	64	66	140	48	120	228	136	108	120	105
Holz, opak, lattenförmig	16	12	4	8	45	10	3	6	12	4	24	45
Pflanzenreste, degradiert	5	0	7	2	8	2	2	2	10	5	2	2
AOM, gelb	0	0	114	0	3	153	4	17	0	0	115	3
AOM, schwarz	60	81	25	202	110	26	189	96	147	245	30	234
AOM, braun	6	19	0	28	31	17	5	3	3	13	23	4
Harz	0	0	8	1	0	18	1	3	6	0	9	1
Größe equidim. Holz	73	46	39	40	42	39	39	43	44	38	53	40

Fortsetzung

Teufe [m]	26,20	27,50	33,65	38,00	47,90	49,30	63,40	68,80	77,50	83,15	85,35	87,25
<i>Classopollis</i> spp.	4	4	1	7	7	1	4	11	6	34	3	222
bisaccate Pollen	0	0	0	2	0	0	4	3	1	3	0	1
andere Pollen	0	0	0	4	0	0	4	27	1	18	2	0
Sporen	4	2	0	7	0	0	0	3	0	0	0	1
Palynomorphe, indet.	0	1	1	2	2	0	5	1	5	14	1	6
Holz, transparent	3	3	3	8	30	12	50	9	8	12	4	2
Holz, opak, gesamt	240	102	189	164	366	198	240	213	225	231	110	74
Holz, opak, lattenförmig	48	18	21	22	120	24	48	66	58	90	22	30
Pflanzenreste, degradiert	5	3	2	3	2	0	7	0	1	5	2	0
AOM, gelb	2	12	3	2	0	11	14	10	2	3	8	15
AOM, schwarz	60	105	132	98	23	111	0	30	63	91	210	30
AOM, braun	24	84	19	19	3	7	3	2	42	18	12	6
Harz	0	0	1	0	0	4	2	4	0	3	0	8
Größe equidim. Holz	45	45	40	41	44	43	45	43	49	49	50	55

Anlage B: Rock-Eval-Daten der KB 1/08 Husen

Probe [m]	PC [%]	RC [%]	TOC [%]	MINC [%]	HI [$\frac{\text{mg HC}}{\text{g TOC}}$]	OI [$\frac{\text{mg CO}_2}{\text{g TOC}}$]	Tmax [°C]	S1 [mg HC/g]	S2 [mg HC/g]	S3 [mg CO ₂ /g]
6,4	0,09	7,58	7,66	0,55	12	3	580	0,02	0,92	0,27
7,3	0,03	4	4,03	0,75	7	4	481	0,01	0,3	0,16
7,45	0,02	1,09	1,11	8,83	13	19	467	0,01	0,14	0,22
7,52	0,04	3,76	3,8	3,28	11	4	481	0,01	0,41	0,15
7,8	0,03	1,85	1,88	3,62	15	13	603	0,02	0,28	0,25
9,12	0,01	0,68	0,69	5,62	15	21	463	0,01	0,11	0,14
9,4	0,02	2,88	2,9	1,08	7	2	482	0,01	0,21	0,05
11,65	0,02	1,08	1,09	4,53	10	18	462	0,01	0,11	0,19
14	0,01	2,92	2,94	0,81	4	4	484	0,01	0,13	0,12
14,3	0,01	1,02	1,03	10,5	7	12	298	0,01	0,07	0,12
23,1	0,04	1,03	1,08	6,23	41	12	327	0,04	0,44	0,13
23,35	0,01	2,25	2,26	2,38	3	3	482	0,01	0,07	0,07
26,2	0,02	2,32	2,34	0,81	5	6	354	0,03	0,13	0,13
27,5	0,01	3,22	3,23	0,88	3	4	482	0,03	0,09	0,13
33,65	0,02	3,25	3,27	1,65	4	4	355	0,03	0,14	0,11
38	0,01	1,03	1,04	1,25	7	10	344	0,02	0,07	0,11
47,9	0,01	0,87	0,88	3,26	5	16	345	0,01	0,04	0,14
49,3	0,01	2,44	2,45	0,52	2	4	484	0,06	0,04	0,1
63,4	0,01	0,61	0,62	7,51	2	40	339	0,01	0,01	0,25
64,8	0,01	1,3	1,31	6,19	2	22	532	0	0,02	0,29
77,5	0,01	1,86	1,86	3,2	1	10	334	0,01	0,01	0,18
83,15	0,02	0,94	0,96	2,86	9	24	369	0,04	0,09	0,23
85,35	0,02	1,67	1,69	0,59	4	10	357	0,06	0,06	0,17
87,25	0,01	2,05	2,06	4,91	1	16	513	0,01	0,01	0,34

Anlage C: $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Daten der KB 1/08 Husen

