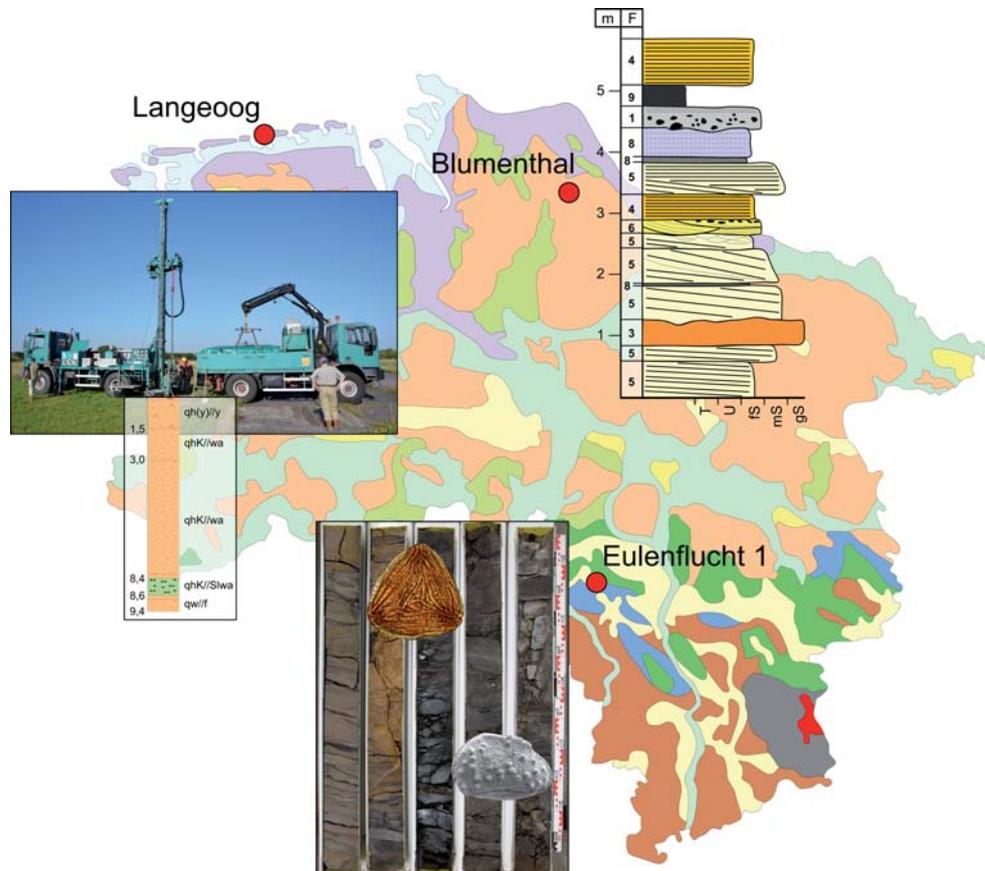


# GeoBerichte 31



LANDESAMT FÜR  
BERGBAU, ENERGIE UND GEOLOGIE



## Neue Erkenntnisse zu Quartär, Jura und Unterkreide in Niedersachsen

Integrierende Landesaufnahme in Niedersachsen



Niedersachsen





## **GeoBerichte 31**

Landesamt für  
Bergbau, Energie und Geologie

### **Neue Erkenntnisse zu Quartär, Jura und Unterkreide in Niedersachsen**

Integrierende Landesaufnahme  
in Niedersachsen

KERSTIN FISCHER, GUNTRAM HERRENDORF,  
CARMEN HEUNISCH, FRIEDRICH WILHELM  
LUPPOLD, JANINE MEINSEN, WOLFGANG POSSIN,  
CARSTEN SCHWARZ, MELANIE THOMAS

Hannover 2018

## Impressum

Herausgeber: © Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie

Stilleweg 2  
30655 Hannover  
Tel. (0511) 643-0  
Fax (0511) 643-2304

Download unter [www.lbeg.niedersachsen.de](http://www.lbeg.niedersachsen.de)

Auflage: 2. Auflage.

Version: 13.10.2021

Redaktion: Ricarda Nettelmann

Mail: [bodenkundlicheberatung@lbeg.niedersachsen.de](mailto:bodenkundlicheberatung@lbeg.niedersachsen.de)

Titelbild: C. Heunisch und J. Meinsen (LBEG).

ISSN 1864–6891 (Print)

ISSN 1864–7529 (digital)

DOI 10.48476/geober\_31\_2018

GeoBer.	31	S. 3 – 86	38 Abb.	3 Tab.	Anh.	3 Taf.	Hannover 2018
---------	----	-----------	---------	--------	------	--------	---------------

## Neue Erkenntnisse zu Quartär, Jura und Unterkreide in Niedersachsen

KERSTIN FISCHER, GUNTRAM HERRENDORF, CARMEN HEUNISCH, FRIEDRICH WILHELM LUPPOLD, JANINE MEINSEN, WOLFGANG POSSIN, CARSTEN SCHWARZ, MELANIE THOMAS

### Kurzfassung

Im vorliegenden Band werden Schlaglichter auf drei Arbeitsgebiete geworfen, die sich sowohl räumlich, methodisch und auch thematisch deutlich unterscheiden. Allein hierdurch wird die Bandbreite deutlich, die eine *Integrierende Landesaufnahme* in einem Flächenland wie Niedersachsen abzudecken hat. Der niedersächsische Küstenraum mit seinen charakteristischen Ablagerungen des Küstenholozäns sowie den mehrere Zehnermeter mächtigen jung- und mittelpleistozänen Ablagerungen und Bildungen wird durch den Beitrag über die **Nordseeinsel Langeoog** präsentiert. Im Mittelpunkt der fachlichen Bearbeitung standen Fragen zur Tiefenlage der Quartärbasis sowie die Kartierung tertiärzeitlicher Hochlagen. Weitere Aspekte waren die Kartierung und Ausweisung quartärer Rinnen im Westteil der Insel sowie von altpleistozänen Ablagerungen, u. a. mit Hilfe der 3D-Modellierung.

Einblicke in eine typische Geestlandschaft mit den charakteristischen kaltzeitlichen Ablagerungen und eingeschalteten warmzeitlichen Komponenten bietet der Beitrag über die **Grube Blumenthal** bei Bossel/Himmelpforten. Um die Landschaftsgeschichte dieses Gebietes genauer zu fassen, wurde eine Aufnahme der 2014 aufgeschlossenen geologischen Verhältnisse durchgeführt und durch sedimentologische und biostratigraphische Interpretationen aufgewertet. Die Ergebnisse unterstützen zugleich die Planungen für ein geplantes rohstoffgeologisches Bohrprogramm in diesem Gebiet.

Die im dritten Beitrag vorgestellte 328 m tiefe **Kernbohrung Eulenflucht 1** im Süntel hatte die litho- und biostratigraphische Gliederung unterkretazischer bis oberjurassischer Gesteinsabfolgen zum Ziel. Mit der 60 m tiefen **Bohrung Wendhausen 6** konnte die in der Bohrung Eulenflucht 1 ange-troffene Schichtfolge von der Deister-Formation der Unterkreide bis in die Heersum-Formation des Oberjuras ins Liegende ergänzt werden. Sie setzt in der Korallenoolith-Formation (Oberjura) an und endet in der Ornatenton-Formation des Calloviums (Mitteljura).

## Inhalt

<b>Vorwort</b> .....	<b>5</b>
<b>1. Neue Erkenntnisse zum geologischen Aufbau der Insel Langeoog</b> .....	<b>6</b>
1.1. Zusammenfassung.....	6
1.2. Einleitung .....	6
1.3. Durchführung der Bohrkampagnen und methodische 3D-Auswertung .....	10
1.4. Erstellung eines geologischen 3D-Modells.....	13
1.5. Beschreibung der erbohrten geologischen Einheiten .....	14
1.6. Ergebnisse und Bewertung der Bohrkampagnen .....	15
1.7. Ergebnisse der 3D-Modellierung .....	17
1.8. Diskussion.....	20
1.9. Bezüge zu den anderen Ostfriesischen Inseln? .....	21
1.10. Schlussfolgerung und Ausblick .....	22
1.11. Dank.....	23
1.12. Literatur .....	23
<b>2. Die mittelpleistozäne Entwicklungsgeschichte der Grube Blumenthal im Landkreis Stade</b> .....	<b>25</b>
2.1. Zusammenfassung.....	25
2.2. Einleitung .....	25
2.3. Methoden .....	28
2.4. Probenaufbereitung Pollenanalyse .....	30
2.5. Ergebnis .....	30
2.5.1. Faziesbeschreibung .....	30
2.5.2. Ergebnis Pollenanalyse .....	34
2.5.3. Ergebnis Feinkieszählung .....	36
2.6. Pleistozänes Landschaftsmodell.....	36
2.7. Schlussfolgerung.....	37
2.8. Ausblick .....	38
2.9. Literatur .....	38
<b>3. Mitteljura bis Unterkreide in den Bohrungen Eulenflucht 1 und Wendhausen 6 – litho- und biostratigraphische Ergebnisse</b> .....	<b>40</b>
3.1. Einführung.....	40
3.2. Kernbohrung Eulenflucht 1 .....	41
3.2.1. Lage der Bohrung .....	41
3.2.2. Methodik und allgemeine Mikropaläontologie.....	41
3.2.3. Litho- und Biostratigraphie der Bohrung Eulenflucht 1 .....	44
3.3. Kernbohrung Wendhausen 6 .....	69
3.3.1. Lage der Bohrung .....	69
3.3.2. Litho- und Biostratigraphie der Bohrung Wendhausen 6.....	70
3.4. Dank.....	76
3.5. Literatur .....	76
3.6. Anhang.....	79

## Vorwort

Eine grundlegende Kernaufgabe des Landesamtes für Bergbau, Energie und Geologie ist die systematische und flächendeckende Erkundung und Erfassung der geologischen und bodenkundlichen Verhältnisse Niedersachsens. Es liegt im volkswirtschaftlichen Interesse des Landes, alle Daten über die Geologie und den Boden systematisch, einheitlich und kontinuierlich zu erheben, zentral zu erfassen und anschließend fachlich neutral zu interpretieren und neutral zu bewerten. Nur wenn wir die Gesteinsformationen, ihren internen Aufbau, ihre Materialzusammensetzung, die Lagerungsverhältnisse und ihr Alter kennen, können wir als Geologischer Dienst für Niedersachsen unsere Beratungsaufgaben in dem Maße wahrnehmen, wie es von unseren Kunden und Gesprächspartnern in der Verwaltung, Wirtschaft und Industrie erwartet und gefordert wird.

Im LBEG werden diese Aufgaben vorrangig in den Fachbereichen *Geologische und Bodenkundliche Landesaufnahme*, *Hydrogeologische Landesaufnahme*, *Rohstoffwirtschaft*, *Steine, Erden, Salz* sowie *Stratigraphie*, *Sammlungen* durchgeführt. Darüber hinaus werden im Rahmen der Facharbeiten auch in nahezu allen anderen Fachbereichen des Hauses kontinuierlich grundlegende Geofachdaten ermittelt. Wenn möglich, werden Arbeitsprozesse der Fachbereiche thematisch oder regional gebündelt, zum Beispiel, indem Arbeiten zeitlich aufeinander abgestimmt werden. Alle Beiträge und Ergebnisse fließen unter dem Oberbegriff *Integrierende Landesaufnahme* zusammen und werden für die verschiedenen internen Nutzer und Kunden so aufbereitet, dass sie anschließend für fachspezifische Auswertungen genutzt werden können. Die landesaufnehmerischen Arbeiten und die daraus abgeleiteten Produkte und Dienstleistungen stehen somit am Anfang des hausinternen Wertschöpfungskreises. Hier entsteht die Daten- und Produktbasis, die anschließend in den beratenden Fachbereichen fachlich veredelt und in konkrete Empfehlungen, Stellungnahmen oder fachspezifische Auswertungen überführt wird.

Mit dieser Ausgabe in der Reihe der GeoBerichte wird eine Tradition des geologischen Dienstes wiederbelebt, nach der zeitnah über aktuelle Arbeiten und Projekte in der Landesaufnahme sowie deren Ergebnisse berichtet wird. Die Beiträge sind so aufgebaut, dass sie

nicht nur für die Fachwelt, sondern besonders auch für interessierte Laien verständlich und interessant sind. Sie sollen zur Information von Bürgern beitragen sowie als Medium der Öffentlichkeitsarbeit genutzt werden können. Arbeitsprozesse, methodische Ansätze, Ergebnisse und daraus abgeleitete Unterlagen und Produkte (z. B. Kartenwerke, 3D-Modelle) werden vorgestellt und fachlich diskutiert. Die GeoBerichte über Ergebnisse der Integrierenden Landesaufnahme sollen die Lücke zwischen klassischer Fachpublikation und reiner, vereinfachender Öffentlichkeitsarbeit schließen.

Andreas Sikorski

Präsident des Landesamtes für  
Bergbau, Energie und Geologie



# 1. Neue Erkenntnisse zum geologischen Aufbau der Insel Langeoog

JANINE MEINSEN, KERSTIN FISCHER,  
WOLFGANG POSSIN & CARSTEN SCHWARZ

## 1.1. Zusammenfassung

Im Zuge des Bohrprogramms „Lockergesteine und Quartärbasis Niedersachsen“ hat die Geologische Landesaufnahme des Landesamtes für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG) mehrere Bohrkampagnen auf den Ostfriesischen Inseln durchgeführt. Der Schwerpunkt der Arbeiten lag auf der Insel Langeoog, wo in den Jahren 2011, 2013 und 2014 Bohrungen abgeteuft wurden. Ziel der Arbeiten war die Erkundung des Untergrundes der Insel bis zur Basis der quartärzeitlichen Ablagerungen und Bildungen („Quartärbasis“), um die Genese und Landschaftsgeschichte näher zu charakterisieren. Durch aktualisierte Grundlagendaten aus der geologischen Landesaufnahme sollte zudem die Datenbasis für Beratungsaufgaben des LBEG zur Wasserversorgung von Langeoog verbessert werden. Generell ist eine genaue Kenntnis über den Untergrund der Insel auch in Fragen und Abwägungsprozessen für den Insel- und Küstenschutz von Bedeutung. Zum weiteren Verständnis der Geologie im Untersuchungsgebiet wurde ein regionales 3D-Untergrundmodell mit der Software GOCAD® erstellt.

Die erzielten Ergebnisse leisten einen Mehrwert zum Verständnis des geologischen Aufbaus der

Insel. Einer der Schwerpunkte bei den Untersuchungen lag auf der Erkundung der Quartärbasis. Diese konnte verifiziert und neu modelliert werden. Auch die Verbreitung von altpleistozänen Ablagerungen und Rinnenstrukturen konnte kartiert werden. Die Ergebnisse zeigen, dass die Entstehung und Entwicklungsgeschichte der Insel Langeoog komplexer ist, als in den bisherigen Forschungen dargestellt. Einige der Schlussfolgerungen können auch auf die benachbarten Inseln Baltrum und Spiekeroog übertragen werden. Trotzdem sind einige Fragen offen geblieben, die nur mit weiteren Untersuchungen geklärt werden können.

## 1.2. Einleitung

Die Ostfriesischen Inseln sind eine Inselgruppe, die einige Kilometer vor der niedersächsischen Küste aufgereiht nebeneinander liegen. Das Festland und die Inseln sind durch ausgedehnte Wattflächen voneinander getrennt (Abb. 1A, B). Zu der Gruppe zählen die Inseln Borkum, Juist, Norderney, Baltrum, Langeoog, Spiekeroog und Wangerooge.

Langeoog ist die drittgrößte Insel und liegt zwischen Baltrum und Spiekeroog im Nationalpark Niedersächsisches Wattenmeer. Sie hat eine Fläche von ca. 19,7 km<sup>2</sup>, ca. 1740 Einwohner und zählt zum Landkreis Wittmund. Der Ortskern Langeoogs befindet sich im Westteil der Insel (Abb. 1B, C). Das Landschaftsbild ist geprägt von den breiten Dünenkämmen im Norden und Westen der Insel mit den höchsten Erhebungen von ca. 12–14 m NN (Abb. 1C). Der Inselkern hat eine Höhe von ca. 2–4 m NN.



Abb. 1: A) Übersichtskarte mit Lage der Ostfriesischen Inseln vor der niedersächsischen Küste. B) Topographische Karte der Insel Langeoog mit Lage des Ortskerns im Westen der Insel. C) Luftbild von Langeoog, Stand 2012. Der Verlauf des Profilschnittes aus Abbildung 2 ist markiert. Quelle: Auszug aus den Geobasisdaten der Niedersächsischen Vermessungs- und Katasterverwaltung, 2015, Landesamt für Geoinformation und Landesvermessung Niedersachsen (LGLN).

Geologische Untersuchungen zum Aufbau und zur Entwicklung der Insel wurden von BARCKHAUSEN (1970) und STREIF (1986, 1990, 1998) durchgeführt. Ergänzende Arbeiten zur Entwicklungsgeschichte der südlichen Nordsee entstanden in den letzten Jahrzehnten (z. B. HAHNE 1996, SCHWARZ 1996, STREIF 2004, ALAPPAT et al. 2010, THÖLE et al. 2014). Der tiefe Untergrund Langeoogs ist relativ gut bekannt (BALDSCHUHN et al. 2001, STREIF 1990), wobei der Schichtaufbau des Tertiärs und Quartärs nicht gut erschlossen ist.

In ca. 1500 m Tiefe verläuft mit einer Nord-Süd-Erstreckung der Salzstock Langeoog (BARCKHAUSEN 1970; Abb. 2). Dieser wird von mesozoischen und tertiären Ablagerungen überlagert. Die Tertiär-Pleistozän-Grenze liegt nach STREIF

(1990) bei ca. -50 m NN. Die ältesten pleistozänen Sedimente werden von glazifluvialen Sanden der Elster-Kaltzeit und den Lauenburger Schichten gebildet. Ablagerungen der Holstein-Warmzeit sind nicht sicher nachgewiesen. Saalezeitliche Ablagerungen treten in Form von glazifluvialen Sanden und Kiesen sowie der stark erodierten Drenthe-Hauptmoräne auf (STREIF 1990). Eemzeitliche Ablagerungen sind in mariner Fazies ausgebildet. Aus der Weichsel-Kaltzeit sind sowohl fluviatile als auch äolische Ablagerungen überliefert. Holozäne Ablagerungen und Bildungen stellen die jüngsten Einheiten auf Langeoog dar. Diese Einheiten des Küstenholozäns werden nach BARCKHAUSEN, PREUSS & STREIF (1977) sowie STREIF (1998) in Sequenzen entsprechend dem lithologischen Ordnungsprinzip für den Küstenraum gegliedert.

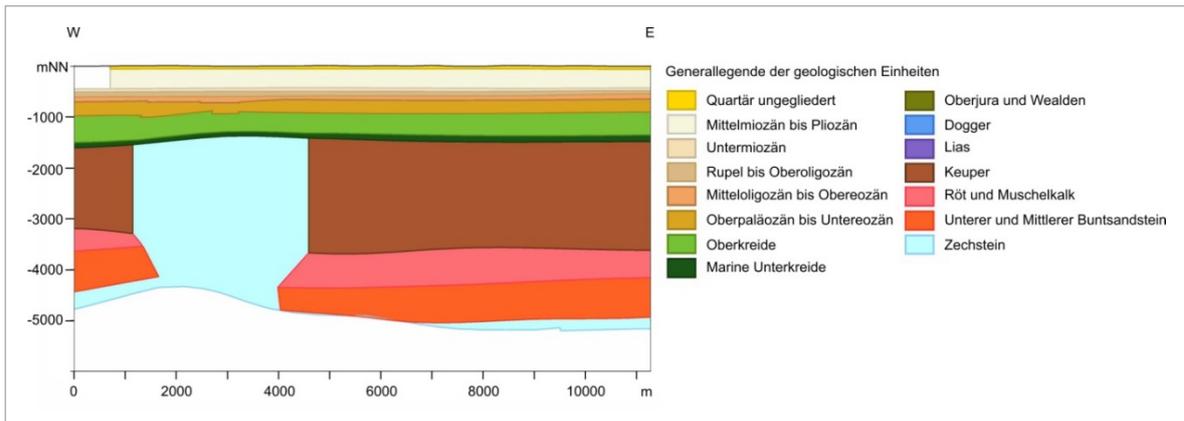


Abb. 2: Geologischer Schnitt (wahlfrei) des geotektonischen Atlas 3D (<http://nibis.lbeg.de/cardomap3/>). Lage des Profilschnittes siehe Abb. 1C.

Allgemein werden die Ostfriesischen Inseln als Barriereinseln (Düneninseln) interpretiert, die sich in der Spät-Weichsel und im Holozän bildeten. Für die Insel Langeoog ist bekannt, dass eine pleistozäne Hochlage die Bildung und Entwicklung der Insel begünstigt hat (STREIF 1986), d. h. Langeoog war in einem frühen Entwicklungsstadium eine sogenannte Geestkerninsel (STREIF 1986, 1990). Die ostfriesischen Inseln sind sehr junge Gebilde, die erst seit ca. 8000 Jahren ihre heutige Position innehaben. Die Inseln sind instabile Körper, die eine ständige Umgestaltung erleben. Im Subboreal und Subatlantikum wurden die Geestkerne überflutet, und es kam zur Entwicklung der charakteristischen Barriereinseln (STREIF 1986).

Das Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG) bzw. seine Vorgängereinstitution, das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung (NLfB) waren im Zuge der Geologischen Landesaufnahme seit mehreren Jahrzehnten nicht mehr auf Langeoog tätig, so dass besonders neuere, stratigraphische Erkenntnisse zum mittelpleistozänen Untergrund Langeoogs fehlten. Derartige Informationen lagen bis 2011 lediglich in Form von Bohrungen zur Erschließung von Süßwasservorkommen vor.

Im September 2011 wurde im Zuge des „Bohrprogramms Lockergesteine und Quartärbasis Niedersachsen“ (BLQN) des LBEG eine erste zweiwöchige Bohrkampagne auf der Insel Langeoog durchgeführt (Abb. 3). Ziel dieses Bohr-

programms war die flächendeckende Bestandsaufnahme der geologischen Verhältnisse im mitteltiefen Untergrund der Insel bis zu 100 m Tiefe. Entscheidend für die Auswahl der Bohrpunkte war dabei neben fachlichen Aspekten auch die Erreichbarkeit und Befahrbarkeit.

In nachfolgenden Schritten wurden zwei weitere, jeweils zweiwöchige Bohrkampagnen in den Jahren 2013 und 2014 durchgeführt. Bei der Auswahl dieser Bohrlokationen wurde versucht, auf spezielle Fragen zur Geologie im Westen der Insel, die sich aus den Ergebnissen der ersten Bohrkampagne ergeben hatten, Antworten zu finden. Dabei standen folgende Kernziele im Mittelpunkt:

- Lage der Quartärbasis im Untersuchungsgebiet bzw. Kartierung tertiärer Hochlagen,
- Kartierung und Ausdehnung quartärer Rinnen im Westen der Insel,
- Kartierung von altpleistozänen Ablagerungen.

Gleichzeitig sollte durch die Anordnung der Bohrungen die Basis für die Erarbeitung eines kleinräumigen 3D-Modells des pleistozänen Untergrunds des Westteils der Insel verbessert werden. Im Zuge der Erstellung des 3D-Modells sollte eine Plausibilitätsprüfung der bestehenden Bohrungsdaten der Bohrdatenbank Niedersachsen (BDN) erfolgen.

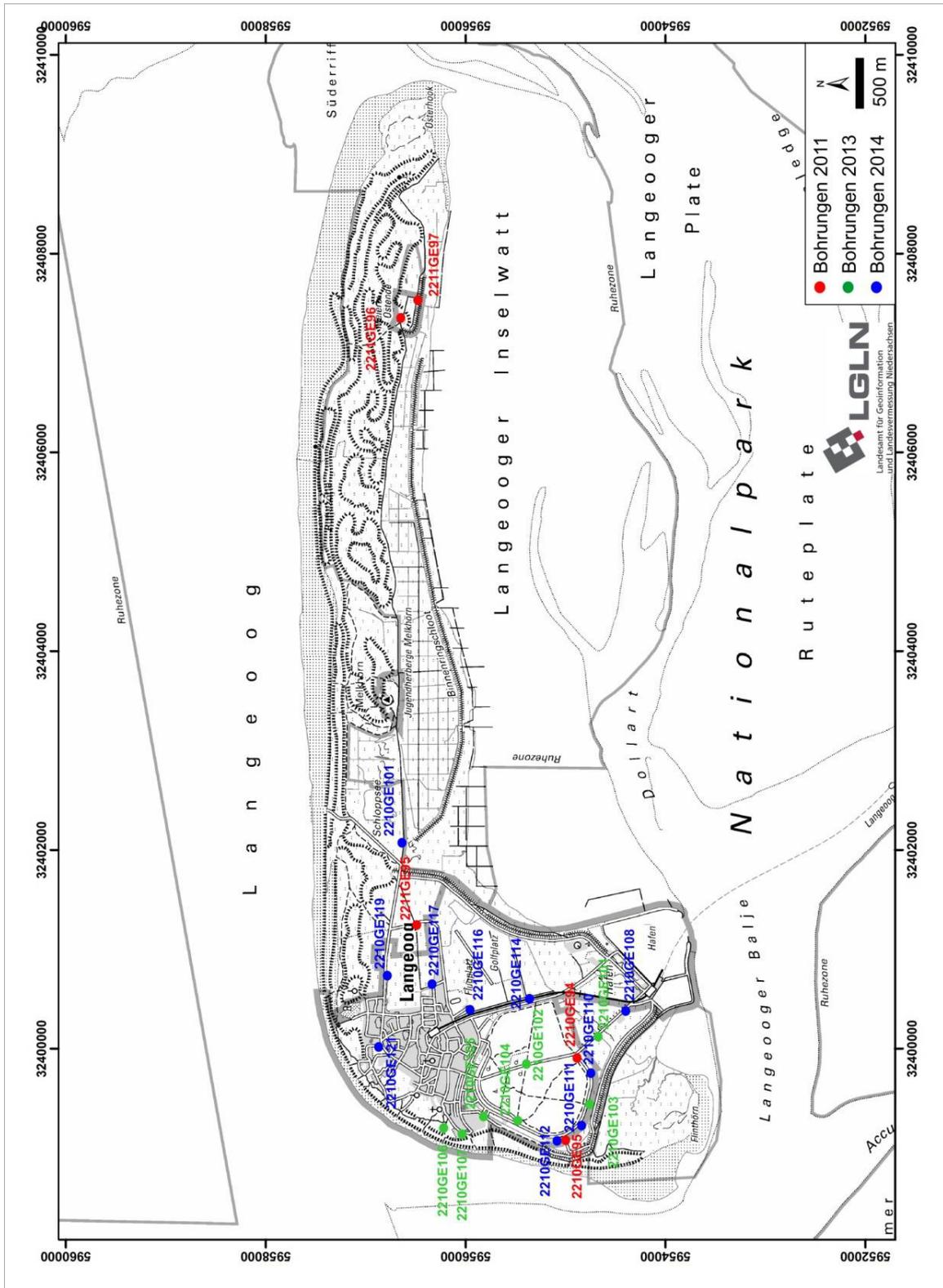


Abb. 3: Topographische Karte von Langeoog. Farblich dargestellt sind die Bohrungen des LBEG im Bohrprogramm BLQN in den Jahren 2011, 2013 und 2014. Quelle: Auszug aus den Geobasisdaten der Niedersächsischen Vermessungs- und Katasterverwaltung, 2015, Landesamt für Geoinformation und Landesvermessung Niedersachsen (LGLN).

### 1.3. Durchführung der Bohrkampagnen und methodische 3D-Auswertung

In den drei Bohrkampagnen wurden insgesamt 24 Bohrungen auf Langeoog abgeteuft (Abb. 3 und 4). Es wurden je nach Fragestellung drei Bohrverfahren angewendet (Tab. 1): Drillbohrung, „Schneiden-Ziehen“ und Hohlbohrschneckenbohrung mit durchgehender Kerngewinnung (Rammkernen). Bei der Wahl der Bohrverfahren wurden zwei Ziele verfolgt:

- Aufnahme detaillierter geologischer Schichtenverzeichnisse,
- Gewinnung von weitgehend ungestörten Proben für LBEG-interne mikropaläontologische Analysen als Hilfsmittel für die stratigraphische Einstufung (Altersbestimmung).

Tab. 1: Bohrstatistik Langeoog und technische Angaben zu den Bohrkampagnen der Jahre 2011, 2013 und 2014.

	Bohrkampagne 2011		Bohrkampagne 2013		Bohrkampagne 2014	
<b>Anzahl der Bohrungen</b>	7		7		10	
<b>BDN-BID*/Teufe</b>	2210GE0095	101,00 m	2210GE0101	71,00 m	2210GE0108	63,00 m
	2210GE0094	74,00 m	2210GE0102	64,20 m	2210GE0110	104,00 m
	Kerngewinnung 6,00 m–12,00 m		2210GE0103	52,40 m	2210GE0111	60,00 m
	2211GE0095	33,00 m	2210GE0104	54,00 m	2210GE0112	71,00 m
	2211GE0096	26,00 m	2210GE0105	56,00 m	2210GE0114	58,00 m
	2211GE0097	31,00 m	2210GE0106	25,50 m	2210GE0116	64,00 m
	Kerngewinnung 9,00 m–14,00 m		2210GE0107	18,00 m	2210GE0117	68,00 m
					2210GE0119	64,00 m
					2211GE0101	73,50 m
					2210GE0121	40,50 m
<b>Bohrverfahren/ Bohrdurchmesser</b>	Drillbohrung Ø 140 mm		Drillbohrung Ø 140 mm		Drillbohrung Ø 140 mm	
	Schneiden-Ziehen Ø 140 mm		Schneiden-Ziehen Ø 140 mm		Schneiden-Ziehen Ø 140 mm	
	Hohlbohrschneckenbohrung mit durchgehender Kerngewinnung (Rammkernen) Ø 205 mm					
<b>Probenahme</b>	Mikropaläontologie		Mikropaläontologie		Mikropaläontologie	

\*BDN-BID = Bohrdatenbank Niedersachsen-Bohrungsidentifikationsnummer

Folgende Vorgehensweise hatte sich bereits in einer Vielzahl von vorangegangenen Bohrkampagnen der Geologischen Landesaufnahme im Programm BLQN in Niedersachsen bewährt:

An den Bohrlokationen wird in einem ersten Schritt eine Drillbohrung mit einer Endlosschnecke abgeteuft. Dabei wird bis zur Holozänbasis das im LBEG entwickelte Verfahren „Schneiden-Ziehen“ angewandt: Eine 3-m-Stange der Endlosschnecke wird in den Untergrund gedreht („geschnitten“) und anschließend stehend, d. h. ohne Drehung, ausgebaut („ziehen“). Nach Erreichen der Holozänbasis wird die Bohrung als Drillbohrung fortgesetzt; dieses Verfahren wird bis zur Quartärbasis bzw. zur Teufe von ca. 100 m fortgesetzt. Nach Abstimmung mit dem Bohrgeräteführer kann in bohrtechnisch relevanten Teufen jederzeit auf „Schneiden-Ziehen“ umgestellt werden. So ist eine bohrtechnisch wenig aufwendige Probenahme aus der Wendel der Endlosschnecke in größeren Teufen möglich.

In einem zweiten Schritt kann in Teufen <30 m eine um 2–5 m versetzte Bohrung mit dem Hohlbohrschneckensystem als Rammkernbohrung abgeteuft werden. Die Hohlbohrschnecke ist ein Bohrwerkzeug für Trockenbohrungen, bei dem das Bohrwerkzeug gleichzeitig als Schutzverrohrung gegen Bohrlochnachfall dient. Im Strang der Hohlbohrschnecke ist eine teufengerechte Probenahme mithilfe eines Rammkernrohres möglich. Dabei wird ein 1 m langer PVC-Liner im Rammkernrohr mit Hilfe eines Gewichts in den Untergrund gerammt und kann anschließend im Schutz des Hohlbohrschneckenstranges geborgen werden. Das Probenmaterial im PVC-Liner ist von einer höheren Qualität als das Probenmaterial aus der Wendel der Endlosschnecke.

Bei der ersten Bohrkampagne im Jahr 2011 wurden sieben Drillbohrungen mit einem temporären Einsatz des Verfahrens „Schneiden-Ziehen“ durchgeführt. Da sich eine zusätzliche Fragestellung im Verlauf der Kampagne ergeben hatte, wurden zusätzlich an zwei der Bohrpunkte Rammkernbohrungen in spezifischen Teufenbereichen durchgeführt (Bohrungsidentifikator der BDN: 2210GE0094 und 2211GE0097). Die Rammkerne sollten ungestörtes, teufengerechtes Probenmaterial für die mikropaläontologischen Analysen liefern, um die Fragestellung zum Alter und der Genese toniger Sedimente in einer Teufe von ca. 7–12 m zu klären.

Bei den Bohrungen in den Jahren 2013 und 2014 wurde dann auf das Probenmaterial aus dem Verfahren „Schneiden-Ziehen“ zurückgegriffen, da die Probenqualität für die anschließende Laboranalyse ausreichend war und das Verfahren zeitsparender ist als das aufwendige Rammkernbohren. So war eine effektive Auslastung des engen zeitlichen Rahmens während des Aufenthaltes auf der Nordsee-Insel möglich.



Abb. 4: Einblick in die Arbeitsprozesse der Bohrarbeiten auf Langeoog. A) Typische Aufstellung der Bohranlage während einer Bohrung. B) Bergung des Kernrohres bei einer Kernbohrung. C) Begutachtung der Bohrergebnisse bei einer Drillbohrung. D) Öffentlichkeitsarbeit vor Ort zu Anlass und Ergebnissen des Bohrprogramms. E) Charakteristische Auslage und Aufnahme der erbohrten Sedimente aus einer Drillbohrung. F) Angeschnittener Bohrkern. Das Material kann der lagunären bis brackischen Fazies der klastischen Sequenz des Küstenholozäns zugeordnet werden.

#### 1.4. Erstellung eines geologischen 3D-Modells

Im Nachgang der drei Bohrkampagnen sollte ein regionales geologisches 3D-Untergrundmodell der Insel erstellt werden. Aufgrund der Verteilung der Bohrungen wurde das Modelliergebiet auf den Westen der Insel beschränkt

(Abb. 5). Das Modell wurde mit der Software GOCAD® der Fa. Paradigm erstellt. Als Grundlage wurden die bestehenden Bohrungen in der BDN des LBEG sowie die neuen Bohrergebnisse herangezogen und korreliert (Abb. 5).

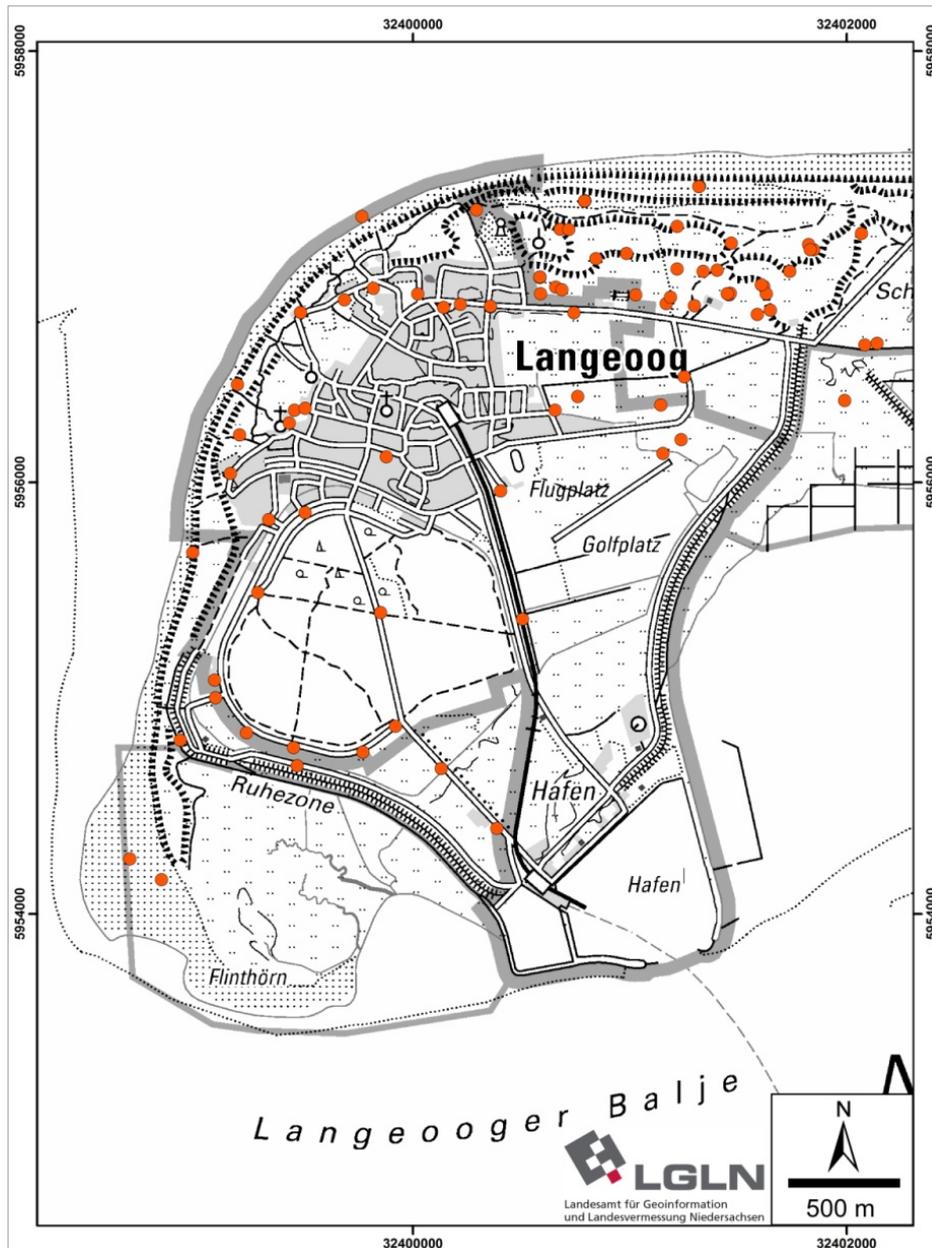


Abb. 5: Topographische Karte des Westteils Langeoogs. Dieser entspricht dem Modellierungsgebiet des GOCAD®-3D-Untergrundmodells. Markiert sind die „Alt“-Bohrungen aus der Bohrdatenbank Niedersachsen (BDN) einschließlich der neuen Langeoog-Bohrungen des LBEG der Jahre 2011, 2013 und 2014, die für die 3D-Modellierung genutzt wurden. Quelle: Auszug aus den Geobasisdaten der Niedersächsischen Vermessungs- und Katasterverwaltung, 2015, Landesamt für Geoinformation und Landesvermessung Niedersachsen (LGLN).

Insgesamt 90 Bohrungen aus den Fachbereichen Geologie und Hydrogeologie sind in die Modellierung eingeflossen. Im 3D-Modell werden die Flächen der Quartärbasis (qp-Basis), die Oberfläche der altpleistozänen (qpa), der elsterzeitlichen (qe) und drenthezeitlichen (qD) Ablagerungen sowie die Holozänbasis (qh) visualisiert. Die verwendeten Abkürzungen für stratigraphische und sedimentologische Begriffe entsprechen dem Symbolschlüssel Geologie (LBEG 2015). Die Teufen der einzelnen Bohrungen variieren sehr stark, so dass jede Fläche auf unterschiedlich vielen Primärdaten beruht. Vor Beginn mussten die Interpretationen der unterschiedlichen Bohrungen verglichen und gegebenenfalls harmonisiert werden, um eine Korrelation der Schichtgrenzen zu ermöglichen. 18 Bohrungen haben das unterlagernde Tertiär erreicht. Die Fläche der altpleistozänen Ablagerungen beruht auf 12 Bohrungen, die qe-Fläche auf 23 Bohrungen, die qD-Fläche auf 20 Bohrungen und die qh-Basis auf 51 Bohrungen.

### 1.5. Beschreibung der erbohrten geologischen Einheiten

Die Schichtenverzeichnisse aller Bohrungen sind über den NIBIS®-Kartenserver auf der Homepage des LBEG (<http://nibis.lbeg.de/cardomap3/>) für jedermann einsehbar. Abbildung 4 vermittelt einen Eindruck der Bohrprozesse auf Langeoog.

Als älteste Einheit im Untersuchungsgebiet wurde tertiärer, fest gelagerter, glimmerhaltiger, weißer bis weiß-beiger, kalkfreier Feinsand erbohrt (t/fS). Dieser Sand wurde nicht durchteuft, er tritt in Tiefen von ca. -50 bis -70 m NN auf. In der Bohrung 2211GE0095 wurde er bereits bei -29 m NN erreicht.

Im Hangenden der tertiären Sedimente wurden in zahlreichen Bohrungen fest gelagerte Sedimente angetroffen. Diese prä-elsterzeitlichen Ablagerungen treten in unterschiedlicher Ausbildung auf. Es handelt sich um humosen Sand mit Pflanzen- und Holzresten, tonigen Schluff oder Mudde bis Torf. Die Ablagerungen sind generell kalkfrei und werden als altpleistozäne Ablagerungen interpretiert (qpa/S, H, U). Ihre Top-Flächen variieren zwischen -48 und -66 m NN. Die Schichtmächtigkeiten variieren zwischen 1 und 6,5 m.

Elsterzeitliche Ablagerungen wurden in Form von glazifluviatilen Sedimenten erbohrt. Es handelt sich um kalkfreien, mittelsandigen, feinkiesigen Grobsand bis Feinkies (qe/gS-fG/gf). Als deutlich erkennbare Komponente tritt fein- bis mittelkiesiger Quarz auf. Die Top-Fläche der Ablagerungen variiert stark in ihrer Tiefenlage. Es wurden Grenzen zwischen glazifluviatilem Saale- und Elster-Material in Teufen zwischen -26 und -55 m NN festgestellt. Die Mächtigkeiten schwanken zwischen 10 und 25 m. Die Bohrungen 2210GE0112 und 2210GE0117 bilden mit ca. 40 m mächtigen Ablagerungen Ausnahmen.

Drenthezeitliche Ablagerungen wurden in Form von glazifluviatilen Sanden angetroffen. Die Sedimente sind meist als mittelsandiger, selten schwach grobsandiger Feinsand ausgebildet (qD/fS/gf). Sie können auch geringe Anteile an Feinkies enthalten. Häufig ist Glimmer und in geringen Anteilen Braunkohle vorhanden. Die Ablagerungen sind generell kalkfrei. Die Top-Fläche der Sedimente tritt meist bei -20 bis -25 m NN auf, selten bei ca. -16 und ca. -30 m NN. Die Mächtigkeiten können über 30 m betragen, besonders im SW der Insel aber nur 6 bis 9 m.

Eemzeitliche Ablagerungen wurden vermutlich nur in einer Bohrung (2210GE0116) in mariner Fazies im zentralen westlichen Teil der Insel angetroffen. Sie sind humos und feinsandig ausgebildet (qee/fS), ca. 3 m mächtig und treten bei ca. -23 m NN auf. Wie sicher dieses Auftreten ist, konnte anhand der bestehenden Bohrungen im Umfeld dieser Lokation nicht verifiziert werden.

Weichselzeitliche Ablagerungen liegen in fluvialer Fazies vor. Es handelt sich um Feinsand, der schwach mittelsandig und/oder schwach schluffig ausgebildet sein kann (qw/fS/f). Er ist kalkfrei.

Die Basisfläche der holozänen Ablagerungen variiert. Oft liegt sie bei ca. -6 bis -9 m NN, seltener bei ca. -10 bis -14 m NN. Auffällig ist, dass die Basis im Westen der Insel, im Bereich östlich des Dorfes, mit ca. -20 bis -29 m NN deutlich tiefer liegt. Die Mächtigkeit der Ablagerungen schwankt stark zwischen 2 und 25 m. Die größten Mächtigkeiten treten im Süden der Insel auf.

Die jüngsten Ablagerungen auf der Insel werden von den unterschiedlichen Einheiten des Küstenholozäns gebildet (BARCKHAUSEN,

PREUSS & STREIF 1977, STREIF 1998). Unter einer meist geringmächtigen Decke aus künstlichem Auftrag (qh//y) sind Sedimente der Klastischen Sequenz abgelagert. Diese Ablagerungen bestehen entweder aus tonigem Schluff mit Molluskenschill und Pflanzenhäckseln, interpretiert als Schlickwatt, oder aus schluffigem Feinsand mit Molluskenschill und Pflanzenhäckseln, interpretiert als Sandwatt (qhK/U, fS/Slwa, Sawa). Die Ablagerungen sind generell kalkhaltig bis stark kalkhaltig. In seltenen Fällen ist das Holozän in lagunärer limnischer Fazies ausgebildet. Es handelt sich dann um einen schwach schluffigen Ton mit wenig Molluskenschill und Pflanzenhäckseln (qhK/T, u/l). In wenigen Bohrungen wurde die organische Basalsequenz des Küstenholozäns angetroffen. Es handelt sich um eine Mudde oder einen Torf (qhOB/F,H/Hn). Die Mächtigkeit des gesamten Küstenholozäns liegt bei 7–31 m.

## 1.6. Ergebnisse und Bewertung der Bohrkampagnen

Die drei Bohrkampagnen auf der Insel Langeoog haben für das weitere Verständnis der geologischen Entwicklungsgeschichte Langeoogs vom Ende des Tertiärs bis heute neue Erkenntnisse geliefert. Einige Ergebnisse sollen im Folgenden detaillierter vorgestellt werden:

Bei der ersten Kampagne im Jahr 2011 stand die flächenhafte Erkundung der Geologie der gesamten Insel im Vordergrund. Ein Grundverständnis für die Ablagerungen und die Ablagerungsprozesse sollte gewonnen bzw. vertieft werden. Holozänzeitliche bis tertiäre Sedimente wurden erbohrt. Im Zuge der Kampagne wurden auch tonige Sedimente in einer Teufe von ca. 7 bis 11 m (ca. -8 bis -10 m NN) angetroffen. Es stellte sich die Frage, ob es sich dabei um Ablagerungen des Küstenholozäns oder um eemzeitliche, limnische Ablagerungen handelt. Falls es sich um limnische Ablagerungen der Eem-Warmzeit handelt, sollte in einem weiteren Schritt die Ausdehnung eines Sees kartiert werden. Da die Bohrergebnisse aus der Drillbohrung jedoch keine eindeutige Einstufung des Sedimentes zuließen, wurden an zwei ausgewählten Bohrlokationen und Teufenbereichen Rammkernbohrungen durchgeführt.

Die Bohrung 2210GE0094 im SW der Insel wurde bis zu einer Teufe von 12 m gekernt. Das

tonige Material wurde im entsprechenden Teufenbereich angetroffen. Es handelt sich um schwach schluffigen, molluskenführenden Ton mit Pflanzenresten. Die Einheit wurde engmaschig für palynologische Untersuchungen beprobt und ausgewertet (THOMAS 2013a). Dies führte zur Einstufung des Materials in das Küstenholozän, ausgebildet in lagunärer bis brackischer Fazies der klastischen Sequenz.

Die Bohrung 2211GE0097 im Osten der Insel wurde bis zu einer Teufe von 14 m gekernt. Auf eine ausführliche palynologische Analyse der nur 0,2 m mächtigen tonigen Ablagerungen wurde verzichtet, da es sich um ähnliches Material wie in 2210GE0094 handelt, so dass auch hier eine Einstufung ins Holozän erfolgte. Des Weiteren wird hier der Ton von der Organischen Basalsequenz unterlagert, was eine holozäne Einstufung bestätigt. Aufgrund dieser Befunde konnte ein lokaler eemzeitlicher See ausgeschlossen werden, die These wurde verworfen.

In der Bohrkampagne 2014 wurde im Nordwesten Langeoogs an Bohrpunkt 2210GE0117 eine marine Rinne erbohrt. Die Rinnenfüllung besteht aus grobsandigem, schwach feinkiesigem Mittelsand mit viel Molluskenschill, Molluskenschalen und Holzresten. Diese Fazies tritt in einer Teufe bis 27 m auf (-26 m NN). Die Rinne ist bis in die elsterzeitlichen Sedimente eingeschnitten.

Um den Zeitraum des tief in den Untergrund einschneidenden Erosionsprozesses näher charakterisieren zu können, wurde Probenmaterial aus einer Teufe von 24 bis 27 m durch Dr. Stefan Meng (Ernst Moritz Arndt (EMA) Universität Greifswald) auf den Gehalt mariner Mollusken analysiert (Abb. 6). Die marine Fauna war sehr individuenreich, aber relativ artenarm. Daran konnte, wie von HINSCH (1993) beschrieben, festgestellt werden, dass es sich um Material des Holstein-Interglazials handelt. Diese Fauna ist charakteristisch für flachmarine Verhältnisse, sowohl mit weichem als auch festem Untergrund, was für eine Durchmischung des Materials spricht. Nach diesem Befund ist davon auszugehen, dass holsteinzeitliches, eventuell auch schon spät-elsterzeitliches Material bis hin zu Material der Weichsel-Kaltzeit in dieser Rinnenstruktur erodiert und anschließend resedimentiert wurde.

Der genaue Verlauf der Rinne wurde nicht auskartiert, da hierfür ein Raster vergleichsweise eng gesetzter Bohrungen nötig gewesen wäre.

Bestehende Bohrungen in der BDN zeigen jedoch ebenfalls Anzeichen für diese Fazies (2210GE0065, 2210HY0008, 2210HY0015, 2210HY0016, 2211GE0095, 2211HY0016, 2211HY0017 und 2211HY0018). In allen Bohrungen treten fossilreiche, fein- bis mittelsandige, z. T. auch kiesige, mittel- bis grobsandige Sedimente in einer Teufenlage um 5 bis 46 m auf. Aus dieser Verbreitung lässt sich der Verlauf der Rinne jedoch nicht skizzieren. Eine erste Annäherung gibt das GOCAD®-Modell (Abb. 7E).

Die meisten der Altbohrungen waren stratigraphisch nicht eingestuft. Einige der Ablagerungen wurden dem Tertiär zugeordnet (z. B.

2211HY0016 und 2211HY0017). Anhand der neuen Erkenntnisse aus dem aktuellen Bohrprogramm wird die Altersstellung in das Tertiär kritisch hinterfragt, aus der vergleichenden Analyse erscheint heute eine Einstufung der Sedimente in das Pleistozän wahrscheinlicher. Der Zeitpunkt der Rinnenerosion und Sedimentation kann mit den bestehenden Daten nicht bestimmt werden. Es ist davon auszugehen, dass es sich um einen Erosionsprozess während der Spätphase der Weichsel-Kaltzeit oder in der Frühphase des Holozäns handelt, da am Top der Rinnenablagerungen die charakteristischen Sedimente des Küstenholozäns auftreten (vgl. 2210GE0117). Diese füllen die Rinne auf und sind flächendeckend abgelagert.



	2210GE117 24-27 m	2210GE117 30-40 m
<b>Bivalvia</b>		
<i>Nucula</i> sp.	1 Fragment	
<i>Ostrea edulis</i>		Einzelfund
<i>Mytilus</i> sp.	häufig	
<i>Cerastoderma edule</i>	häufig	
<i>Abra</i> sp.	vorhanden	
<i>Scrobicularia plana</i>	häufig	
<i>Macoma balthica</i>	vorhanden	
<i>Spisula</i> cf. <i>subtruncata</i>	vorhanden	
<i>Mactra stultorum</i>	vorhanden	
<i>Varicorbula gibba</i>	vorhanden	
<i>Barnea candida</i>	häufig	
<b>Gastropoda</b>		
<i>Littorina littorea</i>	vorhanden	
<i>Peringia ulvae</i>	häufig	
<i>Retusa obtusa</i>	vorhanden	
<b>Beifauna</b>		
Spatangoida Stacheln	vorhanden	
cf. <i>Psammechinus miliaris</i>	vorhanden	
Balanidae	vorhanden	
Holzreste	vorhanden	

Abb. 6: Ergebnisse der von S. Meng (EMA Universität Greifswald) durchgeführten Analyse der marinen Mollusken in Bohrung 2210GE0117. Das Foto zeigt Teile einer Austernklappe (*Ostrea edulis*) aus ca. 30–40 m Tiefe.

Bei der zweiten Bohrkampagne im Jahr 2013 wurden im Teufenbereich zwischen 50 und 74 m Sedimente angetroffen, die im Gelände als altpleistozäne Ablagerungen angesprochen wurden. Um diese These zu bestätigen, wurden im Verfahren „Schneiden-Ziehen“ kleinräumig Proben für mikropaläontologische Untersuchungen genommen und anschließend im Labor untersucht. Es handelt sich um muddige bis torfige

Ablagerungen bzw. Sand mit vielen pflanzlichen Bestandteilen.

Die Analysen bestätigten ein vermutlich altpleistozänes Alter, konnten das Alter allerdings nicht ausschließlich auf das Altpleistozän eingrenzen (THOMAS 2013b, 2013c, 2013d, 2013e, 2013f). Um die Ergebnisse aus dem Jahr 2013 zu verifizieren, wurde im Jahr 2014 versucht,

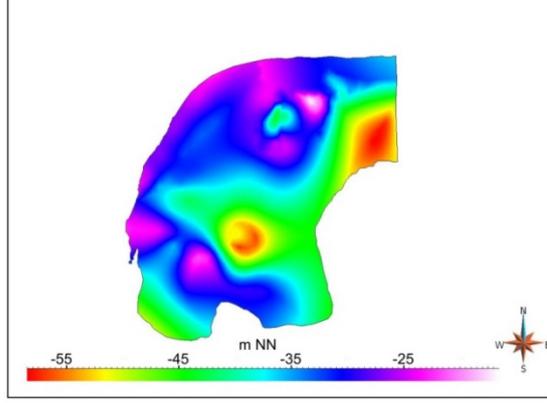
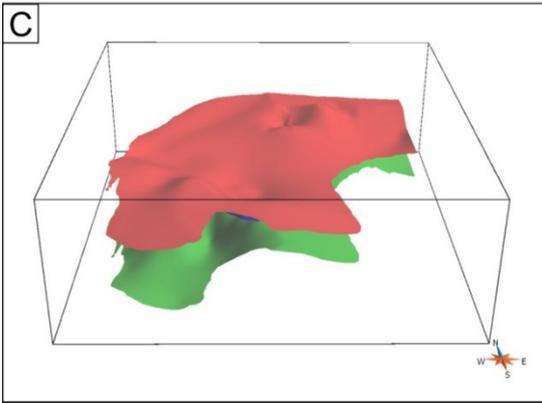
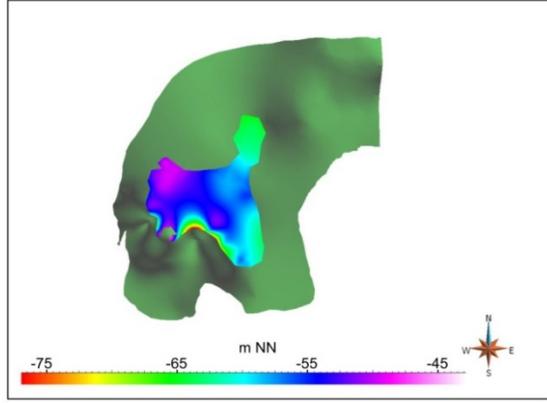
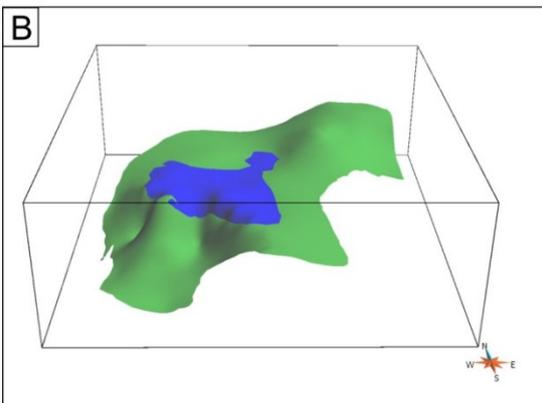
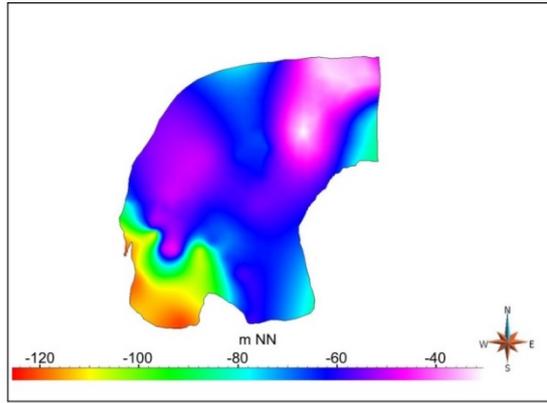
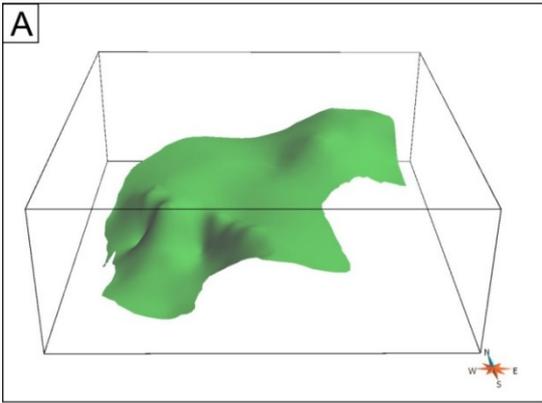
weitere Informationen zur Verbreitung der altpleistozänen Ablagerungen zu gewinnen. Auch die 2014 durchgeführten Bohrungen zeigten häufig in der entsprechenden Teufenlage mudige bzw. torfige Ablagerungen. Weitere Pollenanalysen bestätigten die Ergebnisse von 2013, nach denen die Einstufung des Materials nicht eindeutig dem Altpleistozän zugeordnet werden kann. Laut den Berichten der Pollenanalysen von 2013 und 2014 (THOMAS 2013b, 2013c, 2013d, 2013e, 2013f; THOMAS 2014a, 2014b, 2014c, 2014d, 2014e, 2014f) besitzt das Sediment ein gleichförmiges Pollenspektrum, in dem vereinzelt pliozäne Taxa enthalten sind. Darüber hinaus liegen die Pollenkörner oftmals nur noch als Bruchstücke vor, was ein Hinweis für eine mechanische Beanspruchung, zum Beispiel in Form von Umlagerung, ist. Eine exakte biostratigraphische Einstufung ist daher nicht möglich. Allerdings kann aufgrund der Befunde eine Bildung zwischen dem Pliozän und dem Mittelpleistozän (Stratigraphie siehe DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION 2016) angenommen werden. Diese Einstufung beruht auf der Annahme, dass in diesem Zeitabschnitt das Untersuchungsgebiet terrestrisch geprägt war. Das vollständige Fehlen mariner Elemente bestätigt diesen Befund.

Die neuen Bohrungen aus den Jahren 2011, 2013 und 2014 haben gezeigt, dass die tertiären Schichten in sehr unterschiedlichen Tiefenlagen angetroffen wurden. Sie treten zwischen -30 und -71 m NN auf, wobei es südwestlich des Ortes Langeoog auch zwei Bohrungen gibt, die bei -98 bzw. -101 m NN die Quartärbasis noch nicht erreicht haben. Dies deutet darauf hin, dass der tertiäre Untergrund Langeoogs ein bewegteres Relief aufweist, als bisher bekannt war. Um u. a. dieses Ergebnis näher zu charakterisieren, wurde ein erstes regionales 3D-Untergrundmodell der Insel erstellt (Abb. 7).

## 1.7. Ergebnisse der 3D-Modellierung

Das erstellte GOCAD®-Modell des Westteils der Insel zeigt die markanten Schichtgrenzen im Untersuchungsgebiet (Abb. 7G). Dabei ist zu beachten, dass die Datendichte nicht sehr hoch ist, so dass viele Flächen bzw. Flächenbereiche Unsicherheiten in Form von Interpolationen zwischen den sicheren Stützpunkten der Bohrungen aufweisen (Abb. 5). Trotzdem erlaubt das 3D-Modell ein anschauliches Studium des geologischen Aufbaus der Insel. Das Detail-Modell des Westteils der Insel ist in ein Gesamt-3D-Modell der Insel eingeflossen, welches im Nachgang der hier vorgestellten Arbeiten gemeinsam mit Kollegen des Referates L3.6 Hydrogeologie erstellt wurde und über den Kartenserver auf der Homepage des LBEG für jedermann zur Ansicht bereitsteht.

Die älteste im Modell visualisierte Schicht ist die Oberfläche der tertiären Ablagerungen bzw. die Quartärbasis. Diese zeigt ihre größten Höhen im Norden mit ca. -40 m NN. Im Südwesten des Untersuchungsgebietes fällt sie steil bis auf unter -100 m NN ab. Im zentralen Bereich liegt sie bei ca. -60 m NN (Abb. 7A). Die nächstjüngere modellierte Einheit ist die Oberfläche der altpleistozänen Ablagerungen, die nicht flächendeckend im Untersuchungsgebiet auftritt. Sie hat nur geringe Mächtigkeiten und füllt ein kleines, sehr flaches Becken im zentralen Untersuchungsgebiet auf (Abb. 7B). Die nächstjüngere Fläche ist die Oberfläche der elsterzeitlichen Ablagerungen. Sie tritt wieder flächendeckend auf und ist von einem stark unregelmäßigen Relief geprägt. Der zentrale östliche Teil des Untersuchungsgebietes zeigt Höhen um -45 m NN, wobei besonders im Westen die Tiefen um ca. -30 m NN liegen. Im Norden sind Spuren von Erosionsrinnen deutlich erkennbar (Abb. 7C). Die Oberfläche der drenthezeitlichen Ablagerungen ist geprägt von Erosion im Norden bzw. Nordwesten des Untersuchungsgebietes. Hier fehlen drenthezeitliche Ablagerungen vollständig oder sind nur geringmächtig erhalten. Das Relief ist ansonsten sehr gleichmäßig und liegt bei -20 bis -30 m NN (Abb. 7D). Als jüngste Einheit wurde die Basis der holozänen Ablagerungen visualisiert. Sie zeigt im Norden bzw. Nordwesten des Untersuchungsgebietes starke Erosionsrinnen und damit verbunden sehr tief eingeschnittene Bereiche bis auf -40 m NN. Sonst liegt die Holozänbasis bei ca. -5 bis -10 m NN (Abb. 7E).



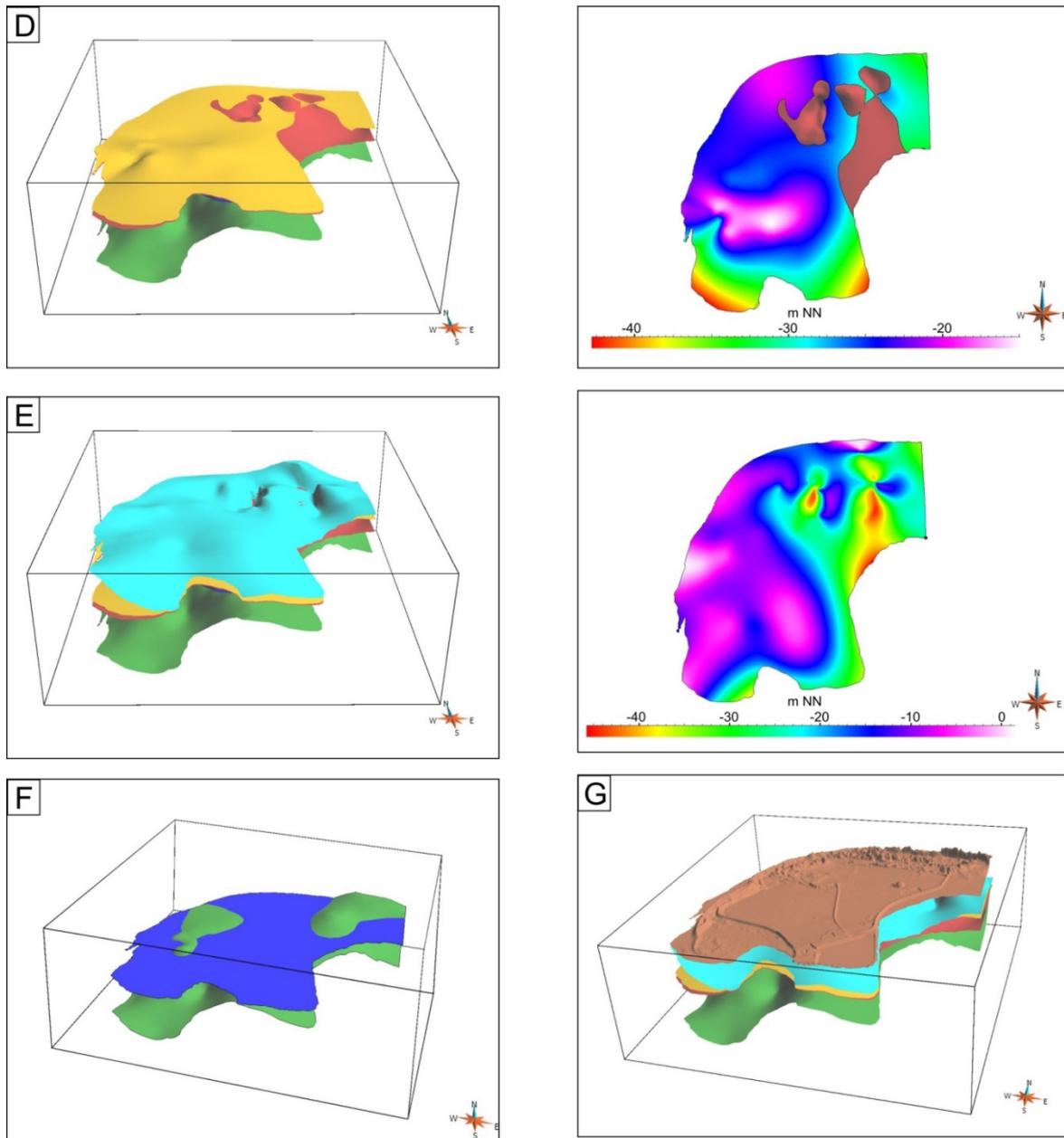


Abb. 7: Ergebnisse des GOCAD®-3D-Untergrundmodells des Westteils der Insel Langeoog. A) Links: Fläche der Quartärbasis. Rechts: Relief der Quartärbasis. B) Links: Fläche der Quartärbasis und die Oberfläche der überlagernden altpleistozänen Ablagerungen (blau). Rechts: Relief der altpleistozänen Ablagerungen. C) Links: Oberfläche der elsterzeitlichen Ablagerungen (rot). Rechts: Relief der elsterzeitlichen Ablagerungen. D) Links: Oberfläche der drenthezeitlichen Ablagerungen (gelb). Rechts: Relief der drenthezeitlichen Ablagerungen. E) Basisfläche der holozänen Ablagerungen (hellblau). Rechts: Relief der holozänen Ablagerungen. F) Vergleich der „alten“ Quartärbasis nach dem Geotektonischen Atlas 3D (dunkelblau) (<http://nibis.lbeg.de/cardomap3/>) und der neu modellierten Quartärbasis (grün). Die neue Fläche zeigt deutlich die Modifikation des Quartärbasis-Reliefs anhand der neuen Bohrungen. G) Gesamtansicht des 3D-Modells des Westteils der Insel Langeoog.

## 1.8. Diskussion

Die erzielten Ergebnisse auf der Insel Langeoog leisten einen wertvollen Beitrag zum Verständnis des geologischen Aufbaus der Insel. Im Zuge der neuen Betrachtung der Geologie konnten insgesamt 22 bestehende Bohrungen der BDN in ihrer Qualität aufgewertet werden, indem sie in Teilbereichen neu interpretiert und/oder stratigraphisch zugeordnet wurden. Die Ergebnisse sind im Kontext anderer Erkenntnisse zu bewerten und zu diskutieren.

Eines der Ziele der Bohrkampagnen auf Langeoog war die Erkundung der Quartärbasis. Die meisten Bohrungen haben daher das Tertiär erreicht und konnten so ein detaillierteres Bild der Quartärbasis aufzeigen. Die vorher bekannte Tiefenlage und das Relief waren bisher nur aus stark interpolierten Darstellungen des Geotektonischen Atlas bekannt (BALDSCHUHN et al. 2001). Die Quartärbasis war nach diesen Daten „bretteben“ und zeigte nur einen sehr geringen Abfall nach Westen. Die neue Modellierung zeigt, dass es zahlreiche Höhen und Tiefen in der Fläche gibt (Abb. 7F). Im Westen liegt ein starker Abfall vor. Leider ist nicht bekannt, bis in welche Tiefen das Quartär reicht, da keine Tiefbohrungen in den tief eingeschnittenen Strukturen, z. B. der Accumer Ee, existieren (<http://nibis.lbeg.de/cardomap3/>). Die starke Absenkung könnte im Zusammenhang mit dem in ca. 1500 m Tiefe existierenden Salzstock Langeoog stehen. Der Abfall der Tertiär-Oberfläche ist westlich des Salzstockes lokalisiert, was auf eine Randsenke hindeuten könnte. Die rinnenartige Erosion der tertiären Oberfläche während des anschließenden Mittel-Pleistozäns wäre ein weiterer Grund für das starke Abtauchen des Quartärs in diesem Bereich.