Teufe [m]	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ [‰] V-PDB	Teufe [m]	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ [‰] V-PDB
6,40	-27,83	46,00	-29,29
6,90	-30	48,00	-28,53
7,45	-30,97	50,00	-29,02
9,12	-28,83	52,00	-30,08
9,40	-31,06	54,00	-30,23
11,65	-30,11	56,00	-29,8
14,00	-31,86	58,00	-28,36
16,00	-30,72	60,00	-29,46
18,00	-31,18	62,00	-28,24
20,00	-29,99	63,40	27,66
22,00	-31,16	66,00	-27,34
23,35	-31,75	68,80	-25,44
26,20	-32,04	70,00	-27,45
27,50	-32,7	72,00	-29,24
30,00	-33,05	74,00	-28,06
32,00	-32,24	76,00	-29,19
33,65	-31,74	77,50	-29,64
36,00	-26,5	80,00	-27,83
38,00	-30,56	82,00	-28,85
40,00	-30,03	83,15	-28,25
42,00	-30,38	85,35	-30,75
44,00	-31,46	87,25	-27,81

Anlage D: Geochemische und röntgendiffraktometrische Analysen zur KB 1/08 Husen

Probe-Nr.	Archiv-Nr.	Entnahme-Tiefe von – bis m	Rohdichte ROH g/cm ³	Reindichte REIN g/cm ³	CHN-Elementaranalyse, C _{org} berechnet				CO ₃ - Bestimmung %	CaCO ₃ %	CaMg(CO ₃) ₂ , berechnet %
					C	H %	N %	C _{org}			
001	Gü17928010	45,65 – 45,75	2,486	2,869	5,59	0,36	0,07	0,2	26,84	24,1	19,0
002	Gü17928011	8,4 – 8,5	2,296	3,002	4,68	0,48	0,10	1,6	15,56	22,9	2,8
003	Gü17928012	21,4 – 21,5	2,466	2,992	4,79	0,50	0,15	2,2	12,73	13,6	7,0
004	Gü17928013	31,5 – 31,6	2,326	3,151	3,08	0,69	0,19	2,5	2,83	2,5	2,1
005	Gü17928014	37,4 – 37,5	2,004	2,947	7,34	0,31	0,04	1,4	29,84	45,8	3,6
006	Gü17928015	50,4 – 50,5	2,309	3,114	4,57	0,52	0,13	2,5	10,31	6,9	9,5
007	Gü17928016	62,6 – 62,7	1,967	2,918	5,86	0,39	0,07	1,9	19,71	29,9	2,8
008	Gü17928017	77,8 – 77,9	2,308	2,921	4,42	0,36	0,11	1,6	14,17	16,4	6,6
009	Gü17928018	85,3 – 85,4	2,387	2,869	3,26	0,39	0,08	1,6	8,20	8,2	4,9
010	Gü17928019	65,6 – 65,7	2,245	2,341	0,17	2,19	< 0,01	< 0,1	0,87		
011	Gü17928020	86,7 – 86,8	2,263	2,342	0,78	2,13	< 0,01	< 0,1	3,55	5,9	

Fortsetzung 1

Probe-Nr.	Archiv-Nr.	Entnahme-Tiefe von – bis m	Hauptminerale > 20%	Röntgendiffraktometrie Nebenminerale > 2% < 20%	Spurenminerale	ICP-Elemente im HF/HNO ₃ Totalaufschluss	
						Li	Be
001	Gü17928010	45,65 – 45,75	Calcit, Quarz	Dolomit, Pyrit, Glimmer	Feldspat	57,4	1,90
002	Gü17928011	8,4 – 8,5	Quarz, Calcit	Dolomit, Pyrit	Glimmer, Kaolinit, Feldspat	252,0	1,75
003	Gü17928012	21,4 – 21,5	Quarz	Calcit, Dolomit, Glimmer, Pyrit	Feldspat, Gips	209,0	2,27
004	Gü17928013	31,5 – 31,6	Quarz	Calcit, Dolomit, Pyrit, Feldspat	Glimmer, Gips	267,0	2,93
005	Gü17928014	37,4 – 37,5	Calcit	Quarz, Dolomit, Pyrit	Glimmer, Feldspat, Gips, Chlorit	87,7	1,39
006	Gü17928015	50,4 – 50,5	Quarz	Dolomit, Calcit, Feldspat, Pyrit, Glimmer	Gips	98,8	2,39
007	Gü17928016	62,6 – 62,7	Calcit, Quarz	Dolomit, Pyrit, Feldspat	Glimmer, Gips	125,0	1,58
008	Gü17928017	77,8 – 77,9	Quarz, Feldspat	Pyrit, Calcit, Dolomit	Gips, Glimmer	102,0	2,05
009	Gü17928018	85,3 – 85,4	Quarz, Feldspat	Pyrit, Calcit, Dolomit	Glimmer, Gips	126,0	2,49
010	Gü17928019	65,6 – 65,7	Gips	keine	Quarz, fragl. Stronalsit, Anhydrit	6,1	< 0,16
011	Gü17928020	86,7 – 86,8	Gips	Calcit, Anhydrit	Quarz, fragl. Stronalsit	6,1	< 0,16