Des Weiteren wird deutlich, dass sich im Nordosten der Ortschaft Langeoog eine tertiäre Hochlage befindet. Diese Hochlage ist bedeutend für die Entstehungsgeschichte Langeoogs. Überraschenderweise ist über die Entstehung Langeoogs weniger bekannt als von den Autoren dieser Arbeit aufgrund der exponierten Stellung (Küstenschutz, Tourismus, Wasserversorgung etc.) angenommen wurde. Die weitestreichenden Forschungen wurden von STREIF (1986, 1990) betrieben. Jedoch ist nur postuliert, dass die Insel das Stadium einer Geestkerninsel durchlaufen hat und heute als junge Barriereinsel zu bezeichnen ist. Detailliertere Forschungsergebnisse sind den Autoren nicht bekannt. Mit der neuen Annahme einer tertiären

Hochlage wird deutlich, dass die Entstehung einer Insel an dieser Position begünstigt war. Die Hochlage hat schon in der frühen Entwicklung der Nordsee als ein Widerlager für bewegtes Sediment fungiert, an dem Material „gefangen“ werden konnte. Bislang ist man nur von einer pleistozänen Hochlage ausgegangen (STREIF 1986). Hier stellt sich natürlich die Frage nach dem Grund dieser Hochlage. Mit der jetzt erkannten tertiären Vorprägung wird daher auch die Existenz der pleistozänen Hochlage schlüssig. Im Holozän konnte sich dann marines Sediment anlagern, so dass heute der Charakter einer jungen Barriereinsel besteht (STREIF 1990). Es gibt einen klaren Zusammenhang zwischen der Hochlage und der heutigen Position der Insel, weshalb nicht von einer reinen Barriereinsel gesprochen werden sollte, die allein durch Wellen, Strömung und Wind entstanden ist.

Der Nachweis altpleistozäner Sedimente im Untergrund bei ca. -48 bis -66 m NN brachte weitere neue Erkenntnisse über die Entstehung Langeoogs. Allerdings konnten die mikropaläontologischen Analysen, vorwiegend Pollenanalysen, keine eindeutige Alterseinstufung liefern. Ähnliche Sedimente sind allerdings auch aus anderen Bereichen der Nordsee bekannt. Bereits in den 1990er Jahren wurden im „EG-Southern North Sea Project“ zahlreiche Analysen an Bohrkernen in der südlichen Nordsee durchgeführt (HAHNE 1996, SCHWARZ 1996). In diesen Arbeiten werden zwei bzw. drei Bohrkernkerne untersucht, die auf dem deutschen Festlandsockel abgeteuft wurden (BID: 9999GE 0703-0706). Die Bohrung 89/3 weist laut Interpretation des Kernmaterials ab einer Teufe von ca. 60 m altpleistozänes Material sowie die Bohrungen 89/4 und 89/9 weisen ab ca. 40 m pre-elsterzeitliches bis altpleistozänes Material auf. In allen drei Bohrungen wird das altpleistozäne Sediment durch einen hohen Anteil von aufgearbeitetem tertiärem Material charakterisiert. Besonders die Beschreibung von Bohrung 89/9 deckt sich sehr gut mit den Befunden auf Langeoog. Das Material von 37 bis 86 m wird als Wechsellagerung von Fein- bis Mittelsand und Feinsand mit Pflanzenresten, Holzstücken und dünnen Torf-Lagen beschrieben. Sedimentologisch wurde es als fluvial-deltaisches Sediment des Unter-Pleistozäns mit Teilen des Mittel-Pleistozäns interpretiert (SCHWARZ 1996). Nähere Alterseinstufungen konnten auch hier nicht erfolgen, da ein deltaisches System durch starke Strömungsschwankungen mit Erosion und Ablagerungen geprägt ist. Die Ähnlichkeit

des Materials in der südlichen Nordsee und im Untergrund Langeoogs lässt die These zu, dass es sich in beiden Fällen um altpleistozänes Material handelt. Die Pollenanalysen an den Bohrkernen 89/4 und 89/9 bestätigen diese These (HAHNE 1996) und stehen nicht im Widerspruch zu den neuen Datierungen (THOMAS 2013b–f, THOMAS 2014a–f).

Daraus resultierend wurden alle Sedimente als altpleistozän eingestuft. Die Position des Materials wird im 3D-Modell deutlich. Die feinkörnigen Ablagerungen füllen eindeutig kleine, flache Senkenbereiche in der Tertiär-Oberfläche aus (Abb. 7B). Es ist davon auszugehen, dass es zur Sedimentation durch Ausfällung feinkörnigen Materials am Grund eines kleinen Beckens kam, z. T. mit anschließender Moorbildung.

Eine weitere These ist die Sedimentation in einer Randsenke des Salzstockes Langeoog. Es ist bekannt, dass Randsenken bzw. Subrosionssenken als Sedimentfallen fungieren (DEUTLOFF & STRITZKE 1999). Ein Hinweis hierfür wäre das abrupte Verschwinden der altpleistozänen Ablagerungen am Rand des kleinen Beckens im Westen bzw. das Abtauchen der Tertiär-Oberfläche nach Westen. Aufgrund der mangelnden Bohrungsdichte konnte dieser These nicht weiter nachgegangen werden. Die nachträglich stattfindende Erosion im Mittelpleistozän hinterließ nur wenig altpleistozänes Material im Bereich der späteren Insel Langeoog bzw. räumte die Randsenke im Westen aus.

Besonders starke Erosionsereignisse haben nicht nur im Mittelpleistozän stattgefunden, sondern auch in jüngerer Zeit während des Holozäns. Diese stehen im Zusammenhang mit den Meeresspiegelschwankungen in diesem Zeitabschnitt (u. a. BUNGENSTOCK & WEERTS 2010) und wiederholt auftretenden Sturmfluten (u. a. STREIF 1990). Seit dem Beginn des 16. Jahrhunderts sind diese Ereignisse historisch hinterlegt (u. a. zusammengefasst in STREIF 1990). Bei der Weihnachtsflut 1717 soll der Dünenbereich Langeoogs komplett durchbrochen worden sein, so dass die Insel in „zwei Teile getrennt“ worden ist. Die aktuellen Untersuchungen auf der Insel haben gezeigt, dass bereits vor dieser Zeit Erosionsereignisse tiefe Einschnitte bis in den mittelpleistozänen Inselkern hervorgerufen haben. Die Basis der holozänen Ablagerungen zeigt im Nordwesten der Insel im Bereich südlich der Heerenhusdünen im Pirolatal starke Erosion bis in die elsterzeitlichen Ablagerungen. Diese Erosion scheint auf Rinnen

zurückzuführen zu sein, die sich in der späten Weichsel-Kaltzeit oder dem frühen Holozän in den Untergrund eingeschnitten haben. Der genaue Verlauf dieser Rinnenstrukturen ist anhand der vorhandenen Bohrungen nicht zu belegen. Aufgrund der 3D-Modellierung deutet sich jedoch an, dass die Erosion von Süden kam (Abb. 7E). Diese Annahme legt nahe, dass die Insel auch schon im frühen Holozän „geteilt“ war und die heutige Anfälligkeit einiger Küstenbereiche, wie hier des Pirolatals, schon lange geologisch vorgeprägt ist. Wir gehen davon aus, dass in dem Modellierungsgebiet direkt östlich anschließenden Bereich rund um den Schloppsee ebenfalls schon wesentlich ältere Strukturen „Durchbrüche“ wie im Jahr 1717 begünstigt haben. Eine genaue Kenntnis über den Untergrund Langeoogs kann somit auch ein hilfreiches Instrument für den Küsten- und Inselerschutz sein.

### 1.9. Bezüge zu den anderen Ostfriesischen Inseln?

Im Zuge des Bohrprogramms BLQN hat die Geologische Landesaufnahme des LBEG auch auf anderen Ostfriesischen Inseln mit Hilfe der eigenen Bohranlage neue geologische Informationen gesammelt. 2010 war das Team auf der Insel Baltrum und 2012 auf der Insel Spiekeroog. Die Ziele und Aufgabenstellungen waren identisch mit denen für die erste Bohrkampagne (2011) auf der Insel Langeoog. Die Bohrungen wurden mit dem gleichen technischen Equipment und bohrtechnischen Verfahren durchgeführt. Alle Daten wurden in technischen Kurzberichten zusammengefasst (POSSIN & FISCHER 2010, 2012).

Die Bohrergebnisse der Insel Baltrum zeigen eine Schichtenfolge vom Tertiär bis zum Holozän. Alle drei abgeteuften Bohrungen haben das Tertiär erreicht. Die Höhenlage variiert zwischen -70 bzw. -72 m NN in den Bohrungen 2210GE0091 und 2210GE0093 und -40 m NN in Bohrung 2210GE0092. Dieses Ergebnis deutet darauf hin, dass wie auf Langeoog eine tertiäre Hochlage im Nordwesten der Insel vorliegt. Über das weitere Relief der tertiären Oberfläche kann aufgrund der wenigen Bohrungen keine Aussage getroffen werden. Des Weiteren scheinen die feinkörnigen altpleistozänen und die grobkörnigen elsterzeitlichen Ablagerungen Langeoogs auf Baltrum nicht erhalten zu sein.

In allen Bohrungen liegt saalezeitlicher Sand direkt auf den tertiären Ablagerungen. Dementsprechend auffällig ist das Vorhandensein von feinkörnigem Sand in einer Tiefe von ca. -20 m NN, der als eemzeitlich interpretiert wurde. Eemzeitliche Ablagerungen konnten auf Langeoog nur in einer Bohrung, in mariner Fazies, vermutet werden. Es folgen im Hangenden weichselzeitliche und holozäne Sedimente.

Die sieben Bohrungen auf Spiekeroog haben Teufen zwischen 25 und 74 m. Fast jede Bohrung wies eine andere Schichtfolge auf, was auf ein heterogenes Bild der geologischen Schichten im Untergrund hinweist. Tertiäre Schichten wurden aus bohrtechnischen Gründen, aufgrund der Beschaffenheit des Bohrgutes, nicht erbohrt. Die ältesten Schichten wurden als drenthezeitliche Sande interpretiert. Auffällig ist im Vergleich zu den Ergebnissen auf den anderen beiden Inseln, dass sowohl holsteinzeitliche als auch eemzeitliche Ablagerungen erbohrt wurden. Eine nähere Korrelation ist aufgrund der geringen Bohrungsdichte auf Spiekeroog anhand der eigenen neuen Bohrungen nicht möglich. Ein Abgleich mit den bestehenden Bohrungen in der BDN hat aber gezeigt, dass im Tiefenbereich von -58 bis -72 m NN in den hydrogeologischen Bohrungen 2212HY0003, 2212HY0004, 2212HY0007 und 2212HY0008 dunkelbrauner bzw. schwarzer Torf angetroffen wurde. In diesen Bohrungen wird der Torf meist von hellgrauem Feinsand unterlagert. In Anlehnung an die Ergebnisse auf Langeoog könnte vermutet werden, dass auch auf Spiekeroog partiell altpleistozäne, torfige Ablagerungen über tertiärem Feinsand in ähnlichen Tiefen lagern. Dies ist aufgrund fehlender palynologischer Untersuchungen jedoch nur als These aufzufassen. Es gibt nur wenige stratigraphisch eingestufte Bohrungen auf Spiekeroog. Auffällig ist, dass eine Bohrung (2212HY0076) im Nordwesten der Insel das Tertiär bei 24,8 m (-14 m NN) angetroffen hat. Die Position dieser tertiären Hochlage würde durchaus mit vergleichbaren Hochlagen der anderen Inseln übereinstimmen, jedoch läge sie noch mindestens 10 m höher als auf Langeoog.

Es zeigen sich somit Übereinstimmungen im Aufbau der drei angesprochenen Ostfriesischen Inseln. Tertiäre Hochlagen scheinen auch auf Baltrum die Inselbildung initiiert oder begünstigt zu haben. Ähnliche Hinweise gibt es auch auf Spiekeroog. Ergebnisse von Spiekeroog zeigen, dass die weitere Entwicklung der Inseln

wahrscheinlich zur Zeit des Altpleistozäns vergleichbar gewesen ist, sich danach aber unterschiedlich fortgesetzt hat.

Auf den ersten Blick fallen Beziehungen zwischen den im tieferen Untergrund zahlreicher Ostfriesischer Inseln liegenden Salzstöcken/-strukturen und der heutigen Position der Inseln auf. Aufgrund unserer eigenen Untersuchungen ergaben sich keinerlei Hinweise auf entsprechende Beziehungen.

### 1.10. Schlussfolgerung und Ausblick

Die Untersuchungen der Geologischen Landesaufnahme im Programm BLQN haben neue Erkenntnisse zum Aufbau und zur Entwicklungsgeschichte der Ostfriesischen Inseln, insbesondere von Langeoog, geliefert.

Es konnte gezeigt werden, dass die Bildung Langeoogs mit dem Vorkommen einer tertiären Hochlage im Untergrund zusammenhängt. Vermutlich diente diese als Strömungshindernis und begünstigte die Ansammlung von Sediment, welches sich später zur Insel ausbildete. Altpleistozäne Ablagerungen bestätigen den relativ alten Inselkern. Es konnten auch keine Hinweise für das „Loslösen“ vom Inselkern gefunden werden, da der Kern Langeoogs weiterhin im Bereich der tertiären Hochlage zu finden ist. Somit kann im Falle Langeoogs nicht von einer reinen Barriereinsel gesprochen werden. Natürlich hat sich im jungen Zeitalter des Holozäns viel marines und äolisches Material angelagert und bestimmt daher das heutige Relief in Form einer „Barriereinsel“. Diese Ergebnisse lassen sich bedingt auf Baltrum und Spiekeroog übertragen, obwohl hier wesentlich weniger neue Untersuchungen durchgeführt wurden und daher nur Thesen aufgestellt werden können.

Die Untersuchungen auf Langeoog haben gezeigt, dass einige Fragen offen geblieben sind. Die quartäre Basisfläche konnte nur im westlichen Teil Langeoogs neu modelliert werden. Es zeigen sich deutliche Höhen und Tiefen der Fläche, die auf hohe Beanspruchung im Bereich der späteren Insel hinweisen. Das genaue Abtauchen der Basis im Westen kann aufgrund mangelnder Bohrungsdichte in diesem Gebiet nicht näher beschrieben werden.

Zudem bleibt die Frage des genauen Alters der vermutlich altpleistozänen Ablagerungen offen. Mit den vorliegenden Analyseergebnissen ist es

nicht möglich, eine genauere Alterseinstufung zu erreichen.

Aber auch die jüngere Entwicklung der Insel wirft Fragen auf: Wann erfolgten Durchbrüche im Holozän? Sind potenzielle Bruchstellen geologisch vorgezeichnet? Stehen rezente Durchbrüche im Zusammenhang mit diesen alten Schwachstellen? Die Rinne im Norden der Insel, um Bohrpunkt 2210GE0117, konnte nicht weiter auskartiert werden, da weitere geologische Informationen fehlen. Die 3D-Modellierung in ihrer derzeitigen Version ist daher nur als Anhaltspunkt zu verstehen und bei Vorlage neuer Erkenntnisse zu modifizieren.

Um diese und andere Fragen zu beantworten, wären weitere Arbeiten auf Langeoog notwendig. Eine weitere Bohrkampagne könnte an relevanten Positionen zusätzliche Informationen zum Untergrund liefern und so das 3D-Modell verifizieren. Eine solche Bohrkampagne sollte durch andere Untersuchungsmethoden begleitet werden. Um zum Beispiel Rinnen- und Erosionsstrukturen im pleistozänen Sockel zu erforschen, könnte die Methode der Scherwellenseismik eingesetzt werden. Weitere Datierungen wären ebenfalls sinnvoll, um die Altersfrage eindeutig zu beantworten. Hier könnten Datierungen mittels optisch stimulierter Lumineszenz (OSL-Datierungen) an sandigen Sedimenten zur Anwendung kommen. Die gewonnenen Bohrkernkerne könnten dann erneut in den geeigneten Kernbereichen engmaschig pollenanalytisch untersucht werden, um einen besseren Vergleich mit den Ergebnissen aus der südlichen Nordsee (HAHNE 1996) zu gewährleisten.

### 1.11. Dank

Für die tatkräftige und unbürokratische Hilfe und vielfältige Unterstützung vor Ort danken wir besonders der Gemeinde- und Kurverwaltung der Insel Langeoog und dem Niedersächsischen Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN), aber auch den vielfältigen Unterstützern auf den Inseln Baltrum und Spiekeroog.

Wir danken Dr. Stefan Meng (EMA Universität Greifswald) für die Analyse der marinen Mollusken in den Proben der Bohrung 2210GE0117 und Melanie Thomas (LBEG) für die palynologischen Untersuchungen und die begleitende fachliche Diskussion.

### 1.12. Literatur

- ALAPPAT, L., VINK, A., TSUKAMOTO, S. & FRECHEN, M. (2010): Establishing the Late Pleistocene-Holocene sedimentation boundary in the southern North Sea using OSL dating of shallow continental shelf sediments. – *Proceedings of the Geologists' Association* **121**: 43–54; London.
- BALDSCHUHN, R., BINOT, F., FLEIG, S. & KOCKEL, F. (2001): Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland und dem deutschen Nordsee-Sektor. – *Geologisches Jahrbuch*, **A 153**: 88 S.; Stuttgart.
- BARCKHAUSEN, J. (1970): Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25 000, Erl. Blatt 2210 Baltrum und Blatt 2211 Ostende Langeoog. – 44 S., 5 Abb., 4 Tab., 1 Kt.; Hannover.
- BARCKHAUSEN, J., PREUSS, H. & STREIF, H. (1977): Ein lithologisches Ordnungsprinzip für das Küstenholozän und seine Darstellung in Form von Profiltypen. – *Geol. Jb.* **A 44**: 45–77, 7 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- BUNGENSTOCK, F. & WEERTS, H. J. T. (2010): The high-resolution Holocene sea-level curve for Northwest Germany: global signals, local effects or data-artefacts? – *International Journal of Earth Sciences* **99**: 1687–1706; Berlin.
- DEUTLOFF, O. & STRITZKE, R. (1999): Pleistozän-Geologie und Palynostratigraphie in Subbrosionssenken Ostwestfalens. – *Eiszeitalter und Gegenwart* **49**: 84–101; Hannover.
- DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg., Redaktion: MENNING, M. & HENDRICH, A.) (2016): *Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2016*. – Potsdam.
- HAHNE, J. (1996): Pollenanalytische Untersuchungsergebnisse zur Bohrung 89/3, südliche Nordsee. – *Geol. Jb.* **A 146**: 163–175; Stuttgart.
- HINSCH, W. (1993): Marine Molluskenfaunen in Typusprofilen des Elster-Saale-Interglazials und des Elster-Spätglazials. – *Geol. Jb.* **A 138**: 9–34; Stuttgart.
- LBEG – LANDESAMT FÜR BERGBAU, ENERGIE UND GEOLOGIE (Hrsg.) (2015): *Symbolschlüssel Geologie - Symbole für die Dokumentation geologischer Feld- und Aufschlusdaten*. – 2 Bd., 535 S.; Hannover [ISBN 978-3-510-96851-0].

- POSSIN, W. & FISCHER, K. (2010): Projekt: Bohrpunktverdichtung mitteltiefer Untergrund auf der Insel Baltrum - Technischer Kurzbericht. – Interner Bericht LBEG (Archiv-Nr. **0129438**); Hannover.
- POSSIN, W. & FISCHER, K. (2012): Projekt Bohrpunktverdichtung mitteltiefer Untergrund auf der Insel Spiekeroog - Technischer Kurzbericht. – Interner Bericht LBEG (Archiv-Nr. **0132501**); Hannover.
- SCHWARZ, C. (1996): Die Bohrungen 89/3, 89/4 und 89/9 auf dem deutschen Nordseeschelf - Sedimentologische und magnetostratigraphische Befunde sowie lithostratigraphische Konnektierung. – Geol. Jb. **A 146**: 33–137; Stuttgart.
- STREIF, H. (1986): Zur Altersstellung und Entwicklung der Ostfriesischen Inseln. – Offa **43**: 29–44; Neumünster.
- STREIF, H. (1990): Das ostfriesische Küstengebiet - Nordsee, Inseln, Watten und Marschen. – Sammlung geologischer Führer **57**, 2. Aufl., 376 S.; Berlin (Borntraeger).
- STREIF, H. (1998): Die geologische Küstenkarte von Niedersachsen 1 : 25 000 - eine neue Planungsgrundlage für die Küstenregion. – Z. angew. Geol. **44**: 183–194; Stuttgart.
- STREIF, H. (2004): Sedimentary record of Pleistocene and Holocene marine inundations along the North Sea coast of Lower Saxony, Germany. – Quaternary International **112**: 3–28; Amsterdam.
- THÖLE, H., GAEDICKE, C., KUHLMANN, G. & REINHARDT, L. (2014): Late Cenozoic sedimentary evolution of the German North Sea - A seismic stratigraphic approach. – Newsletters on Stratigraphy **47** (3): 299–329; Berlin.
- THOMAS, M. (2013a): Palynologischer Untersuchungsbericht, BP2, Langeoog. – Interner Bericht LBEG (PaStraLa-Nr. **5231\_7680**); Hannover.
- THOMAS, M. (2013b): Palynologischer Untersuchungsbericht, BP1-04, Langeoog. – Interner Bericht LBEG (PaStraLa-Nr. **6781\_8328**); Hannover.
- THOMAS, M. (2013c): Palynologischer Untersuchungsbericht, BP2-05, Langeoog. – Interner Bericht LBEG (PaStraLa-Nr. **6782\_8329**); Hannover.
- THOMAS, M. (2013d): Palynologischer Untersuchungsbericht, BP3, Langeoog. – Interner Bericht LBEG (PaStraLa-Nr. **6783\_8330**); Hannover.
- THOMAS, M. (2013e): Palynologischer Untersuchungsbericht, BP4-01, Langeoog. – Interner Bericht LBEG (PaStraLa-Nr. **6784\_8331**); Hannover.
- THOMAS, M. (2013f): Palynologischer Untersuchungsbericht, BP5, Langeoog. – Interner Bericht LBEG (PaStraLa-Nr. **6785\_8332**); Hannover.
- THOMAS, M. (2014a): Palynologischer Untersuchungsbericht, BP1-3, Langeoog. – Interner Bericht LBEG (PaStraLa-Nr. **6877\_8420**); Hannover.
- THOMAS, M. (2014b): Palynologischer Untersuchungsbericht, BP3-3, Langeoog. – Interner Bericht LBEG (PaStraLa-Nr. **6878\_8421**); Hannover.
- THOMAS, M. (2014c): Palynologischer Untersuchungsbericht, BP5-3, Langeoog. – Interner Bericht LBEG (PaStraLa-Nr. **6879\_8422**); Hannover.
- THOMAS, M. (2014d): Palynologischer Untersuchungsbericht, BP6-3, Langeoog. – Interner Bericht LBEG (PaStraLa-Nr. **6880\_8423**); Hannover.
- THOMAS, M. (2014e): Palynologischer Untersuchungsbericht, BP7-3, Langeoog. – Interner Bericht LBEG (PaStraLa-Nr. **6881\_8425**); Hannover.
- THOMAS, M. (2014f): Palynologischer Untersuchungsbericht, BP9-3, Langeoog. – Interner Bericht LBEG (PaStraLa-Nr. **6882\_8424**); Hannover.

## 2. Die mittelpleistozäne Entwicklungsgeschichte der Grube Blumenthal im Landkreis Stade

JANINE MEINSEN, MELANIE THOMAS,  
GUNTRAM HERRENDORF & CARSTEN SCHWARZ

### 2.1. Zusammenfassung

In der Sandgrube Blumenthal im Landkreis Stade sind mehrere Meter mächtige pleistozäne Ablagerungen aufgeschlossen. Besonderes Interesse weckt eine dunkelbraune bis schwarze Bank mit einem hohen organischen Anteil, die in die sandigen Ablagerungen eingeschaltet ist. Da sie Artefakte enthält, besteht auch seitens der Archäologie ein hohes Interesse, diese Schicht geologisch einzuordnen. Um die Genese und das Alter der Sedimente in der Grube näher zu charakterisieren und in die quartäre Landschaftsentwicklung einzubinden, wurden eine detaillierte Profilaufnahme und Pollenanalyse durchgeführt. Neun Faziestypen konnten identifiziert und interpretiert werden. Unterstützend wurden an drei Proben Feinkieszählungen durchgeführt.

Die Ergebnisse zeigen, dass die Ablagerungen aus saalezeitlichen glazifluviatilen und subglazialen Sedimenten aufgebaut sind. Die torfige Bank konnte nicht eindeutig genetisch charakterisiert werden. Die Befunde deuten jedoch darauf hin, dass es sich um eine während der Saale-Kaltzeit aufgearbeitete und resedimentierte Ablagerung handelt. Diese Vermutung wird sowohl durch die interne Struktur des Materials als auch die Ergebnisse der Pollenanalyse gestützt.

### 2.2. Einleitung

Die Sandgrube Blumenthal befindet sich in der Gemeinde Burweg im Landkreis Stade, ca. 4 km westlich von Himmelpforten (Abb. 1A) im Land Kehdingen. Der Sandabbau beschränkt

sich auf den Bereich des Stellberges, der eine kleine, ca. 600 m lange und 400 m breite Erhebung mit einer maximalen Höhe von 16 m NN ist. Die umliegende Geest zeigt Höhen zwischen 3 und 6 m NN. Im Westen und Nordosten schließt sich die Niederung der Oste mit Höhen um 0 m NN an (Abb. 1B). Der Stellberg ist aus pleistozänen Sedimenten aufgebaut. Laut Geologischer Karte von Niedersachsen im Maßstab 1 : 50 000 (GK 50), Blatt L2320 Hemmoor, steht weichselzeitlicher Geschiebedecksand über Grundmoräne oder über glazifluviatilen Schmelzwassersand an (MÜLLER & CASPERS 2006).

Die Sandgrube Blumenthal hat eine W-E-Ausdehnung von ca. 500 m und eine maximale N-S-Ausdehnung von ca. 300 m. Der aktive Abbau konzentriert sich auf die südöstliche Ecke der Grube. Im Jahr 2014 ist dort eine ca. 70 m lange Aufschlusswand mit N-S-Erstreckung hinzugekommen, die besonders gute Aufschlussverhältnisse bietet (Abb. 1C). Die Geländeoberkante liegt bei ca. 12 m NN. Der weitere Grubenbereich ist heute nicht mehr aufgeschlossen und z. T. renaturiert (Abb. 1C).

In den 1980er Jahren wurden im Forschungsprojekt Bossel des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung (NLFb) zahlreiche Bohrungen östlich und südöstlich der Grube Blumenthal durchgeführt. Das Forschungsprojekt diente der Erkundung des Holstein-Interglazials (vgl. Abb. 2), insbesondere der Fixierung der Interglazial-Untergrenze in Niedersachsen (MÜLLER & HÖFLE 1994). Die am detailliertesten aufgenommene Bohrung ist die Forschungsbohrung Bossel 1 (Bohrungsidentifikator 2321GE0001), die ca. 750 m südöstlich der Grube Blumenthal bis zu einer Teufe von 66,5 m abgeteuft wurde (Abb. 1B). Die Bohrung hat Ablagerungen der Holstein-Warmzeit angetroffen. Weitere Bohrungen im Zuge des Forschungsprojektes bestätigen diesen Fund. Aus dem geologischen Kartenwerk des LBEG (<http://nibis.lbeg.de/cardomap3/>) geht hervor, dass das Holstein-See bis in den Abbaubereich gereicht hat, wohingegen das Eem-See nicht bis in diesen Bereich gelangte.

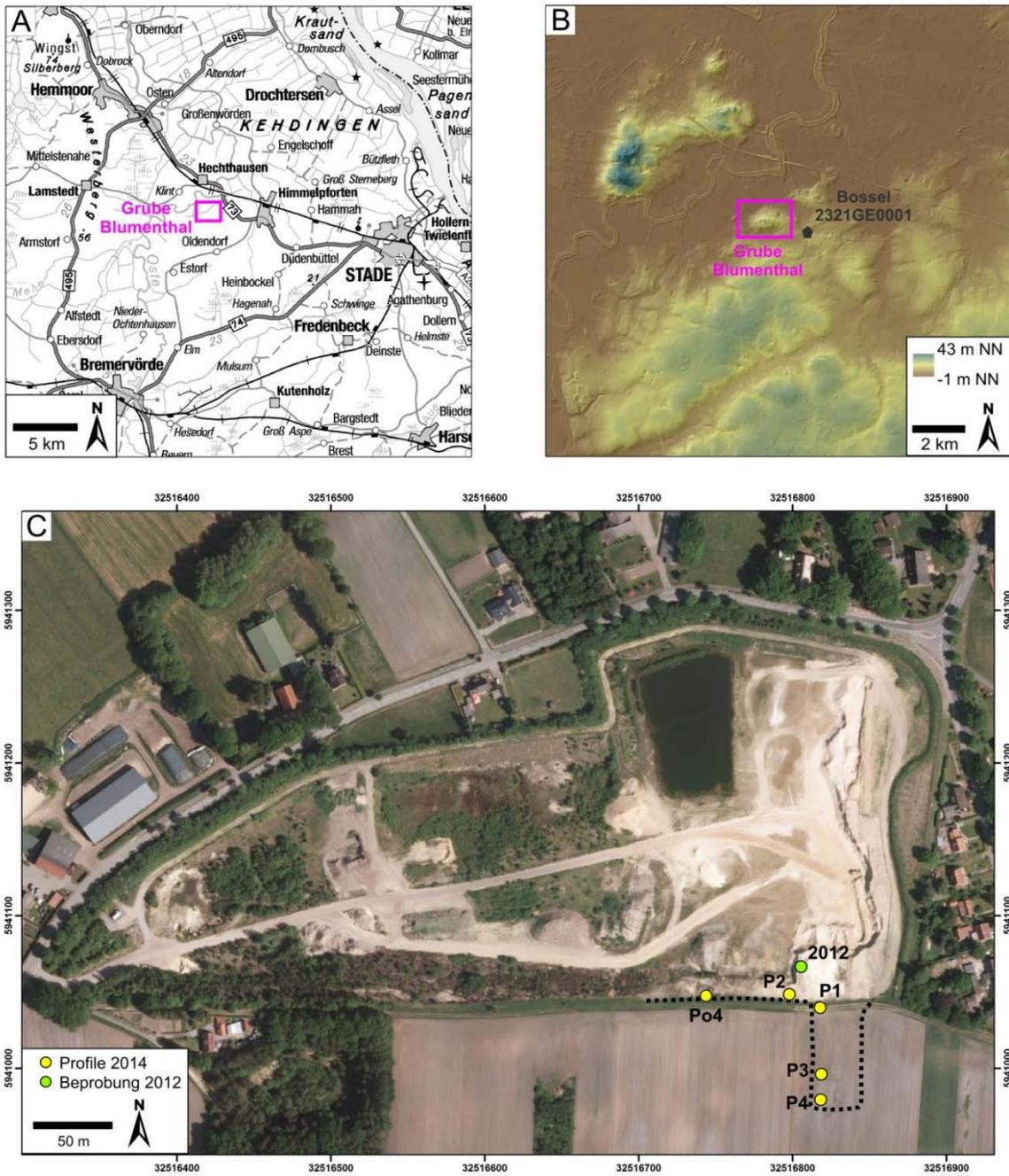


Abb. 1: A) Topographische Übersichtskarte mit Lage der Grube Blumenthal. B) Digitales Geländemodell zur Veranschaulichung der Höhenlage des Stellberges mit der Grube Blumenthal und der Forschungsbohrung Bessel (2321GE0001). C) Luftbild der Grube Blumenthal, Stand 2012, mit Lage der in der erweiterten Grube aufgenommenen Profile von 2014 sowie Lage des Beprobungspunktes von 2012. Quelle: Auszug aus den Geobasisdaten der Niedersächsischen Vermessungs- und Katasterverwaltung, 2012, Landesamt für Geoinformation und Landesvermessung Niedersachsen (LGLN).

System	Internationale Stufengliederung	Numerisches Alter	Lithostratigraphie	Klimaperioden	Kalibrierte Kalenderjahre vor heute nach Jahresschichtenzählungen		
QUARTÄR	PLEISTOZÄN	11700	Weichsel-Kaltzeit	Ober-Weichsel	HOLOZÄN	11560 cal J.v.h. bis heute	
					Jüngere Tundrenzeit	12700 bis 11560 cal J.v.h.	
					Alleröd-Interstadial	13350 bis 12700 cal J.v.h.	
					Ältere Tundrenzeit	13480 bis 13350 cal J.v.h.	
					Bölling-Interstadial	13730 bis 13480 cal J.v.h.	
					Älteste Tundrenzeit	13860 bis 13730 cal J.v.h.	
				Meiendorf-Intervall	14500 bis 13860 cal J.v.h.		
				Mittel-Weichsel	Konventionelle Radiokarbonalter BP		
					Phase extremer Abkühlung	22000 bis 18000 BP	
					Denekamp-Intervall	32000 bis 28000 BP	
					Hengelo-Intervall	38700 bis 36900 BP	
					Moershoofd-Intervall-Komplex		
					Glinde-Intervall	51000 bis 48000 BP	
					Ebersdorf-Stadial		
					Oerel-Interstadial	57700 bis 55400 BP	
		Schalkholz-Stadial					
		Unter-Weichsel	Odderade-Interstadial	um 74000 BP			
			Rederstall-Stadial				
			Brörup-Interstadial				
			Herning-Stadial				
		115000	126000	Eem-Warmzeit	Dauer 11000 Jahre in der Zeitspanne zwischen 128000 und 117000 BP		
					Saale-Komplex	Warthe-Stadium	
						Drenthe-Stadium	
				Jüngere Drenthe			
				Haupt Drenthe			
				Dömnitz-Warmzeit (= Wacken-, Schöningen-, Hoogeveen-Warmzeit)			
				Fuhne-Kaltzeit			
				Holstein-Warmzeit	Dauer 16000 Jahre in der Zeitspanne zwischen 320000 und 300000 BP		
					Elster-Komplex	Elster-Kaltzeit sensu stricto	
Gelkenbach-Interstadial							
Roter Ton von Bilshausen							
Cromer-Komplex	Ruhme-Warmzeit (= Kärlich-, Noordbergum-Warmzeit) Dauer ~25000 Jahre, zwischen 425000 und 385000 J.v.h.						
	Kaltzeit (Glazial C)						
	Rosmalen-Warmzeit						
	Kaltzeit (Glazial B)						
	Hunteburg-Warmzeit (= Harreskov-, Westerhoven-Warmzeit)						
Bavel-Komplex	Kaltzeit (Glazial A)						
	Osterholz-Warmzeit (= Sohlingen-, Waardenburg-Warmzeit)						
	Dorst-Kaltzeit						
	Leerdam-Warmzeit (= Pinneberg-Warmzeit)						
	Linge-Kaltzeit (= Seth-Kaltzeit)						
Bavel-Warmzeit (= Uetersen-, Marleben-Warmzeit)							
Menap-Komplex							
Waal-Komplex							
Eburon-Kaltzeit							
Tegelen-Komplex							
Prätegelen-Kaltzeit							
2,6 Mio							

Quelle: Das Quartär in Niedersachsen und benachbarten Gebieten - Gliederung, geologische Prozesse, Ablagerungen und Landschaftsformen. STREIF, H. (2004) mit Beiträgen von: CASPERS, G., FREUND, H., GEYH, M.A., KLEINMANN, A., MERKT, J., MEYER, K.-D., MÜLLER, H., ROHDE, P. & SCHWARZ, C. Stand 03.2018

Numerisches Alter: International Chronostratigraphic Chart v. 2016/12: <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2016-12.jpg>

Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.; Redaktion: Menning, M. & Hendrich, A.) (2016): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2016; Potsdam (GeoForschungsZentrum).

Abb. 2: Stratigraphische Tabelle des Quartärs in Niedersachsen (STREIF 2004, DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION 2016).

Das LBEG wurde im Juni 2012 durch Daniel Nösler von der Archäologischen Denkmalpflege des Landkreises Stade auf die guten Aufschluss-Verhältnisse in der Grube Blumenthal aufmerksam gemacht. Eine Geländebegehung wurde noch im Juni 2012 durchgeführt. Dabei wurde insbesondere eine Artefakte führende Schicht untersucht, die vermutlich unter warmzeitlichen Bedingungen gebildet wurde. Die ergänzende Pollenanalyse lieferte keine eindeutigen Ergebnisse, zeigte aber, dass die Sedimente ein interglaziales Spektrum aufweisen (THOMAS 2012). Weitere Untersuchungen erfolgten nicht.

Durch D. Nösler fortlaufend über den Stand des Abbaus informiert, wurde im Frühjahr 2014 eine detaillierte Profilaufnahme mit Probenahme für eine Präzisierung der Pollendatierung beschlossen und im Sommer 2014 durchgeführt. Dies sollte die Landschaftsgeschichte näher charakterisieren und helfen, die archäologischen Funde in den geologischen Kontext einzubinden.

### 2.3. Methoden

Für die neuen Untersuchungen des LBEG wurden die vorhandenen Bohrdaten aus dem Bessel-Projekt gesichtet und in die Interpretation einbezogen. Während der Geländekampagne im Juli 2014 wurden die Ablagerungen in der Grube Blumenthal detailliert aufgenommen und für die Pollendatierung beprobt. Insgesamt konnten vier Profile aufgenommen werden (Abb. 1C und 3). Bänke, Bankmächtigkeiten, Korngrößen und interne Sedimentstrukturen wurden bestimmt. Wenn möglich, wurden Paläoströmungsrichtungen anhand planarer Schrägschichtung eingemessen. Die verwendete Kürzelsprache folgt dem Symbolschlüssel Geologie (LBEG 2015). An drei Positionen in den Profilen 1 und 2 wurden Proben für die Pollenanalyse gewonnen. Eine zusätzliche Probenreihe der torfigen Schicht konnte zu Vergleichszwecken an einer ansonsten schwer zugänglichen Position genommen werden (s. Abb. 3: Po 4). Zur Unterstützung der Auswertungen sind in Profil 1, 2 und 4 Feinkieszählungen (Proben X, Y und Z; s. Abb. 4) durchgeführt worden.



Abb. 3: Panoramaaufnahme (Foto: C. Schwarz) der aufgeschlossenen Grube Blumenthal, Stand Juli 2014, Blick nach Süden. Die Lage der aufgenommenen Profile und Position 4 sind markiert.

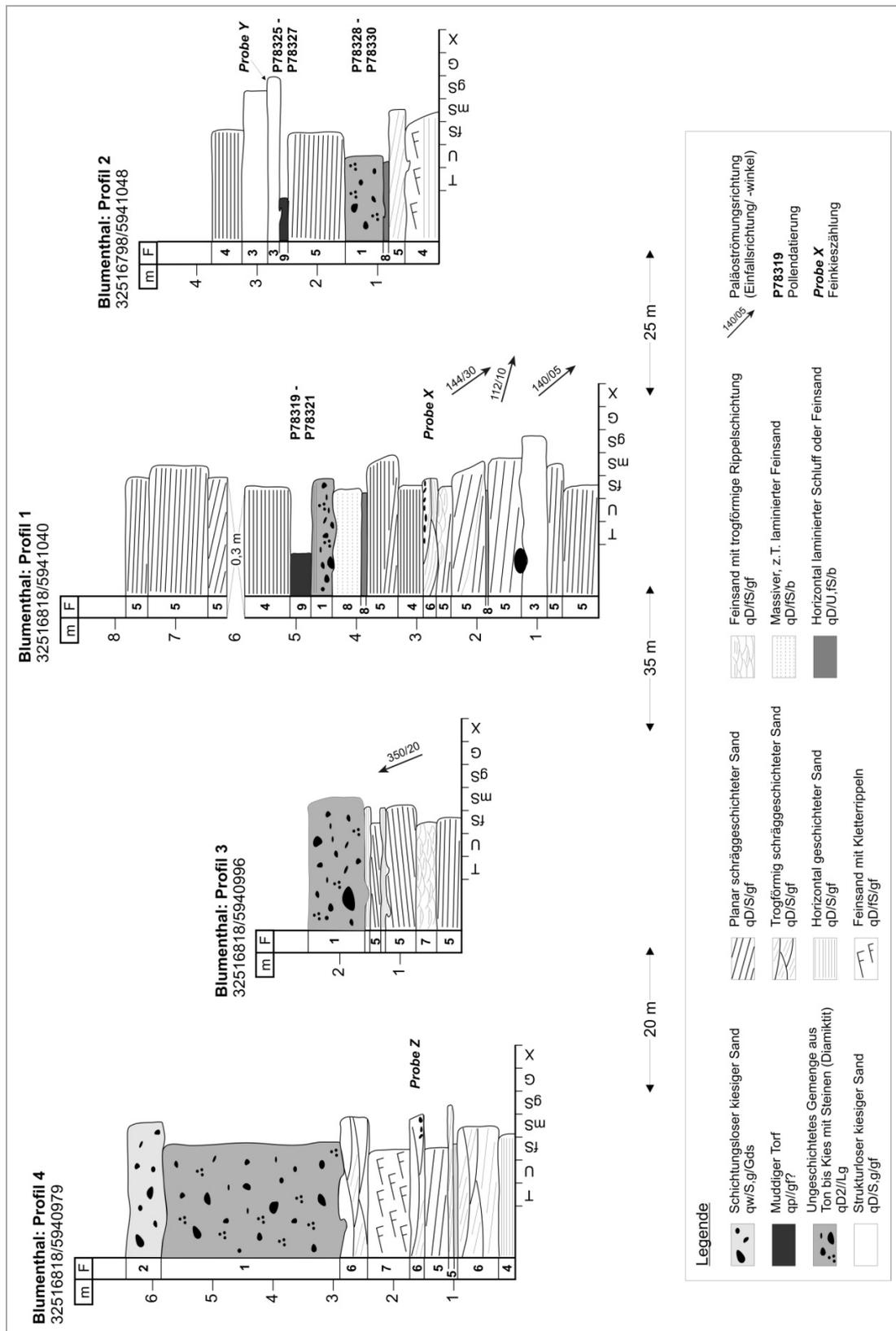


Abb. 4: Ergebnisse der sedimentologischen Profilaufnahme in der Grube Blumenthal. Für die genaue Lage siehe Abbildungen 1C und 2 (m = Meter, F = Fazies). Die verwendeten stratigraphischen Kürzel entsprechen dem Symbolschlüssel Geologie (LBEG 2015).

## 2.4. Probenaufbereitung Pollenanalyse

Im Palynologielabor von LBEG/BGR wurden die Proben (P78319–P78330) für die palynologischen Untersuchungen nach dem für Quartärpalynologie/Lockersedimente üblichen Verfahren mit Salzsäure (HCl), Flusssäure (HF) und Kaliumhydroxid (KOH) aufbereitet. Nach der Entfernung des Karbonatanteils mit HCl sorgt HF für eine bestmögliche Auflösung der sandigen Komponenten; mit Hilfe von KOH wird ein Quellungsvorgang des organischen Materials initiiert, welcher anschließend durch die Zugabe von HCl wieder gestoppt wird. Zwischen allen Schritten erfolgt eine Neutralisierung der Probe mit destilliertem Wasser. Zusätzlich erfolgte eine Siebung (10 µm) bei leichtem Ultraschall. Zum Schluss wurde das Probenmaterial in kleine Probenröhrchen gefüllt und unter einem Lichtmikroskop bei 400facher Vergrößerung mit Hilfe von Flüssigpräparaten durchgesehen. Diese haben den Vorteil, dass die Pollenkörner beweglich bleiben und gedreht werden können, was eine präzisere Bestimmung garantiert.

Ausgezählt wurde bis zum Erreichen der Grundsumme von ca. 500 Pollenkörnern der Landpflanzen. Die Grundsumme setzt sich dabei wie folgt zusammen:

- Baumpollen (AP = arboreal pollen),
- Nichtbaumpollen (NAP = non-arboreal pollen).

Ausgenommen sind jegliche Arten von Sumpf- und Wasserpflanzen, Farnen, Algen und Plankton. Somit bilden  $\Sigma AP + \Sigma NAP = 100\%$ , womit anschließend der prozentuale Anteil aller enthaltenen Taxa errechnet wurde.

## 2.5. Ergebnis

### 2.5.1. Faziesbeschreibung

Die Faziesanalyse in der Grube Blumenthal beruht auf vier Profilen (Abb. 4). Für die Sedimente konnten neun Fazies-Typen (F1–F9) definiert werden (s. auch Abb. 5):

#### Fazies 1 (F1)

Matrix-gestützter Diamiktit, bestehend aus einem ungeschichteten Gemenge aus Steinen, Kies, Sand, Schluff und Ton. Die Matrix besteht aus Feinsand und Schluff. Das Gesteinsmaterial setzt sich aus Flint, Granit, Sandstein etc. zusammen. Intern geschichtete Sandlinsen mit einer Größe von bis zu 0,6 x 0,2 m kommen vor.

Diese Fazies tritt im gesamten Aufschluss auf. Ihre Mächtigkeit schwankt stark innerhalb des Aufschlusses und liegt zwischen 0,4 und 3,0 m. Die Höhenlage variiert deutlich und zeigt z. B. einen Anstieg von mehreren Metern auf einer Strecke von ca. 10 m zwischen Profil 3 und Profil 4 (Abb. 4). Die basalen Bettkontakte sind erosiv.

#### Interpretation

Der Diamiktit wird als Geschiebelehm interpretiert. Der Till wurde subglazial durch Absetz- oder Ausschmelzprozesse eines Gletschers abgelagert (BENN & EVANS 2010, EVANS et al. 2006).

Die enthaltenen Sandlinsen werden als Sandpakete interpretiert, die innerhalb des Tills im gefrorenen Zustand transportiert wurden, weswegen die interne, primäre Schichtung erhalten geblieben ist.

Die Fazies wird als Geschiebelehm des Jüngeren Drenthe-Vorstoßes interpretiert (qD2//Lg).

#### Fazies 2 (F2)

Schichtungsloser, unsortierter kiesiger Sand mit Steinen. Die Fazies hat eine Mächtigkeit von 0,5 bis 1 m, je nach Position im Aufschluss. Sie tritt nur unregelmäßig im Grubenbereich auf (Abb. 4, Profil 4).

#### Interpretation

Der schichtungslose Sand ist polygenetisch durch periglaziale Prozesse während der

Weichsel-Kaltzeit entstanden (HINZE et al. 1989) und wird als Geschiebedecksand interpretiert (qw/S,g/Gds). Ausgangsmaterial des Geschiebedecksandes sind meist saalezeitlicher Geschiebelehm, -mergel oder Schmelzwasserablagerungen.

### Fazies 3 (F3)

Strukturloser Mittel- und Grobsand mit Feinkies und geringen Mittelkies-Anteilen. Die Fazies hat eine Mächtigkeit von 0,2 bis 0,4 m und tritt nur in Profil 1 und 2 auf. Die Basis ist planar oder erosiv ausgebildet.

#### Interpretation

Der Sand ohne interne Sedimentstrukturen wird interpretiert als Ablagerungen von hochkonzentrierten Strömungen (BENVENUTI & MARTINI 2002), die durch schnell fließende Schmelzwasserabflüsse mit hoher Sedimentkonzentration, z. B. während des Saale-Komplexes (qD/S,g/gf), entstehen.

### Fazies 4 (F4)

Horizontal geschichteter Fein- und Mittelsand. Die Fazies hat eine Mächtigkeit von 0,4 bis 0,7 m und eine erosive Basis. In Profil 1 kann man den Übergang von Schräg- zu Horizontalschichtung, verbunden mit einer normalen Gradierung, erkennen (Abb. 4). In Profil 2 geht die Horizontalschichtung in Kletterrippeln über.

#### Interpretation

Der horizontal geschichtete Sand wird interpretiert als Ablagerung des oberen Strömungsregimes (FIELDING 2006, SCHÄFER 2005). Der Übergang von Schräg- zu Horizontalschichtung zeigt eine Zunahme der Strömungsgeschwindigkeit bei abnehmender Korngröße. Der Übergang in Kletterrippeln zeigt eine Abnahme der Strömungsgeschwindigkeit innerhalb des oberen Strömungsregimes bei hoher Sedimentfracht (ALLEN 1984). Ablagerungen dieses Typs entstehen durch Schmelzwasser, z. B. während des Saale-Komplexes (qD/S/gf).

### Fazies 5 (F5)

Planar schräggeschichteter Mittel- und Feinsand, z. T. grobsandig und feinkiesig. Selten zeigt der Sand eine normale Gradierung von

Mittel- bis Grobsand zu mittelsandigem Feinsand. Teilweise treten im Fein- bis Mittelsand grobsandige kleine, mehrere Zentimeter lange Linsen auf. Dies wird durch den Übergang von Schräg- zu Rippelschichtung begleitet. Die Basis ist erosiv oder planar ausgebildet. In Profil 1 markiert ein kleiner Findling die erosive Basis. Die Mächtigkeit variiert zwischen 0,2 und 0,9 m.

Die eingemessenen Paläoströmungsrichtungen zeigen eine südwestliche Richtung. Nur Profil 3 weist eine abweichende Strömungsrichtung nach Nordosten auf. Leichtwinklige Schrägschichtung ( $<10^\circ$ ) bis normale Schrägschichtung ( $\leq 30^\circ$ ) treten auf (Abb. 4).

#### Interpretation

Der planar schräggeschichtete Sand wird als Ablagerung von subaquatischen 2D-Dünen (Dünen mit geradem Kammverlauf) turbulenter, hochenergetischer Strömungen interpretiert (ALLEN 1984). Geringe Anteile an Feinkies und das Auftreten von Grobsandlinsen zeigen turbulente Strömungen des oberen Strömungsregimes. Normale Gradierung und ein Übergang in Rippelschichtung indizieren abnehmende Strömungsgeschwindigkeiten bei z. T. hoher Sedimentkonzentration. Ablagerungen dieses Typs entstehen durch Schmelzwasser, z. B. während des Saale-Komplexes (qD/S/gf).

### Fazies 6 (F6)

Trogförmig schräggeschichteter Fein- bis Mittelsand. Einige Tröge zeigen eine deutlich größere Korngröße, z. B. kiesigen Mittelsand mit Steinen. Die Tröge sind maximal 2 m lang und 0,25 m mächtig. Sie sind konzentrisch aufgefüllt. Die Mächtigkeit der Fazies variiert zwischen 0,2 und 0,7 m. Die Basis ist planar oder erosiv ausgebildet. Die Fazies tritt in Profil 1 und 4 auf (Abb. 4).

#### Interpretation

Der trogförmig schräggeschichtete Sand wird als Ablagerung von subaquatischen 3D-Dünen (Dünen mit geschwungenem Kammverlauf) von turbulenten, hochenergetischen Strömungen gedeutet (ALLEN 1984, MULDER & ALEXANDER 2001). Ablagerungen dieses Typs entstehen durch Schmelzwasser, z. B. während des Saale-Komplexes (qD/S/gf).

### Fazies 7 (F7)

Mittelsandiger Feinsand mit trogförmiger Ripfelschichtung und schluffiger Feinsand mit Kletterrippeln. Die Mächtigkeit der Fazies liegt bei 0,4 bis 0,6 m. Die Basis ist planar ausgebildet. Die Fazies tritt in Profil 3 und 4 auf (Abb. 4).

#### Interpretation

Es handelt sich um subaquatische 3D-Rippeln, abgelagert von turbulenten Strömungen des unteren Strömungsregimes (MULDER & ALEXANDER 2001). Das Auftreten von Kletterrippeln indiziert hohe Sedimentationsraten bei abnehmender Strömungsgeschwindigkeit (ALLEN 1984). Ablagerungen dieses Typs entstehen durch Schmelzwasser, z. B. während des Saale-Komplexes (qD/fs/gf).

### Fazies 8 (F8)

Massiver, z. T. horizontal laminiertes schluffiger Feinsand. Die Mächtigkeit der Fazies liegt bei 0,1 bis 0,4 m. Sie tritt in Profil 1 und 2 auf (Abb. 4).

#### Interpretation

Der schluffige Feinsand wird als Ablagerung von Strömungen des unteren Strömungsregimes und Suspensionsausfall gedeutet (MULDER & ALEXANDER 2001). Diese Ablagerungen werden häufig als Beckenablagerungen interpretiert und in diesem Fall in den Saale-Komplex gestellt (qD/U,fs/b).

### Fazies 9 (F9)

Schwarz-brauner muddiger Torf mit teilweise sehr geringen Anteilen an Feinsand. Die Fazies zeigt z. T. eine feine Lamination. Eingeschaltet sind immer wieder muddige Partien oder größere Komponenten. Die Mächtigkeit variiert zwischen 0,15 und 0,4 m. Sie tritt nur in Profil 1 und 2 auf (Abb. 4).

#### Interpretation

Der muddige Torf wird als moorige Ablagerung gedeutet. Der muddige Charakter deutet auf eine beginnende bzw. Übergangsphase zwischen See- und Moorentwicklung hin (HINZE et al. 1989). Die wechselnden Einschaltungen und die unregelmäßige Lamination sprechen gegen eine primäre Ablagerung. Vielmehr ist davon auszugehen, dass es sich um resedimentiertes Material handelt.

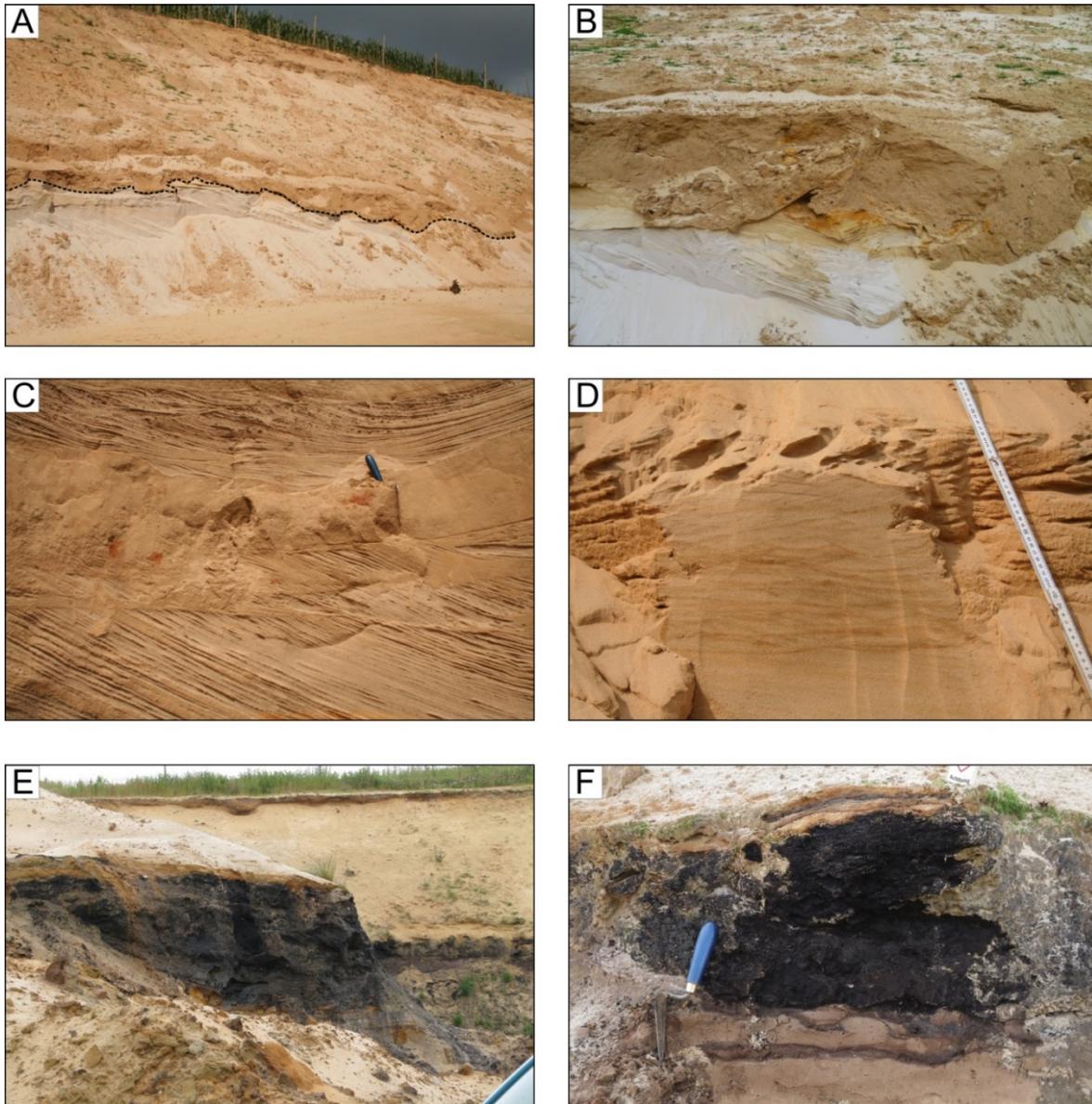


Abb. 5: A) Aufgeschlossene Diskordanz zwischen den liegenden glazifluviatilen Sanden und dem Geschiebelehm (qD2) im Hangenden (Foto: M. Thomas, 2014). B) Detailaufnahme von A) zur Veranschaulichung der Diskordanz (Foto: M. Thomas, 2014). C) Interne Schichtung der glazifluviatilen Sande, z. T. schräggeschichtet als auch in kleinen Kanälen abgelagert (Fazies 5 und 6, Foto: J. Meinsen, 2014). D) Kleindimensionierte trogförmige Rippelschichtung der glazifluviatilen Sande (Fazies 7, Foto: M. Thomas, 2014). E) Übersicht über das ca. 1,5 m mächtige Torfpaket im Juni 2012 (Fazies 9, Foto: G. Herrendorf, 2012). F) Detailansicht des Torfpaketes mit maximaler Mächtigkeit (Foto: J. Meinsen, 2014).

### 2.5.2. Ergebnis Pollenanalyse

Mittels Pollenanalyse wurden Proben aus dem muddigen Torf (Fazies 9) und aus dem Geschiebelehm (Fazies 1) analysiert. Aufgrund der geringen Probenanzahl und der monotonen Spektren wurde kein Pollendiagramm angefertigt.

Die Untersuchung zeigte ein sehr gleichmäßig verteiltes Pollenspektrum der zwölf Proben (Tab. 1). Innerhalb der Baumpollen dominieren vor allem die Nadelgehölze in Form von Kiefer (*Pinus*), Fichte (*Picea*) und Tanne (*Abies*). Unter den Laubbäumen erreichen lediglich Birke (*Betula*) und Erle (*Alnus*) nennenswerte Summen. Thermophile, also wärmeliebende Gehölze, wie z. B. Linde (*Tilia*), Ulme (*Ulmus*) oder Eiche (*Quercus*) treten hingegen nur sporadisch auf.

Ein wichtiges Merkmal bilden außerdem die zum Teil sehr hohen Werte diverser Heidekräuter, wie z. B. Besenheide (*Calluna*) und Krähenbeere (*Empetrum*) sowie Sporen von Torfmoosen (*Sphagnum*), Tüpfelfarngewächsen (*Polypodiaceae*) und dem Königsfarn (*Osmunda*). Die Analyseergebnisse sind in THOMAS (2014) detailliert aufgeführt.

Eine exakte Auswertung fällt mit den o. g. Resultaten sehr schwer. Als Hauptgrund ist die bereits erwähnte Gleichförmigkeit der Pollenspektren zu nennen, womit kein charakteristischer Überblick über den Verlauf der Vegetation deutlich wird. So kommen in den neun Torfproben (P78319–P78327) zwar jeweils die gleichen Taxa vor, allerdings schwanken die Werte einzelner Arten innerhalb der Proben unnatürlich hoch, was gegen eine natürlich gewachsene Vegetation spricht.

Dieser Befund wird durch die zum Teil nur noch als Bruchstücke vorliegenden bisaccaten Pollenkörner der Nadelgehölze bekräftigt. Eine mechanische Beanspruchung, z. B. in Form von Umlagerungen, kann als Ursache dafür angesehen werden. Diese Annahme wird außerdem durch die Ergebnisse der drei aus dem Geschiebelehm entnommenen Proben bestätigt (P78328–P78330), da deren Pollenspektren ein fast identisches Bild wie die aus dem muddigen Torf zeigen. Den einzigen Unterschied bilden vereinzelt enthaltene, präquartäre Beimengungen, die jedoch in einem Geschiebelehm zu erwarten sind. Aus diesem Grund ist davon auszugehen, dass es sich bei der Torfschicht vermutlich um Sedimente einer vorherigen Warmzeit handelt, welche wahrscheinlich während eines Drenthe-Vorstoßes vom Gletscher aufgegriffen und später resedimentiert wurden.

Der Vergleich mit den Ergebnissen von MÜLLER & HÖFLE (1994) für die Forschungsbohrung bei Bossel, die sich ca. 750 m südöstlich befindet, zeigt dabei erhebliche Ähnlichkeiten mit dem dort erbohrten Holstein-Interglazial. Es ist von einer Mischung der pollenfloristischen Abschnitte XIV bis XVI (nach MÜLLER 1974) des ausklingenden Holstein-Interglazials auszugehen.

Tab. 1: Zählergebnisse der palynologisch untersuchten Proben.

Probennummer	78319	78320	78321	78322	78323	78324	78325	78326	78327	78328	78329	78330	
Profil	Profil 1			Position 4			Profil 2						
Baumpollen	<i>Pinus</i>	183	139	226	288	186	192	2	17	231	113	300	371
	<i>Picea</i>	58	38	96	44	72	55	3	13	95	28	90	69
	<i>Betula</i>	11	4	7	47	43	22	15	131	36	2	20	14
	<i>Corylus</i>	3				1			2	5	1	14	
	<i>Alnus</i>	46	22	61	111	85	50	57	439	131	13	89	40
	<i>Carpinus</i>	5		2			2	1	9	3		2	2
	<i>Quercus</i>	1		1	1	1	1				3	9	3
	<i>Ulmus</i>			1			1			1	2	5	1
	<i>Tilia</i>			1							1	4	2
	<i>Taxus</i>		1		1	1	1			7		5	
	<i>Larix</i>		1										
	Nichtbaumpollen	Poaceae				2	2						2
Cyperaceae		4	1		10	1	3	3	3	5	1	4	
Chenopodiaceae						1			1	1	1	6	11
Caryophyllaceae					1					1			
Asteraceae					1		1						3
<i>Artemisia</i>					1							1	
<i>Lysimachia</i>					1	1							
Ericaceae		229	29	382	46	344	304	1000	53	338	24	27	32
<i>Saxifraga</i>												2	
Cruciferae												2	
<i>Helianthemum</i>												1	
<i>Viscum</i>							2		1				
<b>Totalpollensumme</b>	<b>564</b>	<b>242</b>	<b>800</b>	<b>572</b>	<b>746</b>	<b>634</b>	<b>1083</b>	<b>669</b>	<b>860</b>	<b>189</b>	<b>583</b>	<b>551</b>	
Sumpf- & Wasserpflanzen	Polypodiaceae	18	18	10	31	21	1	18	83	530	4	11	3
	<i>Polypodium</i>	1	1	1	1			22	1	4		1	1
	<i>Sphagnum</i>	112	30	27	51	124	57	34	23	85	16	39	19
	<i>Osmunda</i>	3	10		4	6		17	43	7		2	3
	<i>Lycopodium</i>									1			
	<i>Equisetum</i>							8	5				
	<i>Nymphaea</i>		1			1		14	9	5			
Algen & Plankton	<i>Botryococcus</i>			2				83		12		3	4
	<i>Pediastrum kawraiskyi</i>											10	18
	<i>Pediastrum boryanum</i>								3			2	3
	Dinoflagellatenzysten										6	23	26
Präquartäre Pollen										16	22	21	

### 2.5.3. Ergebnis Feinkieszählung

Insgesamt wurden drei Proben aus den Schmelzwasserablagerungen in Profil 1, 2 und 4 genommen und ausgezählt (Abb. 4). Die Proben aus Profil 1 und 4 (Proben X und Z) wurden unterhalb des Geschiebelehms genommen. Die Sedimente beider Proben sind sich sehr ähnlich, beide zeigen einen ähnlichen Quarz-Kristallin- (0,12 und 0,17) sowie Flint-Kristallin-Koeffizienten (0,34 und 0,46). Probe Y aus Profil 2 unterscheidet sich von den anderen Proben. Diese Probe wurde oberhalb des Geschiebelehms genommen. Sie zeigt einen Quarz-Kristallin-Koeffizienten von 0,41 und einen Flint-Kristallin-Koeffizienten von 0,38. Generell sind die Ergebnisse typisch für saalezeitliche Ablagerungen. Der Quarz-Kristallin-Koeffizient von 0,41 in Probe Y ist sehr hoch für saalezeitliche Sedimente, ist hier aber durch die starke Verwitterung der Bank zu erklären. Ältere Untersuchungen im Umfeld von Blumenthal zeigten vergleichbare Werte. MEYER (1982) gab charakteristische Flint-Kristallin-Koeffizienten von  $>0,3$  für Material aus der Jüngerer Drenthe-Moräne (qD2) an. Insgesamt ist daher davon auszugehen, dass es sich in der Grube Blumenthal ebenfalls um Material der Jüngerer Drenthe handelt. Eine Zuordnung zur Elster-Kaltzeit kann ausgeschlossen werden, da der Quarz-Anteil in den Proben zu gering ist.

### 2.6. Pleistozänes Landschaftsmodell

Die sedimentologischen Untersuchungen in der Grube Blumenthal haben gezeigt, dass die Sedimente größtenteils glazifluviatilen Ursprungs sind. Aus den Ergebnissen lassen sich erste Ansätze zur mittelpleistozänen Landschaftsentwicklung im Bereich des Stellberges ableiten.

Die basal aufgeschlossenen Ablagerungen in der Grube stellen sandige Schmelzwasserablagerungen des Drenthe-Stadiums der Saale-Kaltzeit dar (F3–F7). Sie sind durch planare oder horizontale Schrägschichtung charakterisiert (F4–F5). Die Paläoströmungsrichtungen der Ablagerungen zeigen eine Schüttungsrichtung aus Nordosten, die mit dem vermuteten Gletschervorstoß während der Saale-Kaltzeit korreliert. Die Sedimente sind oft in kanalartigen Strukturen abgelagert, deren Füllungen unterschiedliche Korngrößen aufweisen (F6). Diese Unterschiede sind auf veränderte Strömungs-

energien des Schmelzwasserstromes und deren Material zurückzuführen. Die Landschaft war geprägt durch ein weitreichendes verzweigtes Flusssystem, das die Schmelzwässer abführte, kaltes Klima und die vorrückende Gletscherfront. Es entwickelten sich Bereiche, die strömungsberuhigter waren. Zeitweise bildeten sich Ablagerungen mit Kletterrippeln, die geringere Strömungsgeschwindigkeiten, aber sehr hohe Sedimentationsraten indizieren (F4 und F7). Übergänge von Schräg- zu Horizontalschichtung zeigen demgegenüber eine Zunahme der Strömungsenergie bei abnehmender Korngröße. Die sandigen Vorschüttsande wurden z. T. von geringmächtigen, feinkörnigen Beckenablagerungen überlagert (F8). Es ist denkbar, dass sich durch die Erosion der Schmelzwasserrinnen kleine Becken gebildet haben. Diese entwickelten sich zu kleinen Eistauseen vor der Gletscherfront, in denen feinkörniges Material durch Suspensionsausfall abgelagert wurde. Das Untersuchungsgebiet wurde durch eine Flusslandschaft mit kleinen Seen und Tümpeln charakterisiert, deren Lage sich durch die vorrückende Gletscherfront häufig veränderte.

Die exponierte Lage des Stellberges und sein Aufbau aus glazifluviatilen Sedimenten legen die These nahe, dass Schmelzwassersand durch den vorrückenden Gletscher aufgeschuppt wurde. In der Grube selbst konnten während der Geländekampagne 2014 hierfür allerdings keine Hinweise gefunden werden. Ältere Fotos der Grube zeigen jedoch kleine Störungsstrukturen mit Zentimeter-Versätzen in den Sedimenten.

Als die vorrückende Gletscherfront das Untersuchungsgebiet erreichte, wurde unterlagerndes Material im Vorland vom Gletscher erodiert, aufgearbeitet, durchmischt und anschließend als Geschiebelehm wieder abgelagert (F1). Dieser Geschiebelehm, als Jüngere Drenthe-Moräne interpretiert, ist in allen Profilen in der Grube Blumenthal aufgeschlossen. Es handelt sich um ein schichtungsloses Gemenge der Ton- bis Steinfraktion, dessen Mächtigkeit (0,3 bis 3 m) und Höhenlage beträchtlich schwanken (Abb. 4). Die Pollenanalysen des Geschiebelehms (P78328–P78330) zeigen, dass hauptsächlich pleistozäne Pollen und Sporen enthalten sind. Vereinzelt Funde tertiärer Palynomorphe indizieren eine eher oberflächennahe Erosion des Gletschers, da unter stadialen Bedingungen gebildete Sedimente oftmals einen höheren präquartären Anteil aufweisen.

Mit dem Rückzug des Gletschers entwickelten sich wieder starke Schmelzwasserströme, die erneut glazifluviatiles Material ablagerten (F3–F5). Die Nachschüttsande zeigen ähnliche Strukturen wie die Vorschüttsande, so dass von einer annähernd gleichen (Eiszerfalls-)Landschaft auszugehen ist.

In die Nachschüttsande eingeschaltet zeigt sich eine dominante Ablagerung. Es handelt sich hierbei um einen schwarzbraunen muddigen Torf (F9), der nur in Profil 1 und 2 auftritt. Die Mächtigkeit liegt bei 0,15–0,4 m. Die vorherige Untersuchung im Jahr 2012, ca. 25 m nördlich von Profil 2 (s. Abb. 1C), zeigte eine Mächtigkeit von bis zu 1,5 m (HERRENDORF 2012). Aus älteren Untersuchungen ist bekannt, dass der Torf auch an der östlichen ehemaligen Aufschlusswand mit mehreren Dezimetern Mächtigkeit angetroffen wurde (freundliche mündliche Mitteilung von K.-D. Meyer).

Das Erscheinungsbild des Torfs weist auf Umlagerungen hin. Muddige Partien sind unregelmäßig eingeschaltet, ebenso wie Feinsand-Lagen, vereinzelte gröbere Komponenten und Lamination. Die Pollenanalyse hat diesen Eindruck bestätigt. Die Ergebnisse sind unspezifisch. Generell ist ein ähnliches Pollenspektrum angetroffen worden wie im unterlagernden Geschiebelehm. Es gibt Indizien für eine Hoch- und Niedermoorbildung. Das Pollenspektrum ähnelt dem der späten Holstein-Warmzeit. Die Monotonie des Spektrums, ohne erkennbaren klimabhängigen Vegetationszyklus, sowie der Zustand der Pollen (teilweise sind nur Bruchstücke vorhanden) deuten auf eine Umlagerung des Materials hin. Es wird davon ausgegangen, dass das Material von den Schmelzwasserströmen im Vorfeld des Untersuchungsgebietes aufgenommen und während einer Phase der Strömungsberuhigung in Blumenthal wieder abgelagert wurde. Auffällig ist die Mächtigkeitsänderung des muddigen Torfes, welche im Zentrum der Grube 1,5 m und im neu aufgeschlossenen Komplex nur noch wenige Dezimeter beträgt. Im Süden der Grube fehlt der Torf hingegen komplett. Dies deutet auf eine lokale Ablagerung mit starker Ausdünnung zum Rand hin. Die genaue Genese des Torfes kann allerdings nicht abschließend geklärt werden.