Fortsetzung 2

Probe-Nr.	Archiv-Nr.	Entnahme-Tiefe von – bis m	ICP-Elemente im HF/HNO ₃ Totalaufschluss										
			Na	Mg	Al	P	S	K	Ca	Ti	V	Cr	Mn
001	Gü17928010	45,65 – 45,75	5630	23400,0	61800	804	36000	18400	147000,0	2570	85,2	62,1	1130,0
002	Gü17928011	8,4 – 8,5	3670	8240,0	71400	1680	46700	18100	99700,0	3040	97,8	69,3	960,0
003	Gü17928012	21,4 – 21,5	5590	10900,0	81300	631	45100	21600	71900,0	3570	119,0	81,5	618,0
004	Gü17928013	31,5 – 31,6	7390	9110,0	105000	385	66900	26300	16300,0	4200	156,0	107,0	400,0
005	Gü17928014	37,4 – 37,5	3760	9410,0	44000	451	45100	13900	191000,0	1830	71,1	46,8	995,0
006	Gü17928015	50,4 – 50,5	8140	13800,0	93000	288	43200	26200	53700,0	3390	131,0	91,7	694,0
007	Gü17928016	62,6 – 62,7	7070	8990,0	65900	311	49000	18100	131000,0	2710	98,0	66,0	722,0
008	Gü17928017	77,8 – 77,9	10800	9750,0	80000	384	52400	22400	87400,0	3160	116,0	80,0	860,0
009	Gü17928018	85,3 – 85,4	12500	11800,0	94800	556	63700	25400	46100,0	3760	141,0	95,5	533,0
010	Gü17928019	65,6 – 65,7	135	1030,0	439	18	173000	244	231000,0	20	< 2,5	< 1,3	21,0
011	Gü17928020	86,7 – 86,8	736	331,0	1810	30	173000	470	237000,0	67	2,7	2,0	53,5

Fortsetzung 3

Probe-Nr.	Archiv-Nr.	Entnahme-Tiefe von – bis m	ICP-Elemente im HF/HNO ₃ Totalaufschluss										CD-HF	PB-HF
			Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Sr	Cd	Ba	Pb	Cd	Pb
			mg/kg										mg/kg	
001	Gü17928010	45,65 – 45,75	32600,0	14,1	43,1	25,4	22,2	13	276	< 0,40	156	< 10	< 0,10	
002	Gü17928011	8,4 – 8,5	45100,0	20,5	51,1	28,5	24,0	21	261	< 0,40	197	21	< 0,10	
003	Gü17928012	21,4 – 21,5	42400,0	18,9	46,4	13,3	12,9	15	296	< 0,40	210	< 10	< 0,03	
004	Gü17928013	31,5 – 31,6	58800,0	22,5	66,1	39,2	12,6	22	177	< 0,40	235	30	< 0,03	
005	Gü17928014	37,4 – 37,5	39000,0	10,8	33,8	20,5	15,1	< 10	314	< 0,40	130	13	< 0,03	
006	Gü17928015	50,4 – 50,5	36500,0	16,5	51,5	31,1	17,6	15	234	< 0,40	261	13	< 0,03	
007	Gü17928016	62,6 – 62,7	38000,0	13,9	41,1	24,9	11,8	< 10	307	< 0,40	231	10	< 0,03	
008	Gü17928017	77,8 – 77,9	38900,0	19,2	50,1	30,0	15,5	16	253	< 0,40	186	14	< 0,03	
009	Gü17928018	85,3 – 85,4	45500,0	19,5	57,2	31,8	16,7	24	136	< 0,40	198	15	< 0,03	
010	Gü17928019	65,6 – 65,7	388,0	< 0,5	< 0,4	< 6,3	3,6	< 4	910	< 0,40	10	< 1	< 0,03	< 0,4
011	Gü17928020	86,7 – 86,8	1190,0	< 1,5	1,5	< 6,3	2,6	< 4	1350	< 0,40	9	< 1	< 0,03	< 0,4