Profil 4, ganz im Süden der aufgeschlossenen Grube, zeigt eine Überlagerung der drenthezeitlichen Schmelzwassersande mit schichtungslösem kiesigem Sand (F2). Diese Sedimente werden als Geschiebedecksand interpretiert, der

polygenetisch durch periglaziale Prozesse während der Weichsel-Kaltzeit entstand. Die Landschaft war durch periglaziale Vegetation und Klimaverhältnisse geprägt. Die Weichsel-Gletscher erreichten das Untersuchungsgebiet nicht mehr, übten aber durch die klimatische Abkühlung und die Ausbildung von Permafrostböden einen starken Einfluss aus. Frostbildung und teilweises Tauen, zusammen mit Wind- und Wassererosion, führten zur Bildung des Geschiebedecksandes aus der unterlagernden Grundmoräne.

Die sedimentäre Abfolge in der Grube Blumenthal zeigt, dass es einen großen Hiatus zwischen der Saale-Kaltzeit und den rezenten Ablagerungen gibt. Eem- und weichselzeitliche Ablagerungen, mit Ausnahme des Geschiebedecksandes, fehlen vollständig. Das Fehlen mariner eemzeitlicher Sedimente deckt sich mit der kartierten Verbreitungsgrenze des Eem-Meeres, wonach das Meer das Untersuchungsgebiet nicht erreicht hat. Die Abfolge der holozänen Sedimente kann nicht rekonstruiert werden, da im Grubenbereich das hangende Material vor Beginn des Abbaus abgeschoben wurde.

## 2.7. Schlussfolgerung

Die glazialen Sedimente in der Grube Blumenthal konnten dem Drenthe-Stadium des Saale-Komplexes zugeordnet werden. Die Profilaufnahme und Interpretation der Ablagerungen zeigen Sedimente, die unter glazifluviatilen und subglazialen Verhältnissen entstanden sind.

Trotzdem konnten einige Fragen nicht vollständig beantwortet werden. Die größten Unklarheiten bestehen zur Genese des muddigen Torfes. Die pollenanalytischen Untersuchungen lieferten keine genaue stratigraphische Einstufung. Im Zusammenspiel zwischen Sedimentologie und Palynologie wird angenommen, dass vermutlich holsteinzeitliches Material während des Vorstoßes des Drenthe-Gletschers aufgearbeitet und dann im Untersuchungsgebiet wieder abgelagert wurde. Ob eine Aufschuppung der unterlagernden Sedimente während des Gletschervorstoßes zur Bildung des Stellbergs geführt und die holsteinzeitlichen Sedimente freigelegt hat, konnte nicht abschließend geklärt werden.

Auch ein Vergleich mit den Forschungsergebnissen der Bossel-Bohrungen aus den 1980er

Jahren war im Untersuchungsgebiet nicht weiterführend. Die Grube Blumenthal liegt auf dem Stellberg, der topographisch ca. 6–10 m über dem Niveau der Bossel-Bohrungen liegt. In diesen Bohrungen wurden holsteinzeitliche Sedimente erbohrt, die in einer Teufenlage von ca. -11 bis -16 m NN ansetzen (MÜLLER & HÖFLE 1994). Ein pollenanalytischer Vergleich der Bossel- und der Blumenthal-Proben zeigt, dass die Pollenspektren aus Blumenthal anscheinend einen Mix aus den in Bossel nachgewiesenen Pollenzonen XIV bis XVI (nach MÜLLER 1974) des ausklingenden Holsteins darstellen und somit eventuell aus diesen Schichten aufgearbeitet worden sind. Für die sedimentologische Profilaufnahme sind die Bossel-Bohrungen wenig hilfreich, da die obersten 15 m seinerzeit nicht gekernt, sondern nur gedreht wurden und somit die ursprüngliche teufengerechte Schichtung nicht mehr erhalten ist.

Die Untersuchungen zeigen, dass die Ablagerungen in der Grube Blumenthal eine eigene, jüngere Entwicklungsgeschichte aufweisen als die Sedimente der Umgebung. Die topographische Hochlage der Sedimente unterstützt diese Schlussfolgerung.

## 2.8. Ausblick

Um die offenen Fragen im Bereich der Grube Blumenthal besser beantworten zu können, wären weitere Untersuchungen notwendig. Mit der Methode der Pollenanalyse sind jedoch vermutlich keine eindeutigeren Ergebnisse zur Altersdatierung des Torfes zu erwarten.

Alternative Datierungsmöglichkeiten wären OSL-Datierungen (Optisch Stimulierte Lumineszenz), um das Alter des über- und unterlagernden Sandes zu bestimmen. Weiterführend könnte eine U/Th-Datierung angeschlossen werden, um das Alter des Torfes zu bestimmen.

Optimalerweise sollten diese Datierungen an Material aus Bohrkernen erfolgen. Mögliche Lokalisationen für Kernbohrungen wären am West- und Ostende der Grube, um die Erstreckung des Torfkörpers zu verifizieren (Abb. 1C). Zusätzlich sollten die Ergebnisse einen Anschluss und eine Korrelation mit den Bossel-Bohrungen liefern. Eine Erweiterung des geologischen Profils des Bossel-Projektes bis hin zum Stellberg wäre wünschenswert (Abb. 4 in MÜLLER & HÖFLE 1994).

## 2.9. Literatur

- ALLEN, J. R. L. (1984): Sedimentary structures: their character and physical basis. – *Develop. in Sed.* **30**: 1–663; Amsterdam.
- BENN, D. I. & EVANS, D. J. A. (2010): *Glaciers & Glaciation*. – 2<sup>nd</sup> ed.: 802 S.; Abingdon (Hodder) [ISBN 978-0-340-90579-1].
- BENVENUTI, M. & MARTINI, I. P. (2002): Analysis of terrestrial hyperconcentrated flows and their deposits. – In: BAKER, V. R., MARTINI, I. P. & GARZON, G. (Hrsg.) (2002): *Floods and Megafloods Processes and Deposits: recent and ancient examples*. – *Spec. Publ. Intern. Ass. of Sed.*: 167–193; Oxford.
- DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg., Redaktion: MENNING, M. & HENDRICH, A.) (2016): *Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2016*. – Potsdam.
- EVANS, D. J. A., PHILIPPS, E. R., HIEMSTRA, J. F. & AUTON, C. A. (2006): Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. – *Earth Sc. Rev.* **78**: 115–176; Amsterdam.
- FIELDING, C. R. (2006): Upper flow regime sheets, lenses and scour fills: extending the range of architectural elements for fluvial sediment bodies. – *Sed. Geol.* **190**: 227–240; Amsterdam.
- HERRENDORF, G. (2012): Befahrung einer Sandgrube in der Gemeinde Burweg (Landkreis Stade). Kurzbericht zu den geologischen Ergebnissen. – Interner Bericht LBEG (Archiv-Nr. **0132413**); Hannover.
- HINZE, C., JERZ, H., MENKE, B. & STAUDE, H. (1989): Geogenetische Definitionen quartärer Lockergesteine für die Geologische Karte 1 : 25 000 (GK 25). – *Geol. Jb.* **A 112**: 1–243; Hannover.
- LBEG – LANDESAMT FÜR BERGBAU, ENERGIE UND GEOLOGIE (Hrsg.) (2015): *Symbolschlüssel Geologie - Symbole für die Dokumentation geologischer Feld- und Aufschlussesdaten*. – 2 Bd., 535 S.; Hannover [ISBN 978-3-510-96851-0].
- MEYER, K.-D. (1982): *Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25 000, Erl. Blatt 2524 Buxtehude*. – 120 S., 22 Abb., 8 Tab., 7 Kt.; Hannover.

- MULDER, T. & ALEXANDER, J. (2001): The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. – *Sed.* **48**: 269–299; Oxford.
- MÜLLER, H. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der holsteinzeitlichen Kieselgur von Munster-Breloh. – *Geol. Jb.* **A 21**: 107–140; Hannover.
- MÜLLER, H. & HÖFLE, H.-C. (1994): Die Holstein-Interglazialvorkommen bei Bossel westlich von Stade und Wanhöden nördlich Bremerhaven. – *Geol. Jb.* **A 134**: 71–116; Hannover.
- MÜLLER, J. & CASPERS, G. (2006): Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 50 000, Blatt L2320 Hemmoor. – Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie; Hannover.
- SCHÄFER, A. (2005): *Klastische Sedimente: Fazies und Sequenzstratigraphie.* – 414 S.; München (Elsevier) [ISBN 3-8274-1351-6].
- STREIF, H. (2004): *Das Quartär in Niedersachsen und benachbarten Gebieten - Gliederung, geologische Prozesse, Ablagerungen und Landschaftsformen.* – mit Beiträgen von CASPERS, G., FREUND, H., GEYH, M. A., KLEINMANN, A., MERKT, J., MEYER, K.-D., MÜLLER, H., ROHDE, P. & SCHWARZ, C., <[http://www.lbeg.niedersachsen.de/portal/live.php?navigation\\_id=784&article\\_id=723&psmand=4](http://www.lbeg.niedersachsen.de/portal/live.php?navigation_id=784&article_id=723&psmand=4)>.
- THOMAS, M. (2012): *Palynologischer Untersuchungsbericht der Sandgrube Blumenthal.* – Interner Bericht LBEG (**4850\_6474**); Hannover.
- THOMAS, M. (2014): *Zweiter palynologischer Untersuchungsbericht der Sandgrube Blumenthal.* – Interner Bericht LBEG (**6859\_8409**); Hannover.

### 3. Mitteljura bis Unterkreide in den Bohrungen Eulenflucht 1 und Wendhausen 6 – litho- und biostratigraphische Ergebnisse

CARMEN HEUNISCH &  
FRIEDRICH WILHELM LUPPOLD

#### 3.1. Einführung

Innerhalb der Integrierenden Landesaufnahme liefert die Biostratigraphie detaillierte Erkenntnisse zur Alterseinstufung der untersuchten Sedimente. Darüber hinaus ist sie eine wesentliche Ergänzung der Geologischen Landesaufnahme, ohne deren Ergebnisse die Auswertung

einer fundierten geologischen Kartierung sowie Bohrungs- bzw. Aufschlussaufnahme nicht möglich ist. Die biostratigraphische Bearbeitung erfolgt je nach Fragestellung über die marine Mikropaläontologie mit Foraminiferen und Ost-rakoden; pflanzliche Mikrofossilien werden innerhalb der Palynologie mit Dinoflagellatenzys-ten (Dinozysten), Sporen und Pollen untersucht, darüber hinaus wird kalkiges Nannoplankton bearbeitet.

Zwei neue Erkundungsbohrungen des Landes-amtes für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG) hatten die biostratigraphische Landes-aufnahme unterkretazischer bis oberjurassi-scher Gesteinsabfolgen im niedersächsischen Bergland zum Ziel. Die litho- und biostratigra-phischen Ergebnisse dieser Bohrungen werden im Folgenden vorgestellt.

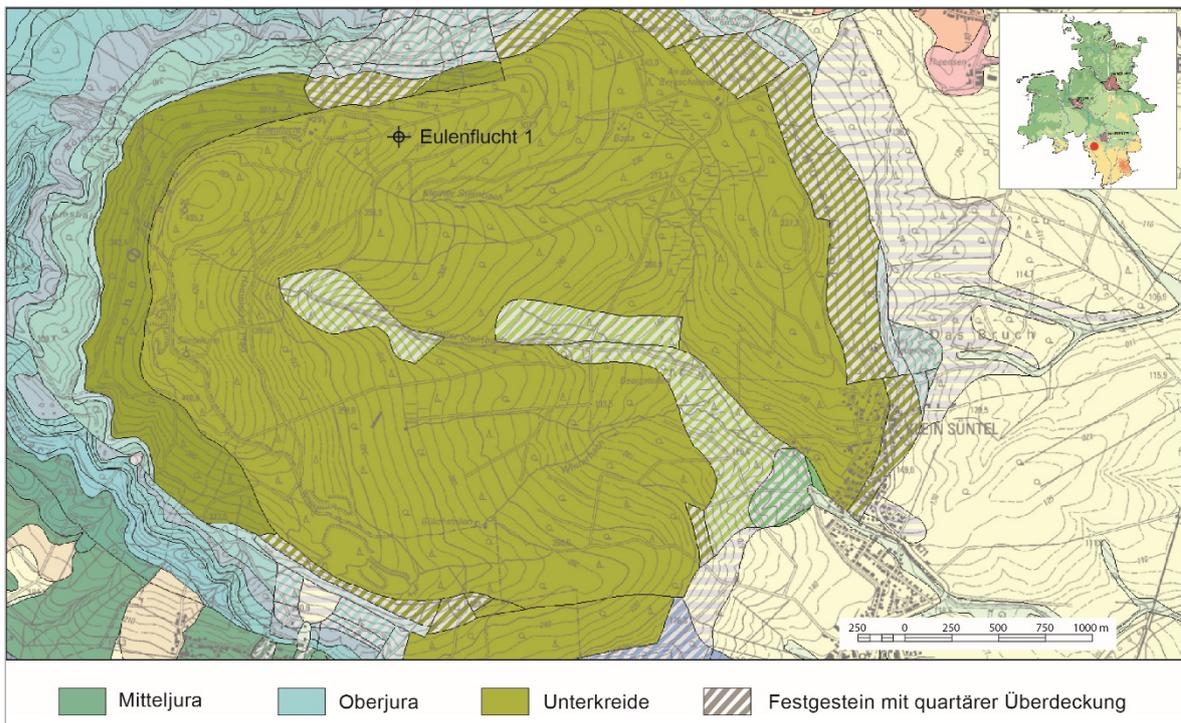


Abb. 1: Geologische Karte mit Lage der Bohrlokation Eulenflucht 1; Quelle: NIBIS®-Kartenserver.

## 3.2. Kernbohrung Eulenflucht 1

### 3.2.1. Lage der Bohrung

2009 wurde im Süntel, zwischen Bad Münden und Hameln, eine 328 m tiefe Kernbohrung niedergebracht, die fast den gesamten Oberjura durchteuft hat. Der Süntel ist einer der wenigen Mittelgebirgszüge des niedersächsischen Berglandes, welcher ein ungestörtes, umlaufendes Schichtstreichen aufweist. Die Bohrung Eulenflucht 1 befindet sich nahe des Kamms des östlichen Süntels in der Nähe der „Eulenflucht“, einer ehemaligen Waldgaststätte (Abb. 1) und ist die erste Bohrung, die nahezu den gesamten Oberjura des niedersächsischen Berglandes gekernt hat. Sie dient daher als Referenzprofil für diese Abfolge und eignet sich zur Korrelation mit den Tiefbohrungen der Kohlenwasserstoffindustrie im norddeutschen Tiefland (GRAMANN et al. 1997) und den oberjurassischen Abfolgen anderer Sedimentbecken.

Der Bohransatzpunkt liegt in der Deister-Formation (Berriasium, Unterkreide). Die UTM-Koordinaten der Bohrung sind E: 32527322.578206, N: 5781352.339784.

### 3.2.2. Methodik und allgemeine Mikropaläontologie

Die Bohrung wurde im vierten Quartal 2009 in Kunststofflinern abgeteuft. Die jeweils 1 m langen Kernstücke wurden anschließend in zwei Hälften gesägt, eine Archiv- und eine Beprobungshälfte. Die Archivhälfte wurde mittels eines Multi-Sensor-Core-Loggers fotografisch gescannt, so dass eine zerstörungsfreie Beschreibung und Dokumentation anhand der hochauflösenden Linescans des Bohrkerns möglich ist.

Die 328 m Bohrkern wurden lithologisch beschrieben und sedimentologisch interpretiert. Für die biostratigraphische Gliederung der Bohrung wurden insgesamt 216 Proben mikropaläontologisch untersucht. Dazu wurden die noch bergfeuchten Proben getrocknet, mit Wasserstoffperoxid (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) angesetzt und anschließend über einem 100-µm-Sieb geschlämmt. Der Rückstand wurde in einem Prüfsieb mit der Maschenweite 1,6 bis <0,2 mm fraktioniert und

quantitativ ausgelesen. Teilweise wurden Proben zeitnah im laufenden Bohrbetrieb aufbereitet und datiert. Die Ergebnisse wurden in Reichweiten-Tabellen überführt, die einen schnellen Überblick aller bio- und lithostratigraphischen Daten erlauben.

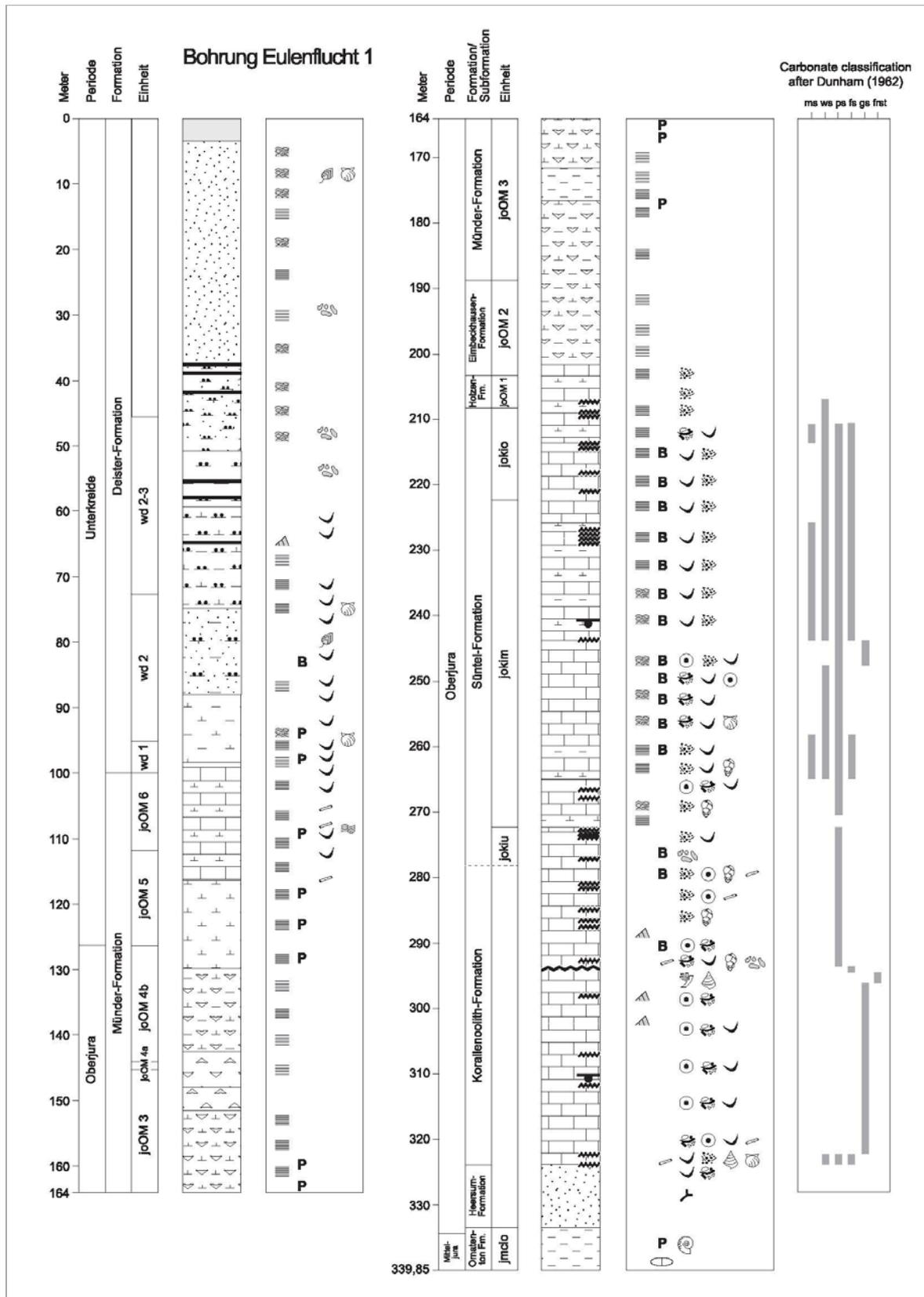
Ergänzend zu den mikropaläontologischen Untersuchungen wurden 183 Proben der Eulenflucht 1 nach dem in BGR/LBEG üblichen Verfahren (HCl, HF, Ultraschallsiebung 10 µm; Streupräparate in Glyzeringelatine) palynologisch aufbereitet und mit dem Ziel einer biostratigraphischen Einstufung sowie einer palynofaziellen Interpretation untersucht. 168 Proben enthielten identifizierbare Palynomorphe (Sporen, Pollen, Dinoflagellaten-Zysten, Algen) in unterschiedlicher Anzahl und meist mäßigem bis schlechtem Erhaltungszustand. Bei 133 Proben konnte eine halbquantitative Auswertung nach dem SEG-Modell (Sporomorph Ecogroup Model: ABBINK 1998; ABBINK, VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, & VISSCHER 2004) erfolgen. Hierzu wurden pro Probe bzw. Präparat 200 Palynomorphe gezählt, bei sehr geringer Fossilführung 100 Exemplare. Eine umfassende Keroanalyse, d. h. eine Beurteilung aller säureunlöslichen organischen Bestandteile, wurde nicht durchgeführt.

Der palynostratigraphischen Bearbeitung wurde für die Malm-Abfolge die hier angegebene Zonierung nach Ostrakoden (SCHUDACK 1994) zugrunde gelegt. Es wurde versucht, die Ergebnisse der Bohrung Eulenflucht 1 mit der Dinozysten-Zonierung von KUNZ (1990) bzw. der Dinozysten (MD 1–3)- und Sporengliederung (MS 1–4) des Malms für das niedersächsische Becken nach HEUNISCH (1993) und HEUNISCH in GRAMANN et al. (1997) sowie der Sporenzonierung für den Wealden nach DÖRHÖFER (1977: Hils 1) in Einklang zu bringen. Beispiele der untersuchten Palynomorphen zeigen die Tafeln 1–3 im Anhang (Kap. 3.6).

Parallel zur mikro- bzw. palynologischen Probenahme wurden die unteren 140 m der Bohrung für eine chemostratigraphische Einstufung der Bohrung im Abstand von 30 cm beprobt. Die daraus resultierende δ<sup>13</sup>C-Kurve wurde biostratigraphisch korreliert, sie erlaubt einen globalen Vergleich mit anderen Profilen des Oberjuras (ERBACHER et al. 2013).

<u>Legende</u>			
	Boden		Wechselagerung Kalkstein/Mergelstein/Tonstein
	Feinsandstein		Gips
	Siltstein		Anhydrit
	Feinsand-Siltstein		Gips/Anhydrit
	Wechselagerung Feinsand/Siltstein/Tonstein		Wechselagerung Gips/Mergelstein/Tonstein
	Wechselagerung Siltstein/Tonstein/Mergelstein		Wechselagerung Gips/Mergelstein
	Tonstein		Kohle
	Tonstein/Mergelstein		Abtragungsfläche
	Mergelstein		Auftauchbereich
	Kalkstein		Hartgrund
	Wechselagerung Kalkstein/Mergelstein		
<u>Fossilien/Komponenten</u>		<u>Sedimentstrukturen</u>	
	Wurmrohren		Schichtung
	benthische Foraminiferen		dünnbankig-laminiert
	Korallen	<b>B</b>	Bioturbation
	Ooide		Kreuzschichtung
	Zweischaler		Flaserschichtung
	Schnecken		
	feine Bioklasten/ feiner Schalendetritus		
	Bioklasten	ms	mudstone
	Schalenfragmente	vs	wackestone
	Stromatolithe	ps	packstone
	Pflanzenreste	fs	floatstone
	Gerölle	gs	grainstone
<b>P</b>	Pyrit	frst	framestone
	Ammoniten		
	Konkretion		
	Schwammnadeln/-rhaxen		

Abb. 2: Lithologisches Profil der Bohrung Eulenflucht 1; lithostratigraphische Kürzel s. Tabelle 1.



### 3.2.3. Litho- und Biostratigraphie der Bohrung Eulenflucht 1

Eine Übersicht über die stratigraphische Gliederung der untersuchten Abfolge gibt Tabelle 1. Die Formationsnamen Korallenoolith-Formation, Lehmbrink- und Nesselberg-Subformation sind zurzeit noch informell.

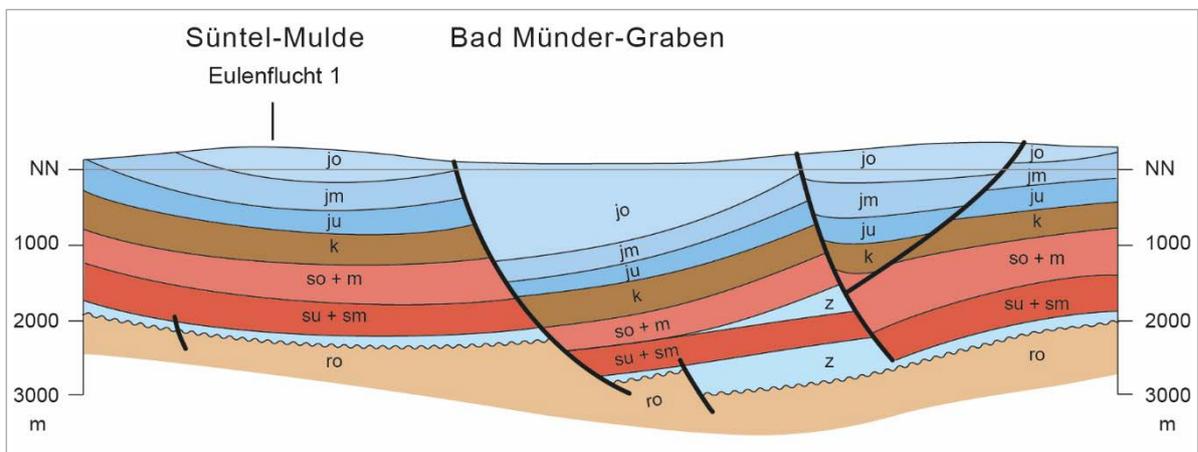


Abb. 3: Geologischer Schnitt durch die Süntel-Mulde und den Bad-Münder-Graben (nach BALDSCHUHN et al. 2001).

#### Kreide; Unterkreide, Bückeberg-Gruppe

Die in der Bohrung angetroffene Schichtenfolge aus Sand-, Ton- und Mergelsteinen entspricht einer randnahen Fazies des norddeutschen Unterkreidebeckens.

#### Deister-Formation; Barsinghausen-Subformation; 5,9–99,89 m; Ostrakodenzonen nach WOLBURG: wd 1–wd 3

##### Lithologie

Die Schichtenfolge der Barsinghausen-Subformation erreicht in der Bohrung eine Mächtigkeit von nahezu 100 m und setzt sich überwiegend aus hellen Sandsteinen mit geringmächtigen Kohleflözen und untergeordnet geringmächtigen Tonsteinlagen zusammen. Im unteren Teil dieser Schichtenfolge ändert sich die Lithologie, es treten überwiegend Tonsteine mit Schilllagen auf.

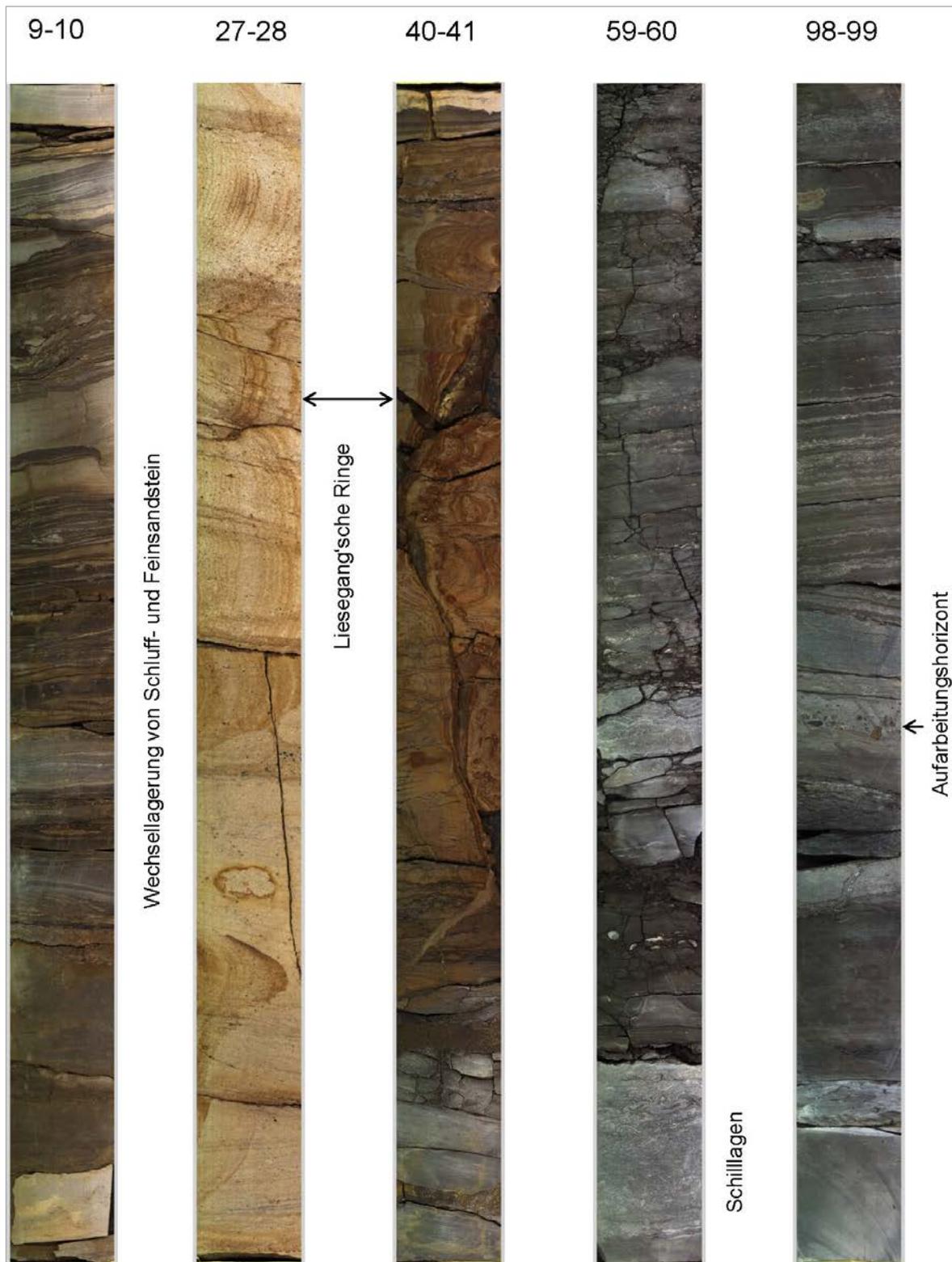


Abb. 4: Auswahl von Bohrkernen der Deister-Formation (Unterkreide); die Länge des Bohrkerns entspricht 1 m.

## Mikropaläontologie

In den Tonsteinen fanden sich fast ausschließlich Ostrakoden der Gattung *Cypridea* BOSQUET, die für die gesamte Bückeberg-Gruppe von großer biostratigraphischer Bedeutung sind (WOLBURG 1959). Aufgrund der Cyprideen-Faunen wird ein brackisches Ablagerungsmilieu postuliert. Die Mesofauna setzt sich hauptsächlich aus Muscheln, Schnecken und Fischresten

zusammen. Das Auftreten der Ostrakodenarten *Cypridea granulosa fasciculata* (FORBES in LYELL), *Cypridea buxtorfi* MARTIN, *Cypridea martini* WOLBURG, *Cypridea altissima* MARTIN, *Cypridea paulsgrovensis* ANDERSON, *Cypridea bispinosa bispinosa* JONES, *Cypridea bispinosa bimammata* HARBORT ergibt für den Kernabschnitt eine Einstufung in die Ostrakodenzone wd 1–3 nach WOLBURG (1959).

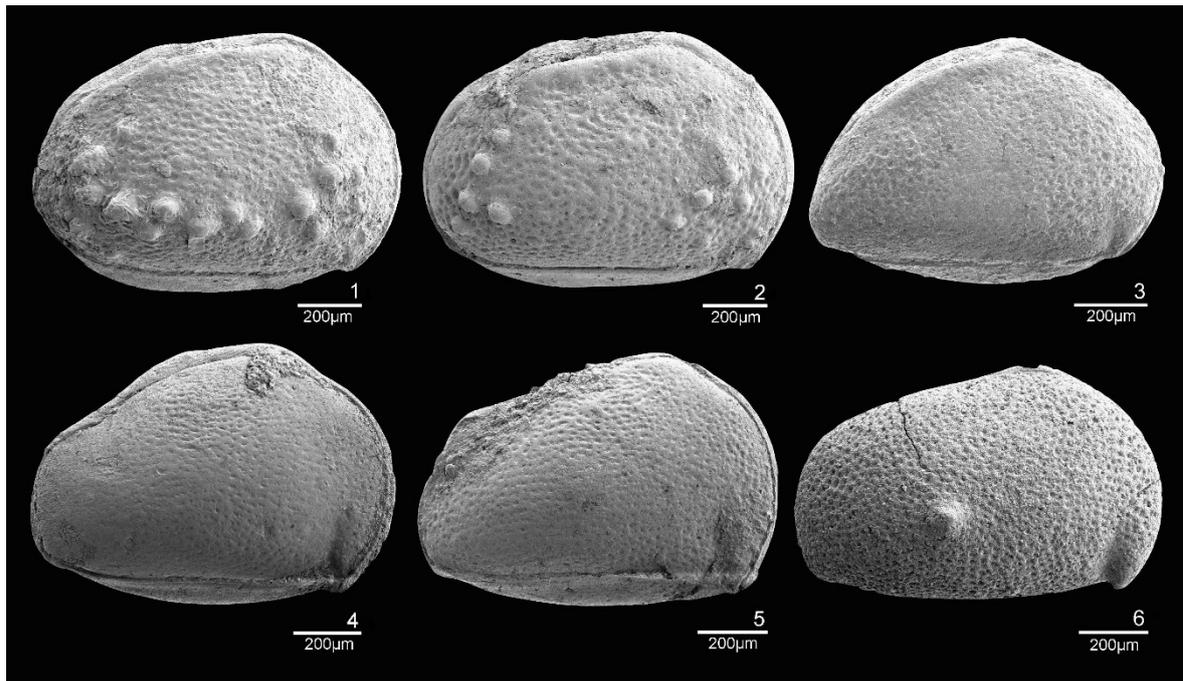


Abb. 5: Biostratigraphisch wichtige Ostrakoden der Deister-Formation (Unterkreide).

Fig. 1: *Cypridea buxtorfi* MARTIN 1940, GR, F 110382, 97,31–97,40 m, REM-Tr. 4682/1, BGR-Typ-Nr.: 16358; Fig. 2: *Cypridea granulosa fasciculata* FORBES in LYELL 1855, GR, F 110519, 99,0–99,08 m, REM-Tr. 4681/19, BGR-Typ-Nr.: 16359; Fig. 3: *Cypridea lata* MARTIN 1940, GR, F 110382, 97,31–97,40 m, REM-Tr. 4682/2, BGR-Typ-Nr.: 16360; Fig. 4: *Cypridea martini* WOLBURG 1959, GR, F 110380, 90,0–90,05 m, REM-Tr. 4682/3, BGR-Typ-Nr.: 16361; Fig. 5: *Cypridea altissima* MARTIN 1940, GR, F 110379, 88,65–88,75 m, REM-Tr. 4682/4, BGR-Typ-Nr.: 16362; Fig. 6: *Cypridea bispinosa bimammata* HARBORT 1907, GR, F 110374, 60,68–60,78 m, REM-Tr. 4682/5, BGR-Typ-Nr.: 16363.

## Palynologie

Das Palynospektrum der höchsten Proben zwischen 5,9 und 51,33 m ist relativ artenarm. Häufig sind die typischen „Wealden“-Taxa *Cicatricosisporites* spp. und *Ischyosporites* spp. (Taf. 1, Abb. 16) sowie laevigate Sporen (*Deltoidospora* spp.). Innerhalb der Phytoplanktonen (Dinoflagellatenzysten, Algen) dominiert die mehrzellige Grünalge *Botryococcus* sp. (Taf. 2, Abb. 12),

was auf brackisch-fluviatile Verhältnisse hinweist. Deutlich marin beeinflusst ist lediglich die Probe aus dem Teufenbereich 51,24–51,33 m. Neben vielen unidentifizierbaren Zysten enthält sie mehrere Exemplare der Formgattung *Muderongia*, darunter *Muderongia microperforata* (Taf. 3, Fig. 2). Diese Art setzt nach STRAUSS et al. (1993) in der Bohrung Isterberg 1001 und weiteren Bohrungen (SCHNEIDER et al. 2017) im westlichen Wealden-Zentralbecken im höheren Wealden 3, Isterberg-Formation, ein.

Im Bereich zwischen 51,24 und 93,25 m nimmt die Artenvielfalt innerhalb der Phytoplanktonen zu, das Ablagerungsmilieu dürfte im deltaischnachflachmarin/lagunären Bereich zu finden sein, da auch vereinzelt Dinozysten innerhalb des Spektrums auftauchen, die eventuell kurzzeitige marine Ingressionen nachweisen. Ab 93,35 m wird das Artenspektrum vor allem im Bereich der Sporen vielfältiger. Nach DÖRHÖFER (1977) setzen die hier das erste Mal auftretenden Taxa *Aequitriradites spinulosus* (Taf. 1, Fig. 2) und *Foraminisporis wonthaggiensis* im Hils 2 (Osterwald-Subformation) ein.

Zwischen 96 und 100,4 m ist die Artenvielfalt innerhalb der Sporen und Pollen reduziert. Innerhalb der Phytoplanktonen dominiert *Botryococcus*, Dinozysten sind vereinzelt vorhanden. Aufgrund des Spektrums kann dieser Abschnitt mit dem Abschnitt Hils 1 (DÖRHÖFER 1977) korreliert werden.

#### **Jura; Oberjura, Norddeutscher Malm; 99,89–328,0 m**

KOCKEL (1984) gibt für den Bad-Münder-Graben zwischen Süntel und Deister, rekonstruiert aus seismischen Daten, eine ca. 1000 m mächtige Oberjura-Schichtenfolge an. Innerhalb der wenigen Tiefbohrungen in diesem Gebiet schwanken die Mächtigkeiten des Oberjuras zwischen 514 m (Bohrung Lauenau Z1) und 279 m (Bohrung Rodenberg Z1).

Wie aus Tabelle 1 zu ersehen ist, gehört der Norddeutsche Malm chronostratigraphisch teilweise zum Berriasium (Unterkreide). Während es in der lithologischen Ausprägung der Gesteine der Münder-Formation deutliche Unterschiede zum „klassischen Wealden“ der unteren Kreide gibt, erfolgt der mikropaläontologische Umschwung jurassischer zu kretazischen Leitformen (sowohl Ostrakoden als auch Paly-nomorphe) bereits an der Basis der oberen Münder-Formation.

Wie in der basalen Unterkreide Norddeutschlands stellen auch im nordwestdeutschen Jura Ostrakoden die wichtigsten Leitfossilien. Sie sind für die regionale Biostratigraphie von außerordentlicher Bedeutung und eignen sich auch als Faziesanzeiger.

Tab. 1: Lithostratigraphische Tabelle, bezogen auf den die beiden Bohrungen Eulenflucht 1 und Wendhausen 6 umfassenden Bereich, mit den entsprechenden biostratigraphischen Zonierungen nach Ostrakoden und Palynomorphen.

System	Chronostratigraphie		Lithostratigraphie		Mikropaläont. Gliederung <sup>1)</sup>	Ostrakodenzonen <sup>2)</sup>	Malm-Dinozysten-Zonierung <sup>3)</sup>	Malm-Sporen-Pollen-Zonierung <sup>3)</sup>	
			alt	neu					
Unterkreide	Berriasium	O	Bückeberg-Gruppe	"Wealden" Bückeberg-Formation	Deister-Formation	wd 1-6		Hils 1 <sup>4)</sup>	
		U		Serpulit	Lehmbrink-Sfm.*/Nesselberg-Sfm.*)	O.M.6	22-23	b	(c)
Oberjura	Tithonium	Norddeutscher Malm	Münder Mergel	o	Münder-Formation	O.M.5	20-21		
				m	Thüste-Sfm.	O.M.4	19		
				u		O.M.3	18		
			Kimmeridgium	Eimbeckhäuser-Plattenkalk	Eimbeckhausen-Formation	O.M.2	15-17	a	MS 4 (a)
				Gigas Schichten	Holzen-Formation	O.M.1			
				Kimmeridge	Süntel-Formation	jwm 3 jwm 2			
Oxfordium	Korallenoolith	Heersumer Schichten	Heersum-Formation	jwm 1	9-12	MD 2 a-d	MS 2		
				jwu 6	8				
				jwu 5	7				
				jwu 4	6				
Mitteljura	Callovium	Norddeutsche Dogger-Gr.	Ornatenton-Formation	jwu 3	3	b	MS 1		
				jwu 2	2				
				jwu 1	1				
						MD 1 a			

<sup>1)</sup> Nach Wolburg 1959, Klingler et al. 1962, Bischoff & Wolburg 1963 <sup>2)</sup> Nach Schudack 1994 <sup>3)</sup> Nach Heunisch in Gramann et al. 1997  
<sup>4)</sup> Nach Dörhöfer 1977 \*) informelle Formationsnamen Generelle Lithostratigraphie nach STD 2016

### Münder-Formation; 99,89–175,7 m; Ostrakodenzonen 18–23

Die Schichtenfolge der Münder-Formation besteht aus Wechsellagerungen von bunten Mergelsteinen mit sehr mächtigen Gips-, Anhydrit- und Steinsalzlagen. Die Mergelsteine zeichnen sich zum Teil durch hohe C<sub>org</sub>-Gehalte aus.

Die Münder-Formation setzt sich in der klassischen, bisher verwendeten lithostratigraphischen Zonierung von GRAMANN et al. (1997) vom Hangenden zum Liegenden aus dem Serpulit, den Oberen Münder Mergeln (Katzberg-Folge), den Mittleren und den Unteren Münder Mergeln zusammen. Serpulit und Oberer Münder Mergel werden als obere Münder-Formation ins Berriasium gestellt (KEMPER 1973).

### Top der oberen Münder-Formation (hier Lehmbrinck-Subformation, ehemals Serpulit); 99,89–112,05 m; Ostrakodenzonen 22–23

#### Lithologie

Die Schichtenfolge der Lehmbrinck-Subformation zeichnet sich durch eine Wechsellagerung aus Mergelsteinen, Kalksteinen und dunklen Tonsteinen (Schwarzschiefern) aus. Kennzeichnend für die Abfolge ist ein bis 3 m (SCHÖNFELD 1979) mächtiger Serpelkalkstein, der von den kalkigen Wohnröhren des Wurmes *Serpula coacervata* BLUMENBACH aufgebaut wird. Ebenfalls charakteristisch sind Stromatolithen führende Horizonte, die mit ihrem „blumenkohlartigen“ Aussehen die Schichtenfolge durchsetzen. Sie weisen teilweise Hohlräume auf, die mit Bitumen gefüllt sind (Abb. 6). Das Bildungsmilieu der Stromatolithe befindet sich im Gezeitenbereich in bis zu 10 m Wassertiefe (FLÜGEL 1978).

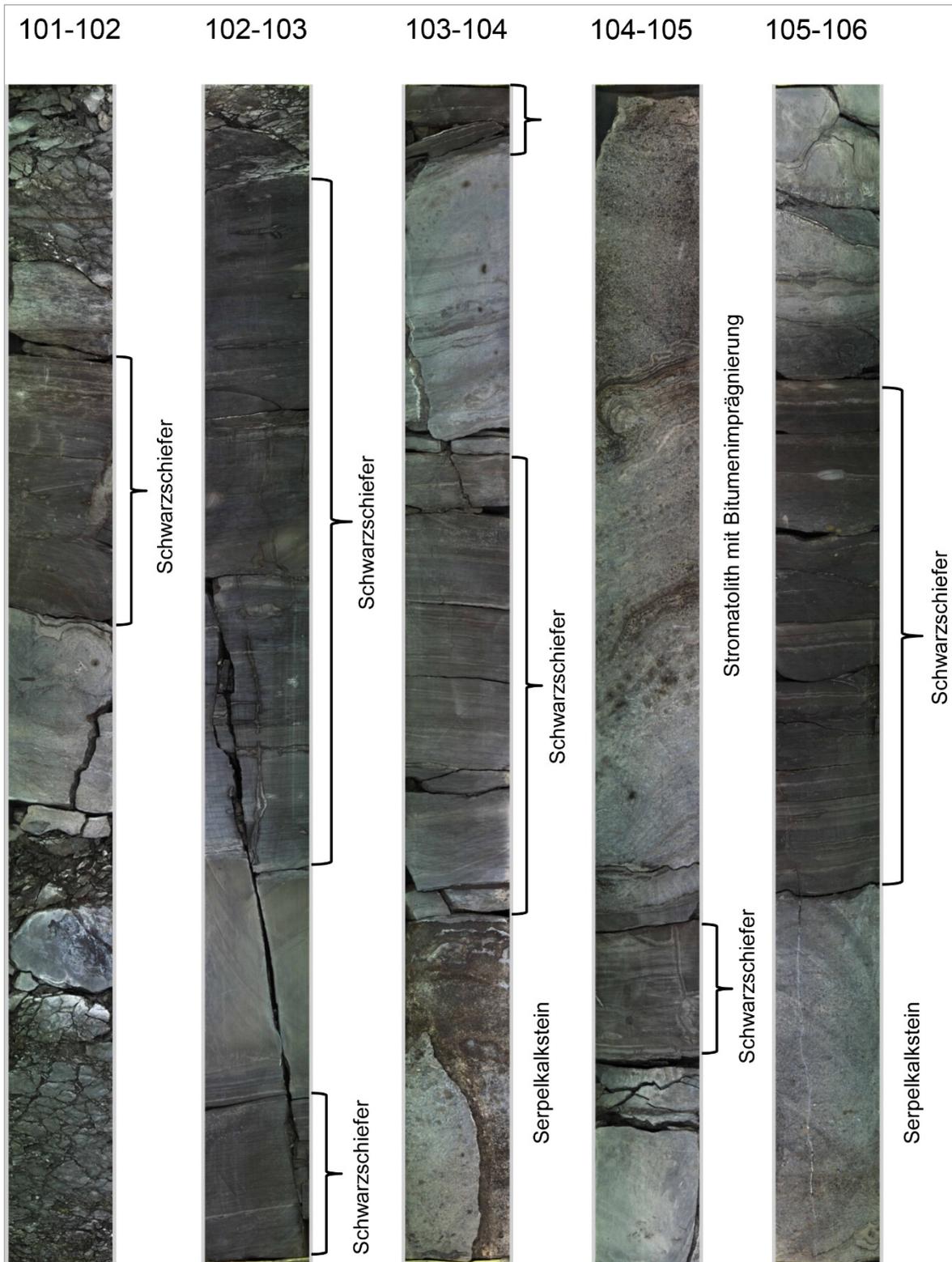


Abb. 6: Auswahl von Bohrkernen der oberen Münder-Formation; die Länge des Bohrkerns entspricht 1 m.

## Mikropaläontologie

Im Schlämmrückstand sind auch hier Ostrakoden häufig. Foraminiferen, die ein Anzeiger für marinen Einfluss sind, fehlen. Lagenweise treten bis zu millimeterdicke Ostrakoden-Schillagen auf. Wie in der Deister-Formation ist in den Schlämmrückständen die Gattung *Cypridea* BOSQUET vorherrschend und zeigt somit ähnliche Faziesbedingungen an. Vergesellschaftet sind die Cyprideen mit anderen Brackwasser-Ostrakoden wie *Klieana alata* MARTIN, *Mantelliana purbeckensis* FORBES, *Scabriculocypris trapezoides* ANDERSON und einer kleinwüchsigen, bisher unbekanntenen Art von *Macrodentina* MALZ. Nicht selten kommen Fischreste, darunter Otolithe (Gehörsteine) vor. Diese Schichtenfolge entspricht der Ostrakodenzone 22–23 nach SCHUDACK (1994).

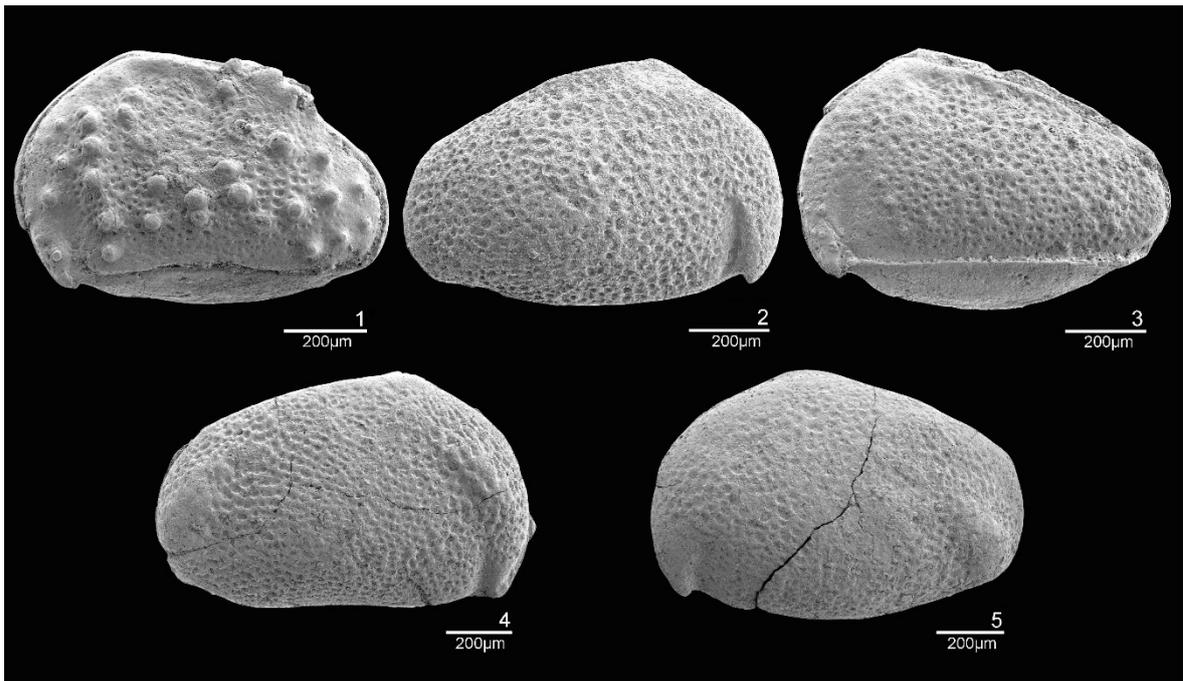


Abb. 7: Biostratigraphisch wichtige Ostrakoden aus dem Top der oberen Münder-Formation.

Fig. 1: *Cypridea dunkeri carinata* MARTIN 1940, GL, F 110388, 105,58–105,64 m, REM-Tr. 4681/13, BGR-Typ-Nr.: 16364; Fig. 2: *Cypridea dunkeri inversa* MARTIN 1940, GL, F 110403, 125,28–125,32 m, REM-Tr. 4681/12, BGR-Typ-Nr.: 16365; Fig. 3: *Cypridea sowerbyi* MARTIN 1940, GL, F 110392, 112,0–112,05 m, REM-Tr. 4681/14, BGR-Typ-Nr.: 16366; Fig. 4: *Cypridea binodosa* MARTIN 1940, RK, F 110389, 107,0–107,07 m, REM-Tr. 4681/18, BGR-Typ-Nr.: 16367; Fig. 5: *Cypridea posticalis* JONES 1885, LK, F 110390, 109,78–109,87 m, REM-Tr. 4681/17, BGR-Typ-Nr.: 16368.

## Palynologie

Die jüngste Malm-Abfolge, ehemals Serpulit, wurde mit 12 Proben untersucht, davon war eine Probe vollständig steril. Im Vergleich zur liegenden Schichtenfolge ist das Sporen- und Pollenspektrum leicht reduziert. Bereits in der Münder-Formation tritt *Cicatricosisporites* spp. (Taf. 1, Fig. 4–6) konstant auf; ab 102,32 m ist auch *Trilobosporites* spp. (Taf. 1, Fig. 8 und 9) ein ständiger Bestandteil des Spektrums. Nach HEUNISCH (1993) und HEUNISCH in GRAMANN et al. (1997) wird der Serpulit bereits zur Zone Hils 1 (DÖRHÖFER 1977) gezählt.

Bei den Phytoplanktonen nimmt *Botryococcus* einen großen Raum ein, was auf eine großflächige Faziesänderung hin zum brackisch-fluvialen Bereich des Wealden verweist. Bis zur Teufe 107 m treten relativ viele Dinozysten auf, wobei *Pareodinia brevicornuta* (Taf. 3, Fig. 8) und der ACR-Komplex (*Acanthaulax-Cribroridinium-Rhynchodiniopsis*; Taf. 3, Fig. 3 und 4), s. HEUNISCH in GRAMANN et al. (1997), eher lagunäre Bedingungen als offenmarine Verhältnisse vermuten lassen. Dies deckt sich mit dem gehäufteten Auftreten von *Botryococcus*.

## Basis der oberen Münder-Formation (ehemals Katzberg-Folge);

112,05–125,88 m;

## Ostrakodenzonen 20–21

## Lithologie

Diese ursprünglich nach dem Katzberg zwischen Springe und Bad Münder benannte Abfolge besteht im Wesentlichen aus Tonmergelsteinen, die sich nicht von den Mergelsteinen des „Serpulit“ unterscheiden. Allerdings fehlen hier die Serpelkalkstein-Lagen.

## Mikropaläontologie

Folgende Ostrakoden konnten nachgewiesen werden: *Fabanella ansata* JONES, *Fabanella boloniensis* JONES, *Mantelliana purbeckensis* FORBES, *Macrodentina dictyota* MALZ, *Klieana alata* MARTIN und *Cypridea dunkeri inversa* MARTIN. Dies entspricht der Ostrakodenzone 20–21 nach SCHUDACK (1994).

*Fabanella ansata* JONES wird als Leitfossil für die Jura/Kreide-Grenzziehung in Nordwest-Europa (Frankreich, England, Deutschland, Polen) herangezogen. Das häufige Auftreten dieser Art zeigt marine bis brackische Ablagerungsbedingungen an, die auf kurzzeitige, marine Ingressions-Ereignisse hindeuten.

## Palynologie

Die Abfolge wurde mit 21 Proben eng beprobt, hiervon waren 7 vollständig steril (Salinarfazies). Innerhalb der Sporen und Pollen ist ein gehäuftetes Auftreten bisaccater Pollen auffällig. Dies wurde zur Abgrenzung der Sporenzone MS 4(b) zur Zone MS 4(c) benutzt. *Pilasporites couperi* (Taf. 2, Fig. 2) hat im oberen Bereich sein letztes Auftreten. In der Teufe 125,34 m erscheint *Aequitriradites spinulosus* zum ersten Mal, ebenfalls in dieser Probe ist das einzige Vorkommen von *Vastisporites vastiformis* dokumentiert. Marine Faziesanzeiger fehlen innerhalb der Palynomorphenassoziation vollständig.

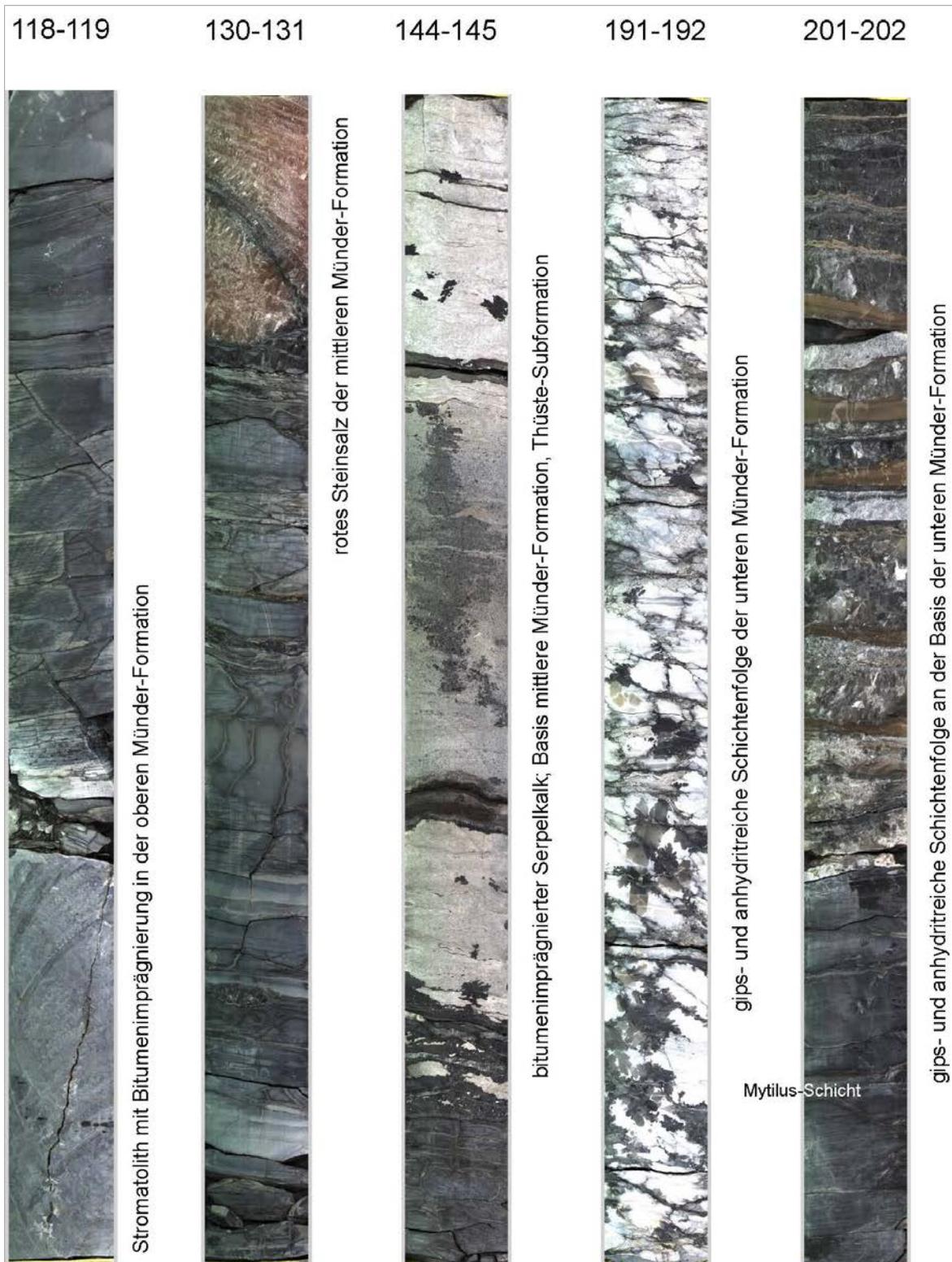


Abb. 8: Auswahl von Bohrkernen der Münder-Formation; die Länge des Bohrkerns entspricht 1 m.

**Mittlerer Teil Münder-Formation;  
Thüste-Subformation; 125,88–145,40 m;  
Ostrakodenzone 19**

Lithologie

Wie in der namensgebenden Typlokalität bei Thüste, Gemeinde Salzhemmendorf, ist auch die Schichtenfolge der Bohrung Eulenflucht 1 durch Serpelkalkstein gekennzeichnet, der allerdings geringmächtiger ausfällt als in der Typlokalität, wo er mit 10 m seine Maximalmächtigkeit erreicht. Neben den Serpelröhren sind Kalkooide gesteinsbildend.

Mikropaläontologie

Der Abschnitt zwischen 126,18 und 145,40 m wird durch folgende Faunenelemente charakterisiert: *Lenticulina muendensis* MARTIN (z. T. monospezifisch), *Macrodentina maculata* MALZ, *Paranotacythere caputmortuum* MARTIN, *Marslatourella barnstorfensis* MARTIN, Fisch-Otolithe und Serpeln. Außer dieser Faunenvergesellschaftung wurde noch *Mantelliana purbeckensis* FORBES in einer Probe gefunden. Entsprechende Mikrofaunen wurden auch aus Erdölbohrungen (z. B. Bohrung Aldorf bei Barnstorf, Kreis Diepholz) des norddeutschen Flachlandes beschrieben. Sie stellen den Abschnitt in den Unteren Serpelkalk sensu SCHÖNFELD (1979), einem Äquivalent des Aldorfer Serpelkalks, den MARTIN & WEILER (1957) aus Bohrungen West-Niedersachsens beschrieben haben.

Palynologie

Mit 20 Proben (davon 3 steril) wurde dieser Abschnitt beprobt. Das Palynospektrum ähnelt dem der unteren Münder-Formation. Eine palynostratigraphische Einstufung erfolgt in die Zone MS 4(a/b). Phytoplanktonen sind selten, *Botryococcus* tritt relativ konstant auf. Unterhalb von 144 m ist ein sehr geringer mariner Einfluss durch Dinozysten belegt.

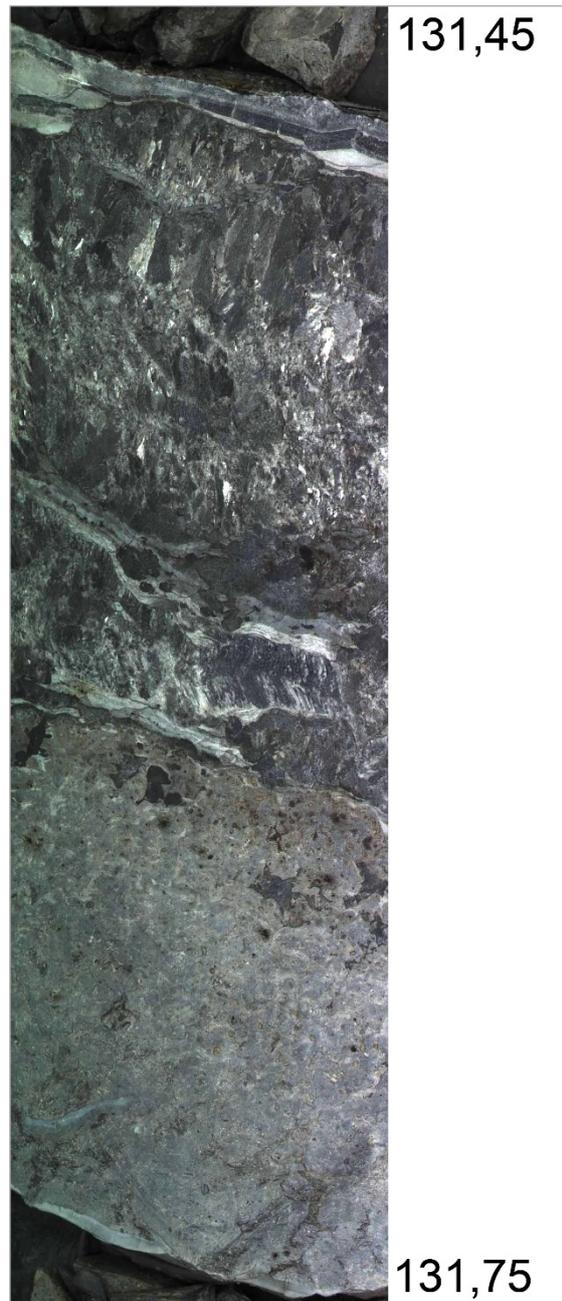


Abb. 9: Stromatolith mit hangender Gipslage in der mittleren Münder-Formation bei ca.131,5 m; Nachweis evaporitischer Faziesentwicklung.

**Untere Münder-Formation;  
145,40–175,70 m; Ostrakodenzone 18**

Lithologie

Dieser Schichtabschnitt zeichnet sich durch eine ausgeprägte Evaporitbildung, bestehend aus Gips-, Anhydrit- und Steinsalzlagen aus, die immer wieder auch mit dunkelgrauen Mergelsteinen wechseln.

Mikropaläontologie

Die untere Münder-Formation konnte anhand folgender Ostrakoden belegt werden: *Macrodentina sculpta* KLINGLER, *Macrodentina* sp. aff. *M. klingleri* MALZ und *Procytheropteron purum* SCHMIDT sowie *Paranotocythere caputmortuum* MARTIN. Dies entspricht der Ostrakodenzone 18 nach SCHUDACK (1994).

Palynologie

Dieser Abschnitt umfasst 28 Proben (25 auswertbar). Innerhalb der terrestrischen Palynomorphen gibt es eine relativ große Artenvielfalt mit unterschiedlicher Zusammensetzung der Spektren. So wechseln sich z. B. *Classopollis* spp. (Taf. 2, Fig. 8 und 9) und *Spheripollenites/Exesipollenites* spp. (Taf. 2, Fig. 10) in der Häufigkeit ab. Eine Zuordnung erfolgt in die Zone MS 4(a/b). Regelmäßige Vertreter sind *Pilasporites couperi* und *Kraeuselisporites tubbergensis* (Taf. 1, Fig. 12). Die für die Untere Kreide/Wealden charakterischen Taxa *Trilobosporites* und *Pilososporites* treten in der Abfolge das erste Mal in Erscheinung. Phytoplanktonen sind nur akzessorisch vorhanden. Oberhalb von 180,39 m ist innerhalb des Spektrums keine marine Beeinflussung – ausgedrückt durch das Vorkommen von Dinozysten – feststellbar.

**Eimbeckhausen-Formation;  
175,70–202,23 m; Ostrakodenzone 17**

Abgeleitet wird der lithostratigraphische Begriff von der Ortschaft Eimbeckhausen am S-Rand des Deisters, wo die Schichtenfolge flächenartig zwischen den beiden Mittelgebirgszügen Deister und Süntel ausstreicht.

Lithologie

Dieser Kernabschnitt besteht aus grauen bis dunkelgrauen Mergel- und Steinmergelbänken, die z. T. von dünnen Kalkbänken unterbrochen werden. Im Gegensatz zu den wenigen bekannten Tagesaufschlüssen im Niedersächsischen Bergland, die meist nur einen Teilbereich von wenigen Metern aufschließen, werden in der Eulenflucht 1 auch evaporitische Schichtenfolgen sichtbar. Vergleichbare Beobachtungen konnten in der Bohrung Suderbruch L 48 bei Schwarmstedt (KLINGLER, MALZ & MARTIN 1962), die als Referenzprofil für den nordwestdeutschen Oberjura gilt, und von BISCHOFF & WOLBURG (1963) in Bohrungen des Emslandes dokumentiert werden. Bereits an der Basis der Einheit treten die ersten Gips- und Anhydritlagen auf. Vereinzelt treten Lagen mit Bivalven auf (*Mytilus* sp.) (Abb. 11).

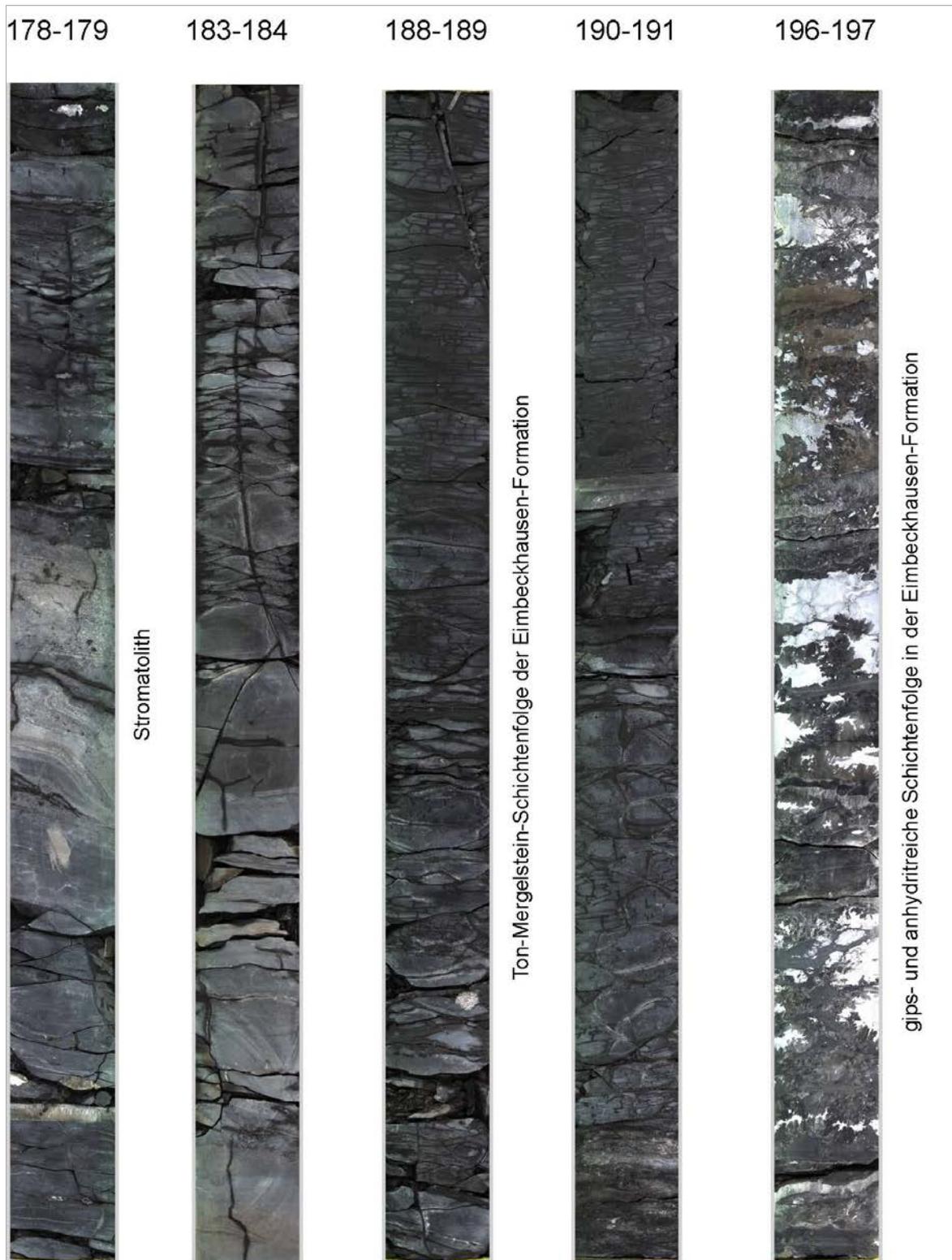


Abb. 10: Auswahl von Bohrkernen der Eimbeckhausen-Formation; die Länge des Bohrkerns entspricht 1 m.