Fortsetzung 4

Probe-Nr.	Archiv-Nr.	Entnahme-Tiefe von – bis m	berechnete Oxide aus der Elementanalytik												
			Li ₂ O	BeO	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	SO ₃	K ₂ O	CaO	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	
			mg/kg			%			mg/kg			%		mg/kg	
001	Gü17928010	45,65 – 45,75	123,5	5,3	0,8	3,9	11,7	1842,3	89895,6	2,2	20,6	0,4	152,1	90,8	
002	Gü17928011	8,4 – 8,5	542,4	4,9	0,5	1,4	13,5	3849,6	116614,6	2,2	13,9	0,5	174,6	101,3	
003	Gü17928012	21,4 – 21,5	449,8	6,3	0,8	1,8	15,4	1445,9	112619,2	2,6	10,1	0,6	212,4	119,2	
004	Gü17928013	31,5 – 31,6	574,7	8,1	1,0	1,5	19,8	882,2	167056,0	3,2	2,3	0,7	278,5	156,4	
005	Gü17928014	37,4 – 37,5	188,8	3,9	0,5	1,6	8,3	1033,4	112619,2	1,7	26,7	0,3	126,9	68,4	
006	Gü17928015	50,4 – 50,5	212,7	6,6	1,1	2,3	17,6	659,9	107874,7	3,2	7,5	0,6	233,8	134,1	
007	Gü17928016	62,6 – 62,7	269,0	4,4	1,0	1,5	12,4	712,6	122357,9	2,2	18,3	0,5	174,9	96,5	
008	Gü17928017	77,8 – 77,9	219,5	5,7	1,5	1,6	15,1	879,9	130848,0	2,7	12,2	0,5	207,1	117,0	
009	Gü17928018	85,3 – 85,4	271,2	6,9	1,7	2,0	17,9	1274,0	159065,3	3,1	6,4	0,6	251,7	139,6	
010	Gü17928019	65,6 – 65,7	13,1	0,4	0,0	0,2	0,1	41,0	431998,3	0,0	32,3	0,0	4,5	1,8	
011	Gü17928020	86,7 – 86,8	13,2	0,4	0,1	0,1	0,3	69,0	431998,3	0,1	33,2	0,0	4,8	3,0	

Fortsetzung 5

Probe-Nr.	Archiv-Nr.	Entnahme-Tiefe von – bis m	berechnete Oxide aus der Elementanalytik											SUM- OX	SiO ₂ - BER
			MnO	Fe ₂ O ₃	CoO	NiO	CuO	ZnO	As ₂ O ₃	SrO	CdO	BaO	PbO		
			%		mg/kg									%	
001	Gü17928010	45,65 – 45,75	0,1	4,7	17,9	54,9	31,8	27,6	16,8	326,5	0,5	174,2	10,8	53,6	23,3
002	Gü17928011	8,4 – 8,5	0,1	6,4	26,1	65,1	35,7	29,9	27,7	308,8	0,5	220,0	22,2	50,8	31,9
003	Gü17928012	21,4 – 21,5	0,1	6,1	24,0	59,1	16,7	16,1	19,8	350,2	0,5	234,5	10,8	48,9	35,1
004	Gü17928013	31,5 – 31,6	0,1	8,4	28,6	84,1	49,1	15,7	29,3	209,4	0,5	262,4	32,6	53,9	35,3
005	Gü17928014	37,4 – 37,5	0,1	5,6	13,7	43,0	25,7	18,8	13,2	371,5	0,5	145,1	14,0	56,3	17,7
006	Gü17928015	50,4 – 50,5	0,1	5,2	21,0	65,6	38,9	21,9	19,4	276,8	0,5	291,4	14,0	48,5	36,8
007	Gü17928016	62,6 – 62,7	0,1	5,4	17,7	52,3	31,2	14,7	13,2	363,2	0,5	257,9	11,1	53,8	26,3
008	Gü17928017	77,8 – 77,9	0,1	5,6	24,4	63,8	37,6	19,3	21,5	299,3	0,5	207,7	15,3	52,6	32,2
009	Gü17928018	85,3 – 85,4	0,1	6,5	24,8	72,8	39,8	20,8	31,2	160,9	0,5	221,1	16,3	54,4	34,4
010	Gü17928019	65,6 – 65,7	0,0	0,1	0,6	0,4	7,9	4,4	4,6	1076,5	0,5	11,1	1,4	76,0	3,7
011	Gü17928020	86,7 – 86,8	0,0	0,2	1,9	1,9	7,9	3,2	4,6	1597,1	0,5	10,5	1,4	77,3	< 1,0

Impressum

Alle Rechte vorbehalten

scriptum *online*

Geowissenschaftliche Arbeitsergebnisse aus Nordrhein-Westfalen

© 2016

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –

De-Greif-Straße 195 · 47803 Krefeld,

Postfach 10 07 63 · 47707 Krefeld,

Fon 0 21 51 897 0 · Fax 0 21 51 89 75 05

poststelle@gd.nrw.de

<http://www.gd.nrw.de>

Satz und Gestaltung:

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen

Für den Inhalt des Beitrags ist der Autor allein verantwortlich.

scriptum *online*

erscheint in unregelmäßigen Abständen.

kostenloser Download über www.gd.nrw.de

ISSN 2510-1331