Abb. 11: *Mytilus*-Lage bei 201,84 m.

#### Mikropaläontologie

An Ostrakoden kommen hauptsächlich *Procytheropteron purum* SCHMIDT und seltener *Macrodentina klingleri* MALZ sowie *Macrodentina sculpta* MALZ vor. Sie stellen diesen Abschnitt in die Ostrakodenzone 17 nach SCHUDACK (1994).

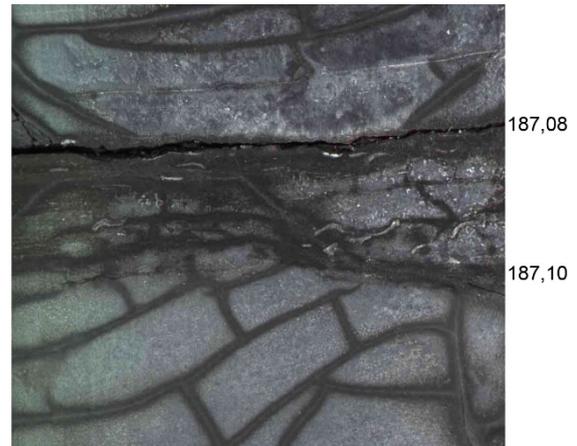


Abb. 12: Eine der wenigen fossilreichen Lagen in der Eimbeckhausen-Formation; 187,08–187,10 m.

#### Palynologie

Innerhalb der mit 10 Proben untersuchten Abfolge sind vorwiegend Pollentaxa vertreten, hier ergibt sich ein Wechsel von einer *Spheripollenites/Exesipollenites*-Vormacht zu einer Häufung von *Classopollis* spp. Demnach lässt sich der Abschnitt zur Zone MS 4(b) zuordnen. Dinozysten treten nur in relativ wenigen Exemplaren und vor allem in geringer Artenzahl auf. Den höchsten Marinitätsgrad dürfte die Probe aus 202,18 m Teufe haben (zahlreiche unidentifizierbare Zysten, ACR-Komplex häufig). Eine Zuordnung dieser Probe zur MD-3b-Zone ist möglich.

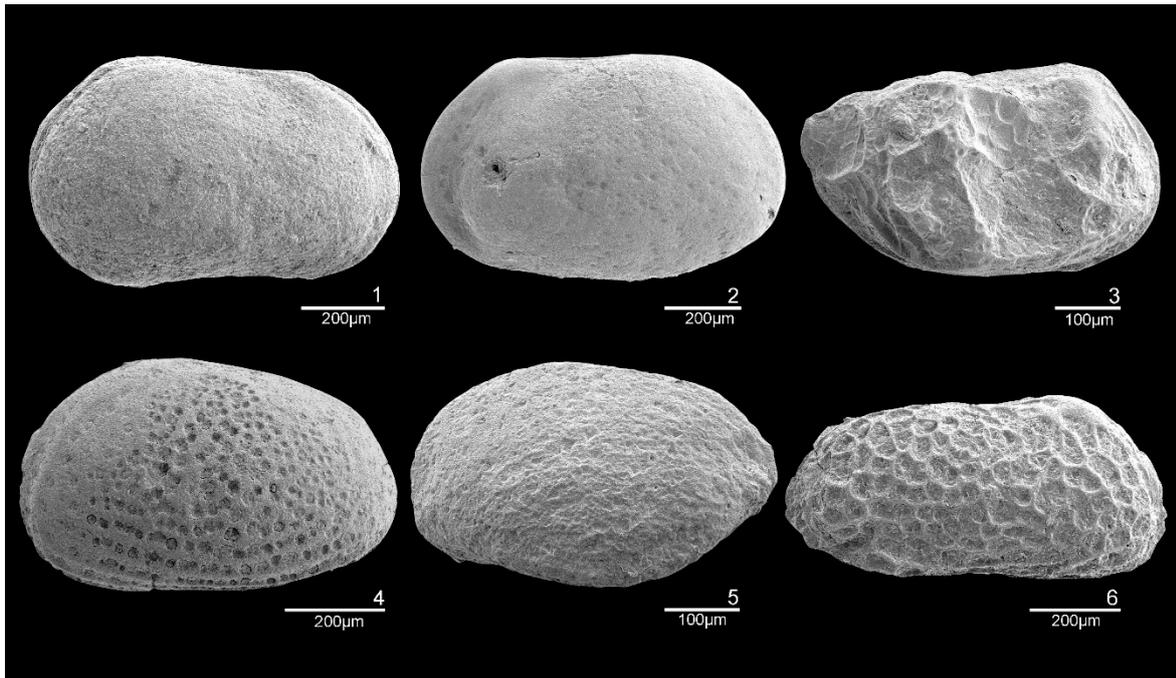


Abb. 13: Biostratigraphisch wichtige Ostrakoden der Münder-Formation, einschließlich Eimbeckhausen-Formation.

Fig. 1: *Fabanella ansata* JONES 1885, GR, F 110530, 124,57–124,65 m, REM-Tr.: 4681/2, BGR-Typ-Nr.: 16369; Fig. 2: *Marslatourella barnstorffensis* MARTIN 1957, GL, F 110657, 145,0–145,09 m, REM-Tr. 4753/3, BGR-Typ-Nr.: 16370; Fig. 3: *Paranotacythere caputmortuum* MARTIN 1957, GR, F 110657, 145,0–145,09 m, REM-Tr. 4683/4, BGR-Typ-Nr.: 16371; Fig. 4: *Macrodentina* sp. aff. *kingleri* MALZ 1958, LK ♂, F 110727, 187,08–187,10 m, REM-Tr. 4682/1, BGR-Typ-Nr.: 16372; Fig. 5: *Procytheropteron purum* SCHMIDT 1954, GL, F 110727, 187,08–187,10 m, REM-Tr. 4754/1, BGR-Typ-Nr.: 16373; Fig. 6: *Macrodentina maculata* MALZ 1957, RK, F 110657, 145,0–145,09 m, REM-Tr. 4680/11, BGR-Typ-Nr.: 16374.

## Holzen-Formation; 202,23–208,36 m; Ostrakodenzone 16

### Lithologie

Der alte lithostratigraphische Begriff „Gigas-Schichten“ für diese Formation geht zurück auf den hier auftretenden Ammoniten *Gravesia gigas* ZIETEN, der oft in alten Aufsammlungen dokumentiert ist (z. B. Sammlung im Geozentrum Hannover). *Gravesia gigas* markiert das jüngste Vorkommen von Ammoniten im NW-deutschen Oberjura. Der neue lithostratigraphische Begriff „Holzen-Formation“ geht auf die Ortschaft Holzen im Hils zurück.

Der Kernabschnitt besteht aus einer Wechselfolge von Ton-, Mergel- und mitunter oolithischen Kalksteinen. Die lagenweise auftretenden, teilweise bitumenreichen Lumachelle-Kalksteine sind aufgrund ihrer hohen Porosität ein Speichergestein für Kohlenwasserstoffe.

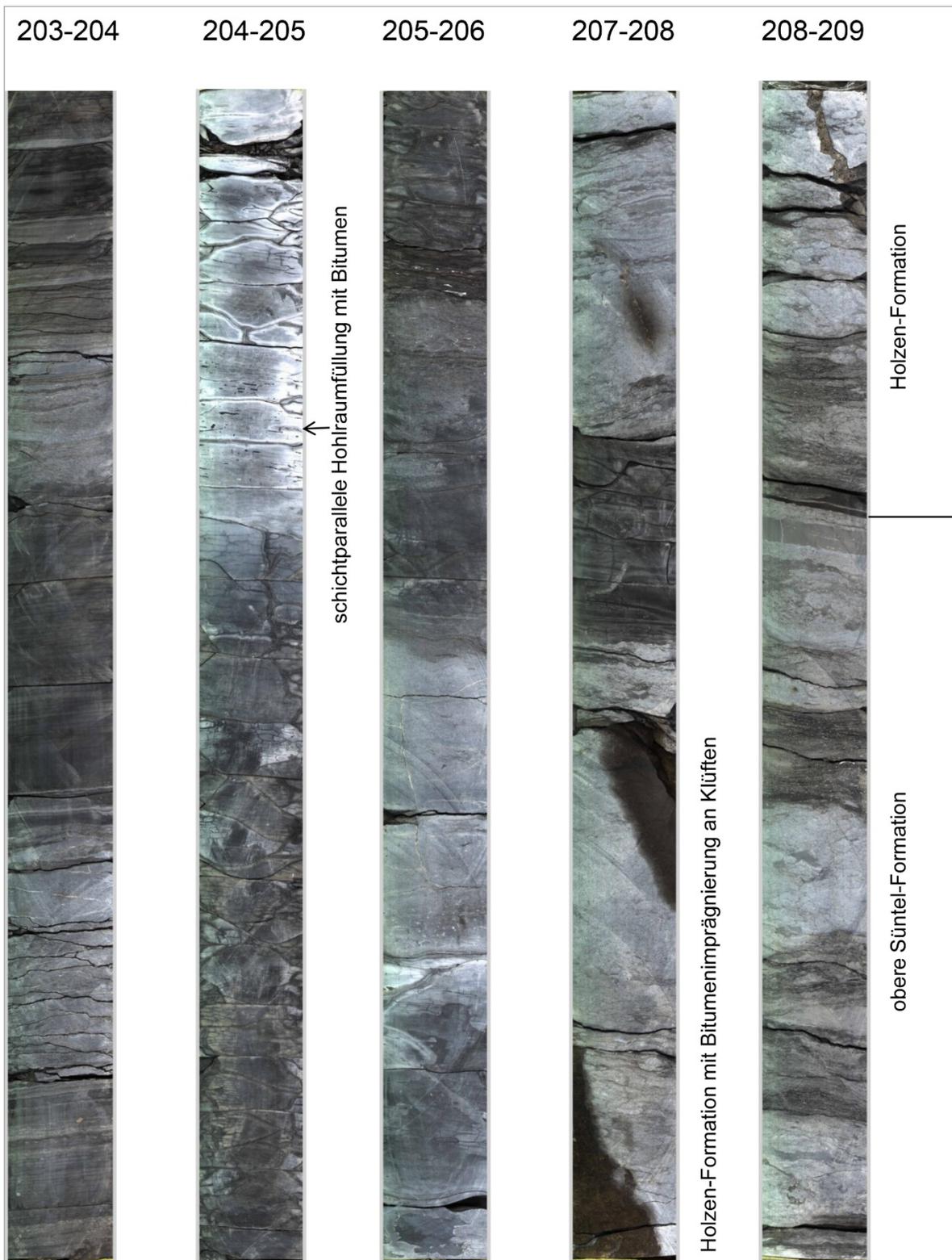


Abb. 14: Auswahl von Bohrkernen der Holzen-Formation; die Länge des Bohrkerns entspricht 1 m.

## Mikropaläontologie

Die marine Mikrofauna zeichnet sich durch folgende Index-Taxa aus: *Macrodentina klingleri* MALZ, *Macrodentina sculpta* KLINGLER, *Macrodentina dolosa* MALZ und *Macrodentina annulata* MALZ. Die letztgenannte Art wurde von MALZ

1958 bisher nur von einer Fundstelle, der Bohrung Garen 4 im westlichen Niedersachsen, nachgewiesen.

*Marslatourella gigantea* SCHMIDT stirbt am Top der Holzen-Formation aus. Die Fauna erlaubt eine Zuordnung zur Ostrakodenzone 16 nach SCHUDACK (1994).

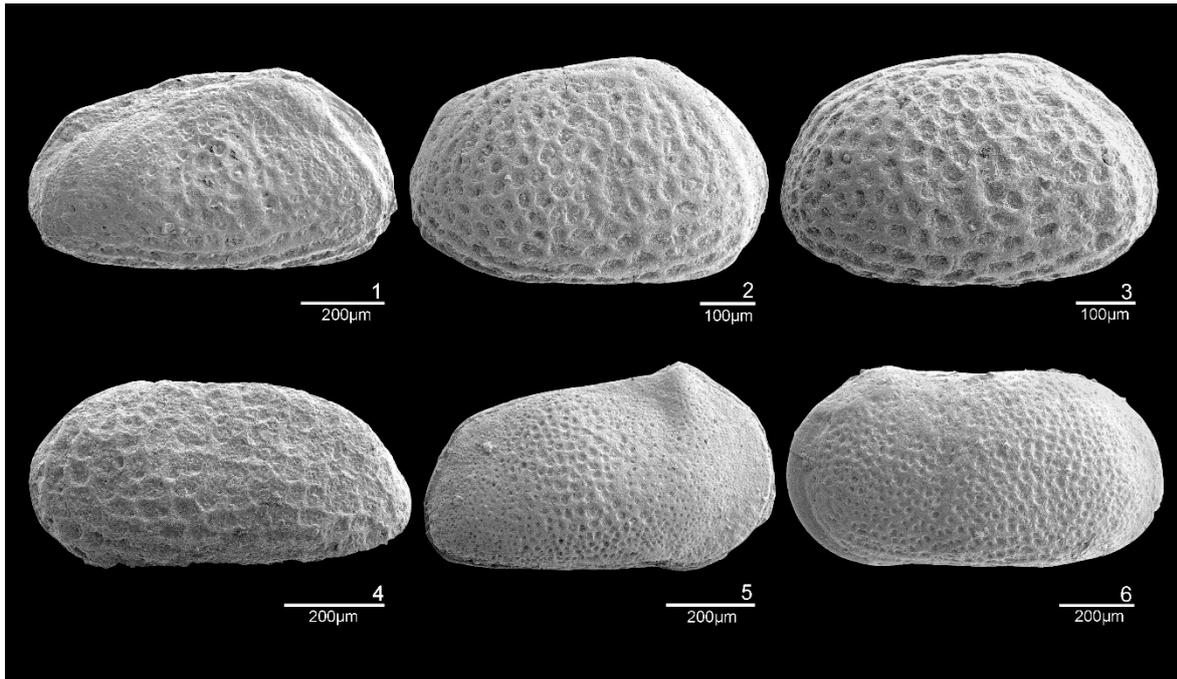


Abb. 15: Biostratigraphisch wichtige Ostrakoden der Holzen-Formation.

Fig. 1: *Macrodentina annulata* MALZ 1958, GR ♂, F 110412, 205,1–205,17 m, REM-Tr. 4683/7, BGR-Typ-Nr.: 16375; Fig. 2: *Macrodentina klingleri* MALZ 1958, RK ♀, F 110409, 202,71–202,76 m, REM-Tr. 4684/6, BGR-Typ-Nr.: 16376; Fig. 3: *Macrodentina sculpta* KLINGLER 1955, GR ♀, F 110708, 219 m, REM-Tr. 4684/8, BGR-Typ-Nr.: 16377; Fig. 4: *Macrodentina* cf. *dolosa* MALZ 1958, LK, F 110413, 207,67–207,71 m, REM-Tr. 4684/9, BGR-Typ-Nr.: 16378; Fig. 5: *Marslatourella gigantea* SCHMIDT 1954, GR, F 110409, 202,71–202,76 m, REM-Tr. 4681/16, BGR-Typ-Nr.: 16379; Fig. 6: *Fabanella prima* MARTIN 1961, LK ♂, F 110412, 205,1–205,17 m, REM-Tr. 4684/1, BGR-Typ-Nr.: 16380.

## Palynologie

Der Erhaltungszustand der Palynomorphen in den 11 Proben des untersuchten Abschnitts ist meist schlecht und weist hohe Anteile unbestimmbarer Exemplare auf. Innerhalb der Sporen und Pollen gibt es eine geringe Artenvielfalt. Im basalen Bereich setzt sich der hohe Anteil an *Spheripollenites/Exesipollenites* aus der unterhalb folgenden oberen Süntel-Formation fort. In der höchsten Probe treten mehrere Sporentaxa auf. Eine Einstufung kann in Zone MS 4(a) vorgenommen werden.

Innerhalb der Phytoplanktonen gibt es wenige aussagekräftige Vertreter. In der unteren Hälfte der Abfolge ist ein hoher Anteil an unbestimmbaren Zysten sowie *Meiurogonyaulax* spp. (Taf. 3, Fig. 10) – wie in der oberen Süntel-Formation – und *Hystriosphera orbifera* festzustellen, *Pareodinia brevicornuta* tritt darüber nicht mehr regelmäßig auf. Eine Zuordnung zur MD-3b-Zone ist möglich.

**Süntel-Formation; 208,36–278,18 m;  
Ostrakodenzonen 9–15**

Lithologie

Lithologisch ähnelt die Süntel-Formation der Holzen-Formation. Auch hier dominieren Wechselfolgen von Ton-, Mergel- und mitunter oolithischen Kalksteinen.

Die obere Süntel-Formation unterscheidet sich lithologisch von der mittleren und unteren Süntel-Formation durch einen höheren Tonsteinanteil. An der Grenze mittlere Süntel- zur unteren Süntel-Formation wird die teils schillführende mächtige Wechselfolge aus Kalksteinen, Knollen-Kalksteinen, Mergeln und Tonsteinen durch eine oder zwei Sandsteinbänke, den sogenannten Grenzsandstein, getrennt. In Aufschlüssen (z. B. am Lauensteiner Pass) können darin Strömungs- oder Oszillationsrippeln beobachtet werden. Der basale Teil der unteren Süntel-Formation weist durch das Vorkommen von Oolithbänken noch Ähnlichkeiten zur Korallenoolith-Formation im Liegenden auf.

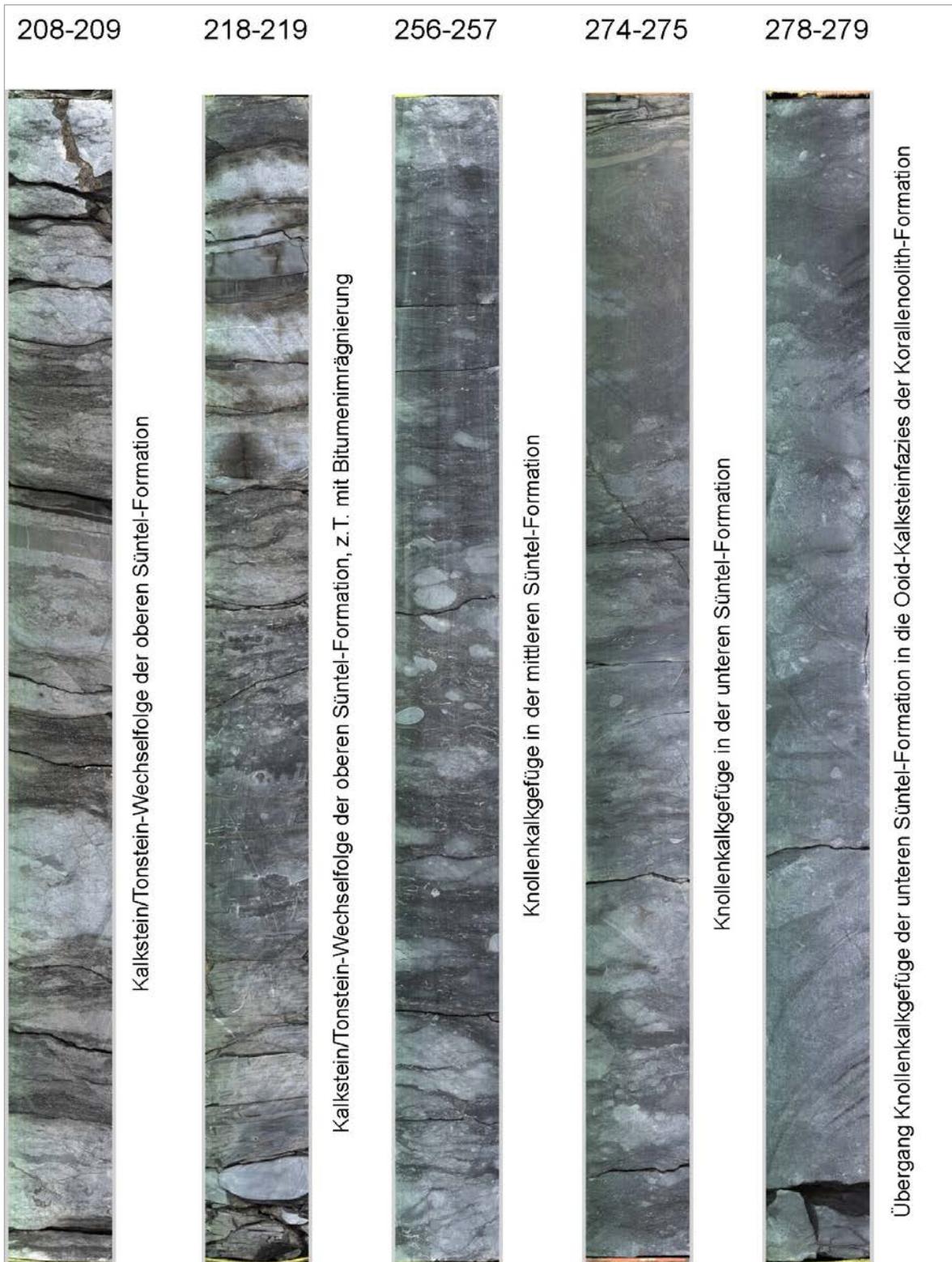


Abb. 16: Auswahl von Bohrkernen der Süntel-Formation; die Länge des Bohrkerns entspricht 1 m.

## Mikropaläontologie

Mikrofaunistisch wird die Süntel-Formation durch die Ostrakoden-Gattung *Macrodentina* MARTIN geprägt, die sowohl an marine als auch an Brackwasser-Verhältnisse angepasst ist.

Als wichtige Leitostrakode für die obere Süntel-Formation gilt *Macrodentina perforata* KLINGLER; als weitere Arten sind genannt: *Macrodentina klingleri* MALZ und *Macrodentina sculpta* KLINGLER, die in der oberen Süntel-Formation einsetzen. Für die mittlere Süntel-Formation, nach SCHUDACK (1994) Ostrakodenzone 13–14, sind folgende Ostrakoden-Arten leitend: *Macrodentina wicheri* STEGHAUS, *Macrodentina rudis* MALZ, *Macrodentina ornata* STEGHAUS und *Rectocythere iuglandiformis* KLINGLER. Für die

biostratigraphische Grenzziehung zwischen unterer und mittlerer Süntel-Formation ist *Macrodentina steghausi* KLINGLER am geeignetsten, lässt sich aber nomenklatorisch – und je nach Erhaltungszustand – nur schwer von *Macrodentina intercostulata* MALZ unterscheiden. Auch auffällige, z. T. großwüchsige Foraminiferen sind charakteristisch für die mittlere Süntel-Formation. *Alveosepta jaccardi* SCHRODT kommt in einigen Lagen besonders häufig bis massenhaft vor; auch in Kalkstein-Dünnschliffen ist sie identifizierbar.

Die untere Süntel-Formation, Ostrakodenzone 9–12 nach SCHUDACK (1994), wird von folgenden Ostrakoden-Arten geprägt: *Macrodentina intercostulata* MALZ, *Macrodentina pulchra* SCHMIDT, *Macrodentina lineata* MARTIN.

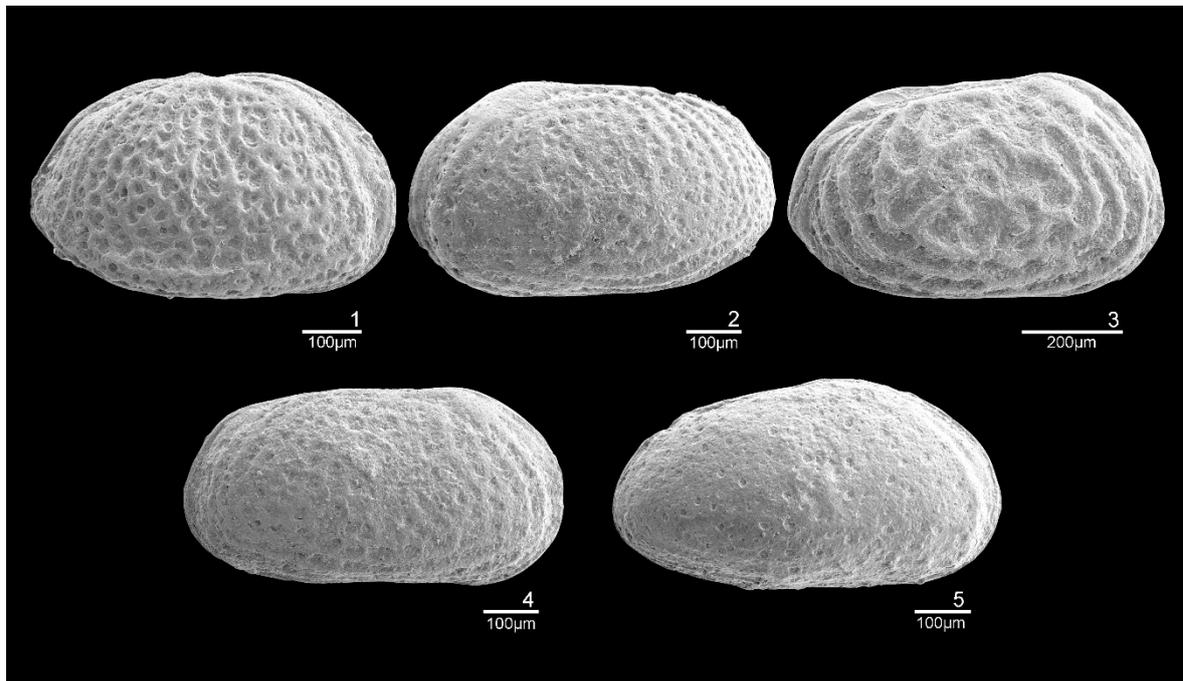


Abb. 17: Biostratigraphisch wichtige Ostrakoden der Süntel-Formation.

Fig. 1: *Macrodentina intercostulata* MALZ 1958, GR ♀, F 110433, 272,2–272,3 m, REM-Tr. 4680/12, BGR-Typ-Nr.: 16381; Fig. 2: *Macrodentina steghausi* KLINGLER 1955, LK ♂, F 110424, 235,16–235,23 m, REM-Tr. 4684/4, BGR-Typ-Nr.: 16382; Fig. 3: *Macrodentina rudis* MALZ 1958, GR ♀, F 110426, 239,43–239,50 m, REM-Tr. 4680/14, BGR-Typ-Nr.: 16383; Fig. 4: *Macrodentina wicheri* STEGHAUS 1951, GR ♂, F 110424, 235,16–235,23 m, REM-Tr. 4683/2, BGR-Typ-Nr.: 16384; Fig. 5: *Macrodentina perforata* KLINGLER 1955, GR ♂, F 110558, 214,94–215,0 m, REM-Tr. 4684/3, BGR-Typ-Nr.: 16385.

## Palynologie

### Obere Süntel-Formation; Ostrakodenzone 15

Diese Abfolge wurde mit 12 Proben engmaschig beprobt. Innerhalb der Sporen und Pollen zeigt sich ein sehr ähnliches Spektrum wie in der mittleren Süntel-Formation im Liegenden. Das gehäufte Auftreten des Formenkreises *Exesipollenites/Spheripollenites* im oberen Teil der Abfolge wird zur Abgrenzung hinsichtlich der Sporenzone MS 4(a) (höhere obere Süntel-Formation bis Eimbeckhausen-Formation) von der darunter liegenden Zone MS 3 genutzt.

Phytoplanktonen sind sporadisch vorhanden. Das Auftreten von Foraminiferen und Micrhystridien in der Teufe 217,8 m weist auf eine kurzzeitige marine Ingression und offen marine Bedingungen hin. Das Spektrum der Dinozysten ist reduziert. Während in der unteren Hälfte *Dingodinium tuberosum* (Taf. 3, Fig. 7), *Subtilisphaera? paeminosa* (Taf. 3, Fig. 6) und der ACR-Komplex relativ häufig sind, wird die obere Hälfte durch ein konstantes Auftreten von *Lepodinium* spp. sowie ein verstärktes Auftreten von *Meiourogonyaualax* spp. (Taf. 3, Fig. 10) charakterisiert. Die Abfolge gehört noch zur MD 3b-Zone.

### Mittlere Süntel-Formation; Ostrakodenzone 13–14

17 Proben wurden untersucht. Der Artenbestand der Sporen und Pollen nimmt zum Jüngerem zu, der Erhaltungszustand wird oberhalb von 252 m besser. *Kraeuselisporites tubbergensis* tritt gesichert das erste Mal auf. Aufgrund fehlender Schlüsseltaxa erfolgt eine Einstufung in MS 3 unter Vorbehalt.

Innerhalb der Phytoplanktonen ergibt sich ein ähnliches Bild wie in den tieferen Abfolgen der Bohrung. Das Dinozysten-Spektrum erweitert sich; charakteristische Taxa sind der ACR-Komplex, *Subtilisphaera? paeminosa* und *Dingodinium* spp. *Subtilisphaera? paeminosa* ist charakteristisch für die MD-3b-Zone. Ein gehäuftes Auftreten dieses Taxons geht vermutlich auf jetzt vorwiegend lagunäre Bedingungen zurück.

### Untere Süntel-Formation; Ostrakodenzone 9–12

Die geringmächtige und daher eventuell kondensierte Abfolge (4 Ostrakodenzone; 272,2–277,0 m) wurde mit 5 Proben belegt. Der Erhaltungszustand ist meist schlecht. Wie bereits in der Korallenoolith-Formation ist ein relativ hoher Anteil an *Callialasporites* spp. vorhanden, im oberen Bereich nimmt der Anteil von *Classopollis* spp. zu. Der Befund erlaubt eine Einstufung in die MS-2-Zone.

Innerhalb der Phytoplanktonen ist ein ähnliches Spektrum wie in der Korallenoolith- und der Heersum-Formation im Liegenden zu beobachten. An der Basis gibt es ein vermehrtes Auftreten von *Botryococcus* sp. Dinozysten sind nur in geringer Anzahl und geringer Artenzahl vorhanden. Das erste Auftreten von *Dingodinium* spp. lässt – mit Einschränkungen, da die sonstigen Schlüsseltaxa fehlen – eine Einstufung in die Zone MD 3a zu.

### Korallenoolith-Formation; 278,18–323,61 m

#### Lithologie

Die überwiegend als Ooid-Kalksteine entwickelte Abfolge wird nur vereinzelt von wenigen cm-mächtigen Tonsteinlagen unterbrochen; einige Lagen werden von Dolomitsteinen dominiert. Bitumenimprägnierungen sind in dieser Schichtenfolge ebenfalls nachweisbar. Ein Korallen führender Horizont zwischen 296–298 m entspricht der *florigemma*-Bank. Diese Bank lässt sich als lithologischer Leithorizont durch das Nordwestdeutsche Oberjura-Becken verfolgen (HELM 2005). Ein weiterer im Nordwestdeutschen Becken weit verbreiteter Leithorizont ist der sogenannte „Hauptemersions-Horizont“ in der mittleren Korallenoolith-Formation, der als Auftauchhorizont einen Sedimentationsstillstand dokumentiert (GRAMANN et al. 1997). In der Bohrung Eulenflucht 1 wurde dieser bei 293,76–293,92 m angetroffen (s. a. CAESAR 2012).

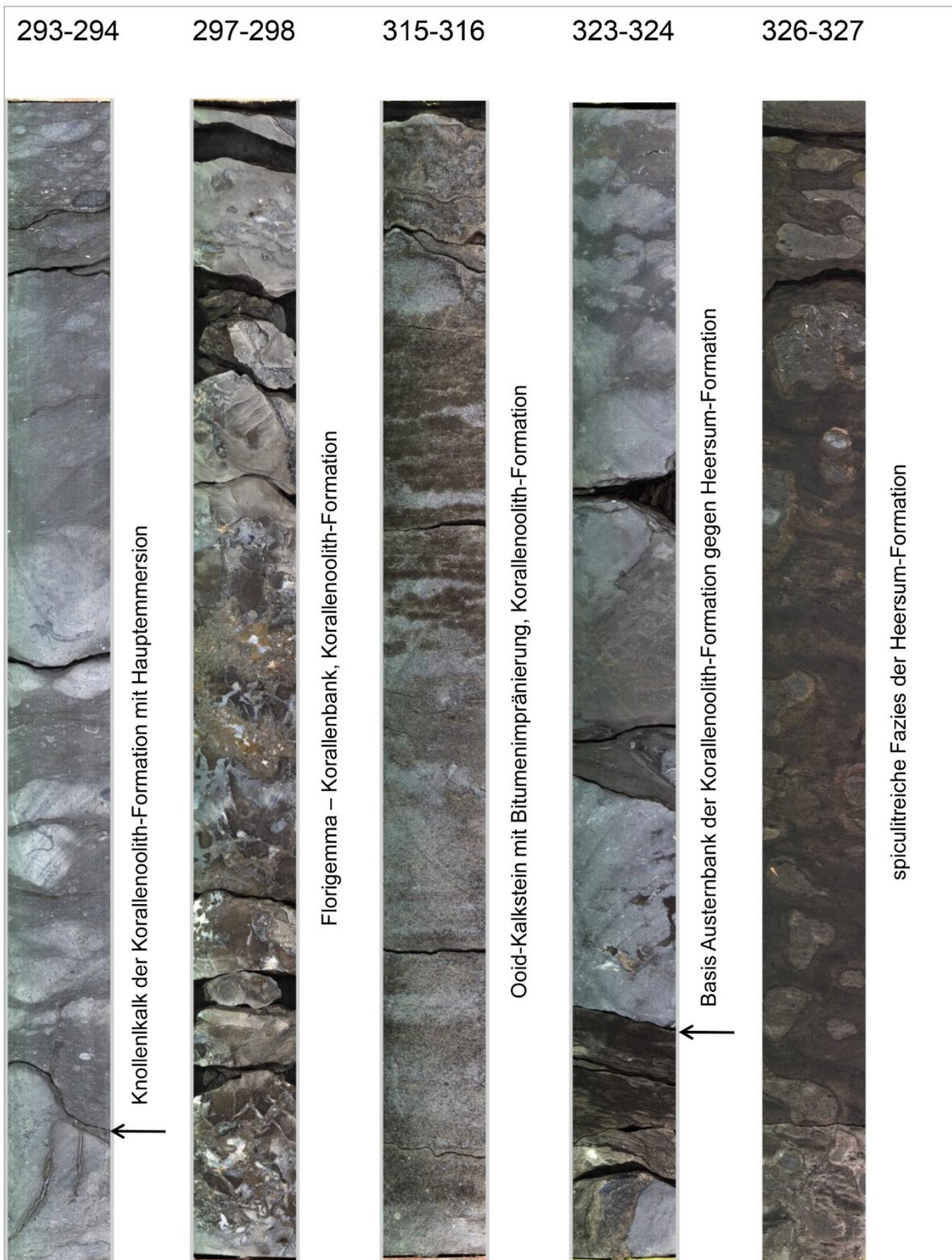


Abb. 18: Auswahl von Bohrkernen der Korallenoolith- bis Heersum-Formation; die Länge des Bohrkerns entspricht 1 m.

## Mikropaläontologie

Durch das Fehlen geeigneter lithologischer Horizonte konnte dieser Teil der Schichtenfolge mit der herkömmlichen Untersuchungsmethode (Schlämmen und Auslesen der Mikrofossilien) nicht untergliedert werden.

## Palynologie

Dieser Abschnitt umfasst 13 Proben. Auch in diesem Fall war – faziell bedingt – der Erhaltungszustand der Palynomorphen schlecht bis sehr schlecht und der Anteil der unbestimmbaren Exemplare sehr hoch. Die Artenvielfalt innerhalb der Gruppe der Sporen und Pollen nimmt nach oben zu. Bemerkenswert ist ein gehäuftes Auftreten von *Callialasporites* spp. (Taf. 2, Fig. 5 und 6) im oberen Bereich der Abfolge. Dies ist charakteristisch für den höheren Teil der MS-2-Zone, (Korallenoolith – untere Süntel-Formation). Oberhalb 289,21 m tritt *Ischyosporites* spp. regelmäßig auf.

Wie in der Heersum-Formation im Liegenden treten die marinen Faziesanzeiger *Micrhystridium* (Taf. 2, Fig. 13) und Scytinaceae (organische Innenwände von Foraminiferen, Taf. 2, Fig. 14) auf; in vier Proben wurde *Schizosporis reticulatus* gefunden; das Taxon scheint in der Bohrung auf die Korallenoolith-Formation beschränkt zu sein. In den beiden oberen Proben tritt *Botryococcus* sp. das erste Mal auf, der für brackisch-fluviatile Verhältnisse charakteristisch ist.

Die Artenvielfalt innerhalb der Dinozysten ist gering. Die höchste Taxazahl hat die Probe aus Teufe 322,26 m. In dieser Probe wurde das letzte Vorkommen von *Compositosphaeridium polonicum* registriert. Der vorhandene Artenbestand weist auf Oxfordium-Alter hin.

## Heersum-Formation; 323,61–328,0 m

### Lithologie

Die Heersum-Formation, benannt nach der Ortschaft Heersum östlich von Hildesheim, ist in der Bohrung ab Teufe 324 m angetroffen worden. Mit dieser Schichtenfolge geht ein abrupter lithologischer Wechsel einher. Die Basis der Korallenoolith-Formation wird von einer Austernbank repräsentiert, ein lithologischer Markerhorizont, der z. B. in dem nahegelegenen Steinbruch Hamelspringe & Bernsen bis 2001 flächenmäßig aufgeschlossen war. Die vier Meter erbohrte Schichtenfolge besteht aus kieseligen Spiculiten, deren Hauptbestandteile Skelettelemente von Kieselchwämmen sind. Das Gefüge der Gesteine erhält durch Grabbauten des Krebses *Thalassinoides* ein charakteristisches, „geflammtes“ Aussehen. Einen kurzen Abriss über die Genese dieses Sedimentgesteins geben GRAMANN et. al. (1997).

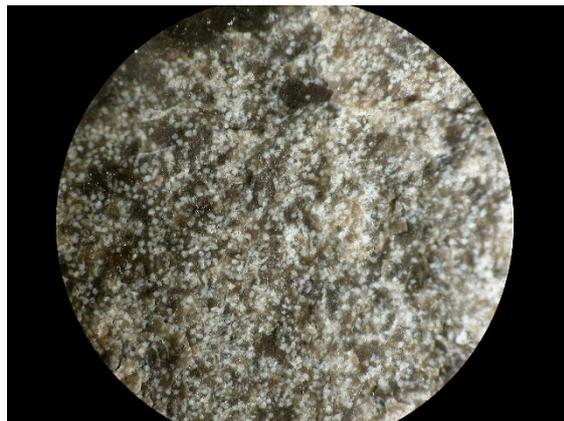


Abb. 19: Bohrkern-Schichtfläche in Spiculit-Fazies (Schwammsklerite), Heersum-Formation.

### Palynologie

Untersucht wurden vier Proben; der Erhaltungszustand aller Proben ist schlecht, die Artenvielfalt ist gering. Bei den terrestrischen Palynomorphen wurden 16 Taxa unterschieden. Innerhalb der Phytoplanktonten treten neben *Leiosphaeridia* und *Tasmanites* als marine Faziesanzeiger *Micrhystridium* spp. sowie Scytinaceae auf. Eine Einstufung in die Malm-Sporen-Zonierung ist nicht möglich.

Innerhalb der Dinozysten konnten neben zahlreichen, aufgrund des schlechten Erhaltungszustandes unidentifizierbaren Exemplaren die Taxa *Sentusidinium* spp., *Gonyaulacysta jurasica* (Taf. 3, Fig. 1), *Compositosphaeridium polonicum*, *Cleistosphaeridium* spp. (Taf. 2, Fig. 17), *Pareodinia* spp., *Systematophora areolata*, *Systematophora penicillata*, *Stephanelytiron* spp., *Rhynchodiniopsis* spp., *Cribooperidinium* spp., *Fromea* sp. 2 (HEUNISCH 1993), *Nannoceratopsis pellucida* und *Meiourogonyaulax* spp. identifiziert werden. Eine exakte Parallelsierung mit den Zonen nach KUNZ (1990) und HEUNISCH in GRAMANN et al. (1997) ist aufgrund der geringen Artenvielfalt und der schlechten Erhaltung nicht möglich. Der Bestand ermöglicht lediglich die Aussage, dass es sich um eine Abfolge des Oxfordiums handelt.

Die Bohrung wurde bei 328 m in der Heersum-Formation eingestellt. Zur Fortsetzung der Schichtenfolge ins Liegende wurde eine zweite Bohrung (Wendhausen 6, s. Abb. 21) angesetzt, mit dem Ziel, die Grenze Ober-/Mitteljura zu durchteufen (s. Kap. 3.3).

### Faziesinterpretation der Abfolge Heersum-Formation – Deister-Formation nach dem Sporomorph Ecogroup Modell (SEG-Modell) und Ostrakoden

Zur Faziesinterpretation nach dem Sporomorph Ecogroup Model (SEG-Model, ABBINK 1998; ABBINK, VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT & VISSCHER 2004) konnten 133 Proben für eine halb-quantitative Auswertung herangezogen werden. Hierzu wurden pro Probe/Präparat 200 Palynomorphe gezählt, bei sehr geringer Fossilführung 100 Exemplare. Zur Erläuterung der Gruppen und Anwendung in unterschiedlichen Zeitscheiben siehe z. B. ABBINK (1998); ABBINK, VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT & VISSCHER (2004; Oberer Jura, basale Unterkreide); HEUNISCH et al. (2010; Obere Trias, Unterer Jura) und GEDL & ZIAJA (2012; Mittlerer Jura, Bathon). Die Gruppen der terrestrischen Palynomorphen sind *Hinterland* (= Upland bei ABBINK (1998 etc.)), *River*, *Lowland dry*, *Lowland wet (Marsch)*, *Coastal*, *Pioneer*, *Tidally influenced* and *not attributed*. Die letzte Gruppe umfasst sowohl auf Grund ihrer unbekanntenen Erzeugerpflanzen nicht zuordenbare als auch die Exemplare mit ungenügendem Erhaltungszustand. Ergänzt wird die Zählung durch die großen Phytoplanktongruppen *Botryococcus* (fluviatil-brackisch), Prasinophyceen (lagunär-flachmarin), Acritarchen (marin), Dinozysten (marin) und Scytinaceae (marin).

Während in den meisten Gruppen vorwiegend Pollen produzierende Pflanzen – für den Jura handelt es sich meist um Vertreter der Gymnospermen (Koniferen, Araucariaceen) – als Erzeuger feststehen, sind es bei der Gruppe der Lowland- und River-Vergesellschaftung häufig Sporen produzierende Pflanzen, also Farne, Bärlapp, Schachtelhalme und Moose.

Eine Übersicht über die Faziesinterpretation der Bohrung Eulenflucht 1 gibt Abbildung 20.

Abweichend von der Beschreibung in den vorangegangenen Kapiteln – vom Hangenden zum Liegenden – erfolgt für die Faziesinterpretation die Beschreibung vom Liegenden zum Hangenden, um die Evolution des Ablagerungsraums zu erklären.

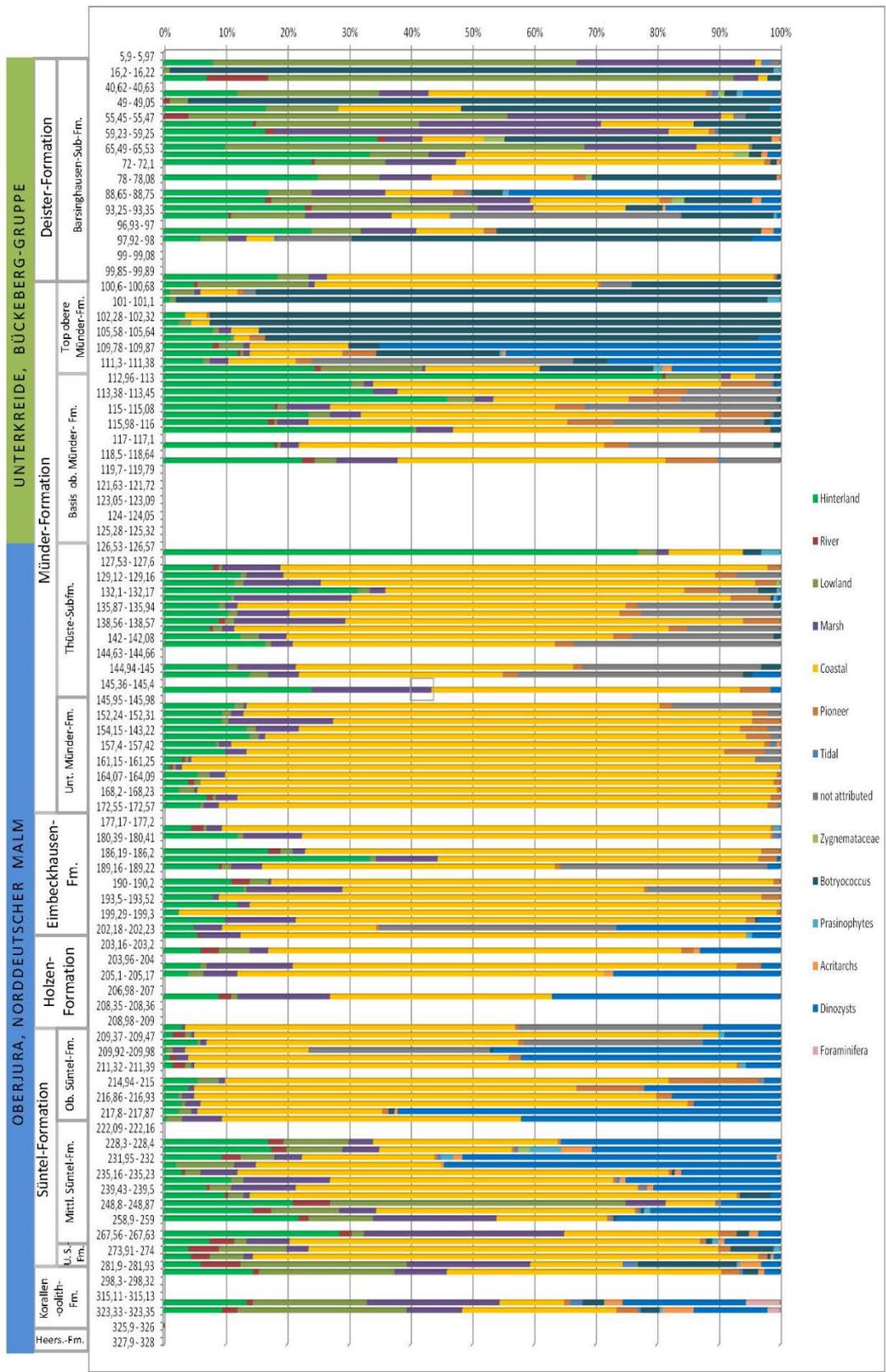


Abb. 20: Palynofazies der Bohrung Eulenflucht 1 nach dem Sporomorph Ecogroup Modell von ABINK (1998).

Für die Heersum-Formation kann keine Aussage gemacht werden, da die untersuchten Proben zu wenig Material für eine SEG-Analyse lieferten.

Innerhalb der Korallenoolith-Formation zeigte sich der deutlich marin beeinflusste Ablagerungsraum durch einen relativ hohen Anteil an Dinozysten sowie konstant vorhandene Foraminiferen (Scytinaceae). Innerhalb der terrestrischen Palynomorphen ist die Gruppe der Lowland- sowie der Marsch-Assoziation relativ hoch. In der unteren Süntel-Formation gewinnt die Assoziation der Küstenvegetation (vorwiegend *Classopollis*, *Callialasporites*, *Spheripollenites/Exesipollenites*) die Oberhand, während der Einfluss der marinen Faziesanzeiger schwindet. An der Basis der Mittleren Süntel-Formation steigt der Anteil der Marsch-Vegetation deutlich an, ebenso die Elemente der Hinterland-Vegetation, vorwiegend repräsentiert durch bisaccate Pollen (Taf. 2, Fig. 1). Diese Entwicklung deutet auf eine regressive Tendenz hin, die ihren Höhepunkt in der Teufe 248,8–248,87 m erreicht. Dort übernimmt die Gruppe der Tiefland-Assoziation die Vormacht, auch Fluss- und Hinterlandvegetation ist gut vertreten.

Die Schichtenfolge der Eimbeckhausen-Formation wird noch von wenigen Ostrakoden-Arten repräsentiert, die sich jedoch in der Holzen-Formation durch eine Verdoppelung der Artenzahl belegen lässt, was auf deutlich verbesserte Lebensbedingungen deutet. Von der Holzen-Formation bis zur unteren Süntel-Formation sind Ostrakoden teils als Mischfaunen, die Brackwasser, aber auch marine Verhältnisse anzeigen, vorhanden.

Über diesem Regressionshöhepunkt wächst der Einfluss der marinen Faziesanzeiger wieder an. Innerhalb der terrestrischen Ökogruppen gewinnen die Elemente der Küstenflora für lange Zeit die Oberhand, so dass von einer langanhaltenden transgressiven Tendenz ausgegangen wird, die bis zu den tieferen Schichten der Eimbeckhausen-Formation einer normal-marinen Fazies zugerechnet wird und dann in eine lagunäre Fazies übergeht, da die marinen Faziesanzeiger fast vollständig verschwunden sind. In dieser Phase sind die Elemente der Tiefland-Vegetation nur akzessorisch vorhanden.

Diese lagunäre Phase setzt sich fort bis in die obere Münder-Formation, an deren Top der Transgressionshöhepunkt erreicht ist, erkennbar im starken Anstieg der Hinterland-Vegetation, repräsentiert vorwiegend durch bisaccate Pollen, die nach dem Zurückdrängen der Küsten- und Flachland-Vegetation überproportional im Spektrum auftaucht.

Die auswertbaren Proben der tieferen oberen Münder-Formation (früher Katzberg-Member) zeichnen sich durch einen weiterhin relativ hohen Anteil der Hinterland-Gruppe aus, auffällig ist ein Erstarren der Pionierpflanzen-Gruppe, repräsentiert durch *Cerebropollenites* spp. (Taxodiaceae; Taf. 2, Fig. 4). Ein Transgressionshöhepunkt mit kurzzeitiger Rückkehr mariner Verhältnisse ist an der Basis der ehemaligen Katzberg-Subformation zu beobachten, wiederum ausgedrückt durch einen hohen Anteil an bisaccaten Pollen, die die Hinterland-Vegetation repräsentieren.

Die Ostrakoden führenden Schichtabschnitte der Münder-Formation belegen zeitweise marine Verhältnisse, in der sonst von Faunen freien und durch evaporitische Sedimentation geprägten Abfolge.

Innerhalb der höheren Münder-Formation (früher Serpilit) vollzieht sich ein deutlicher Fazieswechsel bei 107 m, ausgedrückt durch sehr hohe Anteile der Grünalge *Botryococcus*. Dies kann auf eine marine Ingression hinweisen, bei der die Küstenflora überflutet wurde und es zu einer durch Süß- und Brackwasser dominierten Lagunenbildung kam. Am Top der Abfolge kommt es zu einem erneuten Erstarren der Küstenvegetation, was Ausdruck einer erneuten Regression sein kann.

Innerhalb der Wealden-Fazies der tiefen Unterkreide dominieren die Elemente aus dem kontinental-terrestrischen Bereich und Ostrakoden-Faunen, die Anzeiger für Süß- oder Brackwasser sind, wobei es immer wieder marine Ingressionseignisse – nachgewiesen durch deutliche Dinozysten-Anteile – gibt.

### 3.3. Kernbohrung Wendhausen 6

#### 3.3.1. Lage der Bohrung

Der Hildesheimer Jurazug hat ein Ost-West gerichtetes Schichtstreichen, das ideale Voraussetzungen für eine gezielt angesetzte Bohrung versprach, um die in der Bohrung Eulenflucht 1 angetroffene Schichtenfolge ins Liegende zu komplettieren. Als Bohransatzpunkt für die Bohrung Wendhausen 6 wurde ein Platz oberhalb eines alten Steinbruchgeländes, südlich der Ortschaft Wendhausen bei Schellerten, ausgewählt. Dort wurde 2013 eine 60 m tiefe Kernbohrung niedergebracht. Die UTM-Koordinaten der Bohrung sind E: 32573450.961671, N: 5775228.177035.

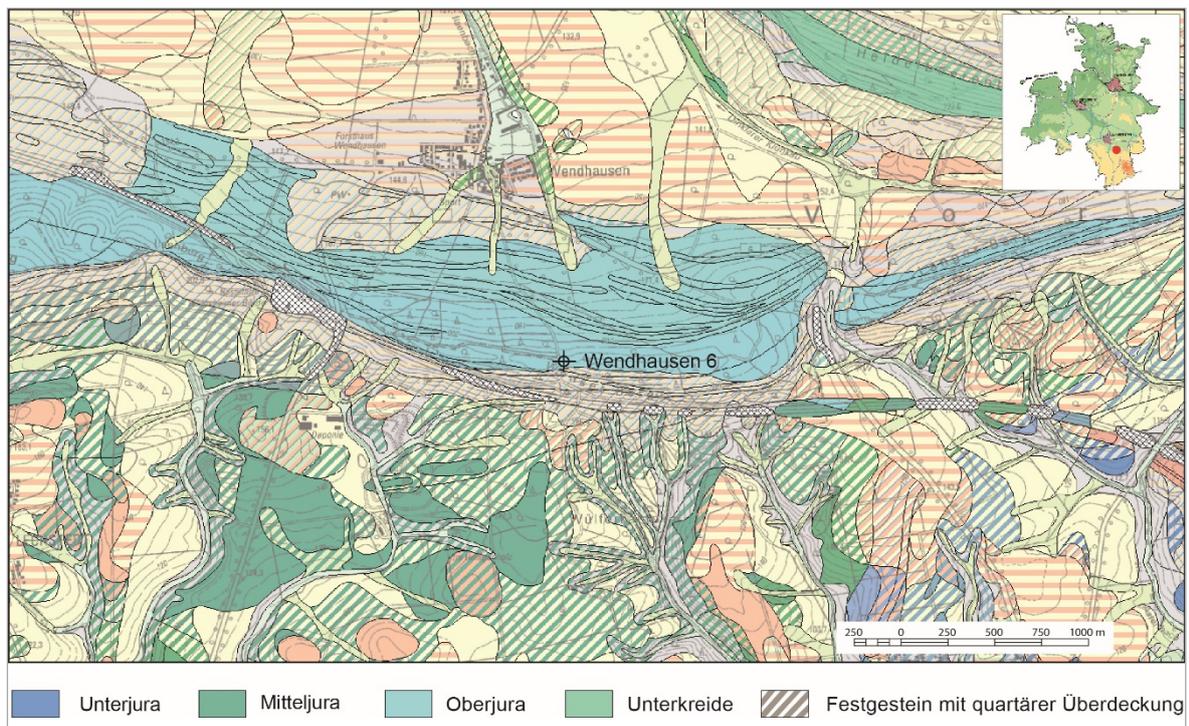


Abb. 21: Geologische Karte mit Bohrlokalisierung Wendhausen 6; Quelle: NIBIS®-Kartenserver.

### 3.3.2. Litho- und Biostratigraphie der Bohrung Wendhausen 6

Anhand von 39 Proben wurde das Profil mikropaläontologisch bearbeitet. Da Ammoniten zwar aus Aufschlüssen in der Umgebung bekannt sind, jedoch in der Bohrung fehlen, erfolgt die Gliederung nach rein mikropaläontologischen Gesichtspunkten. Eine palynologische Untersuchung der Bohrung ist in Vorbereitung.

#### Korallenoolith-Formation; 1,0–25,0 m

##### Lithologie

Durch die tiefgreifende Verwitterung sind die oberen 2 m als stark ausgewaschene Ooid-Sande der Korallenoolith-Formation ausgebildet, die nachfolgend bis 5 m mit verfestigtem Ooid-Kalkstein diese Schichtenfolge abschließen. Darauf folgt eine kalkig-kieselige Folge (s. a. VINKEN 1974), deren tiefste Hornsteinlagen bis in eine Teufe von 18 m reichen. Im Liegenden dieser Schichtenfolge treten dann überwiegend dunkelgraue Mergelsteine auf, die teilweise massenhaft dunkelgraue Ooide führen, aber auch einzelne fossilreiche Kalksteinbänke und bioturbate Schluffsteine unterbrechen diese Schichtfolge.



Abb. 22: „Hornsteinlage“ zwischen 14,12–14,18 m.

Bemerkenswert ist ein Bereich zwischen 19,65 bis 25,0 m, der einzelne dünne Lagen eines Korallen-Biostroms enthält. Dieses Korallen-Biostrom wird als westlicher Ausläufer der Korallenbank SIEGFRIEDS (1952) gedeutet, die die lithostratigraphische Grenze zwischen Heersum- und Korallenoolith-Formation repräsentiert.

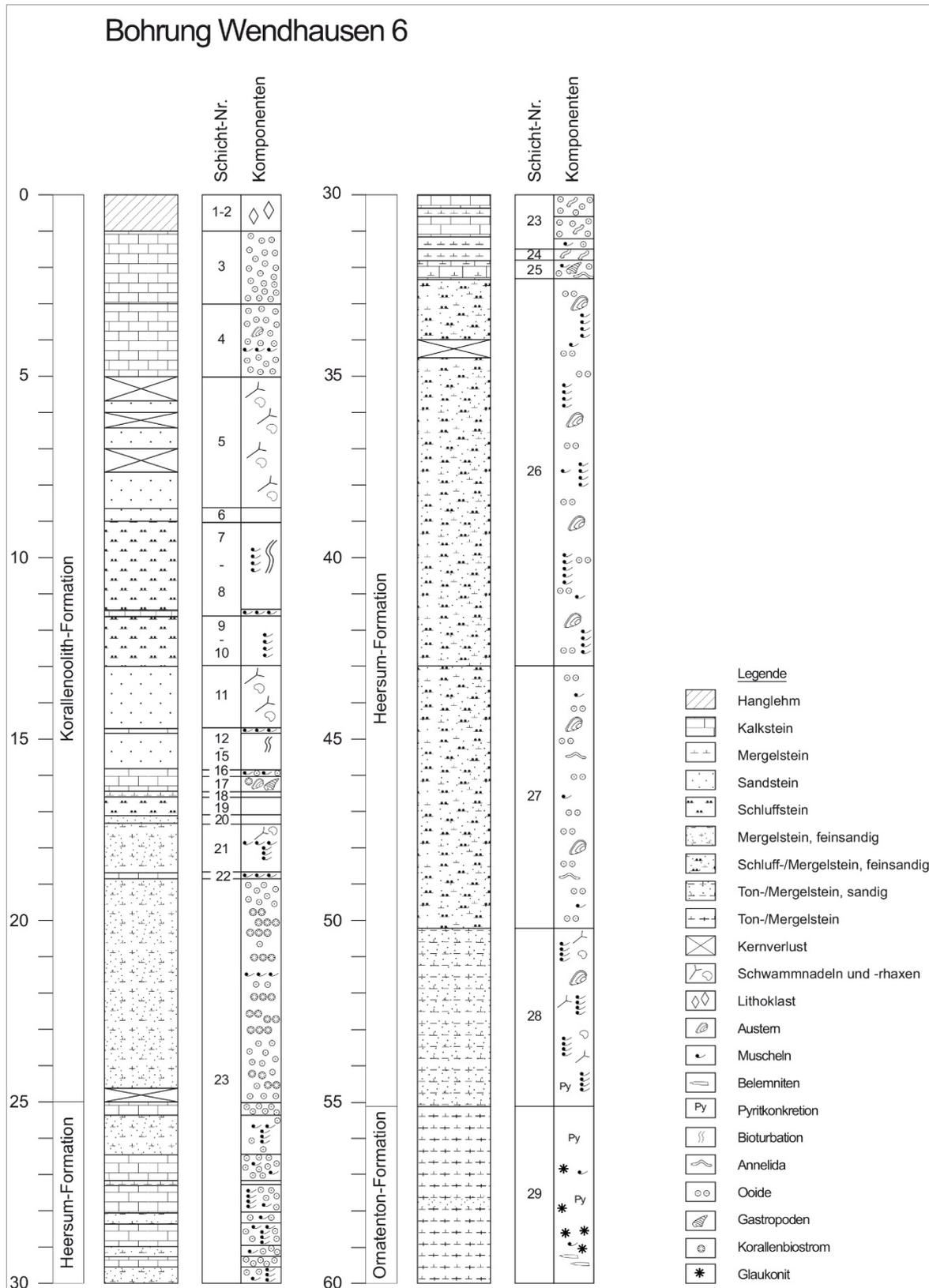


Abb. 23: Lithologisches Profil der Bohrung Wendhausen 6.

Ein vergleichbarer stratigraphischer Bereich zur Bohrung war 1987 während der Sanierungsarbeiten an der Autobahn A7 aufgeschlossen. Hier konnte man den Übergang von der reinen Ooid-Fazies in die kieselig-kalkige Folge und deren Liegendes großflächig im Aufschluss studieren.

#### Mikropaläontologie

Die Mikrofauna unterscheidet sich deutlich von denen der bisher beschriebenen Oberjura-Formationen Münder- bis Süntel-Formation. Die Faunengrenze mit „Dogger-Gepräge“ liegt an der Basis der mittleren Korallenoolith-Formation, (STINDER 1991, GRAMANN et al. 1997). Detaillierte mikropaläontologische Bearbeitungen des nordwestdeutschen Oxfordiums gehen auf LUTZE (1960, 1963), STINDER (1991) und HELM (2005) zurück.

Für die (untere) Korallenoolith-Formation konnten folgende Ostrakoden-Arten isoliert werden: *Procytheropteron decoratum* SCHMIDT, die an der Basis der Korallenoolith-Formation einsetzt, *Oertlia caletorum* OERTLI, die bisher nur aus dem Ostteil des Norddeutschen Beckens (SCHUDACK 2004) und Frankreichs (OERTLI 1958) bekannt ist, *Oertlia sequana* OERTLI, und bisher nicht identifizierbare Arten der Gattung *Galliaecytheridea* OERTLI, die ebenfalls an der Basis der Korallenoolith-Formation einsetzt.

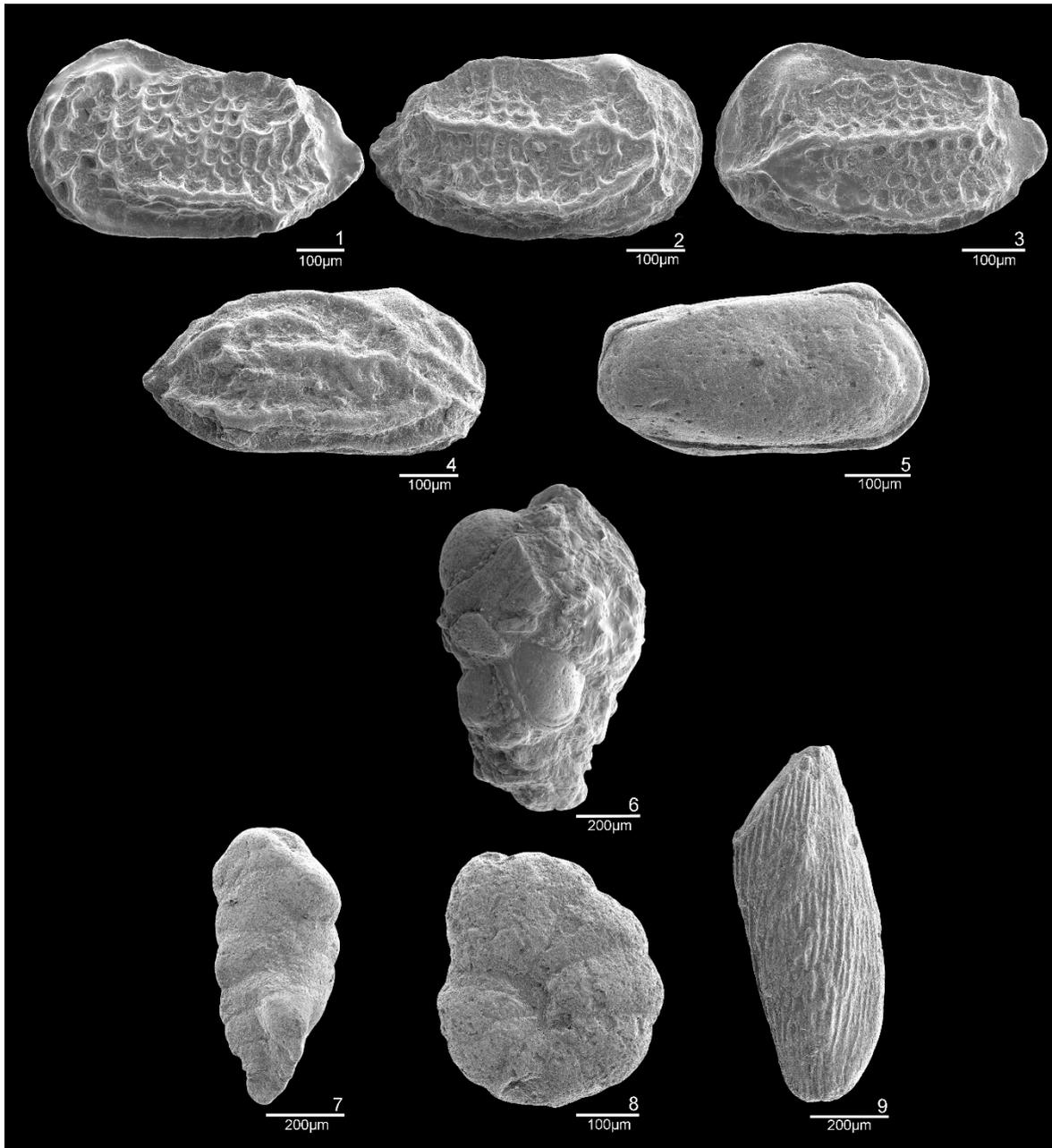


Abb. 24: Auswahl von biostratigraphisch wichtigen Mikrofossilien der Kernbohrung Wendhausen 6.

Fig. 1: *Neurocythere dulcis* LJUBIMOVA 1955, LK, F 111524, 59,41–59,51 m, REM-Tr. 4782/14, BGR-Typ-Nr. 16386; Fig. 2: *Neurocythere cruciata triebeli* LUTZE 1960, RK, F 111505, 59,94–60,0 m, REM-Tr. 4782/13, BGR-Typ-Nr.: 16387; Fig. 3: *Neurocythere cruciata oxfordiana* LUTZE 1960, LK, F 111480, 22,67–22,77 m, REM-Tr. 4782/18, BGR-Typ-Nr.: 16388; Fig. 4: *Neurocythere multicostata* OERTLI 1957, RK, F 111530, 25,44–25,50 m, REM-Tr. 4783/5, BGR-Typ-Nr.: 16389; Fig. 5: *Oertlia sequana* OERTLI 1957, GR ♂, F 111478, 20,5–20,6 m, REM-Tr. 4783/7, BGR-Typ-Nr.: 16390; Fig. 6: *Haplophragmium lutzei* HANZLÍKOVÁ 1965, F 111481, 23,75–23,85 m, REM-Tr. 4783/10, BGR-Typ-Nr.: 16391; Fig. 7: *Paleogaudryina heersumensis* LUTZE 1960, F 111498, 49,5–49,55 m, REM-Tr. 4782/11, BGR-Typ-Nr.: 16392; Fig. 8: *Ammomarginulina baryntica* LOEBLICH & TAPPAN 1950, F 111496, 47,95–48,0 m, REM-Tr. 4782/5, BGR-Typ-Nr.: 16393; Fig. 9: *Vaginulinopsis pasquetae* BIZON 1958, F 111496, 47,95–48,0 m, REM-Tr. 4782/6, BGR-Typ-Nr.: 16394.



Abb. 25: Auswahl von Bohrkernen der Kernbohrung Wendhausen 6 (Korallenoolith- bis Ornatenton-Formation); die Länge des Bohrkerns entspricht 1 m.

## Heersum-Formation; 25,0–55,0 m

### Lithologie

Neben widerstandsfähigen, spiculitischen Kalksandsteinen treten auch graue, ooidreiche Tonmergel-Lagen auf.

### Mikropaläontologie

Ab dem Mittel-Oxfordium (plicatilis-Ammoniten-Zone), setzen die folgenden leitenden Foraminiferen-Arten ein: *Vaginulinopsis pasquetae* LUTZE, ?, *Paleogaudryina heersumensis* LUTZE, *Trocholina nodulosa* SEIBOLD, *Ammobaculites coprolithiformis* SCHWAGER, *Haplophragmium lutzei* HANZLÍKOVÁ; bei den Ostrakoden sind es *Neurocythere multicostata* OERTLI und *Oertlia sequana* OERTLI. Mikropaläontologisch lässt sich mit diesen Arten die Basis der „oberen Heersum-Formation“ definieren.

Bemerkenswert ist das seltene Auftreten von *Klentnicella klentnicensis* POKORNY und *Quasihermanites bicarinatus moravicus* POKORNY, die aus dem Oberjura Tschechiens, Klentnice, NW

Brünn, beschrieben wurden, und aus der südöstlichen Tethys in das norddeutsche Becken eingewandert sind. Aus dem Unter- bis Mittel-Oxfordium ist *Neurocythere cruciata oxfordiana* LUTZE von Bedeutung, da sie das Endglied der *Neurocythere*-Radiationsreihe repräsentiert, die seit dem Callovium eine Reihe von Index-Arten hervorgebracht hat.

In vielen Proben beobachtet man eine Art „Mumifizierung“ von meist skulptierten Ostrakoden-Arten, die den Verdacht auf Umlagerung wecken, da sich mehrere Stadien dieser sogenannten „Mumifizierung“ in einer Probe zeigen (Abb. 26). Unter „Mumifizierung“ versteht man die konzentrische Anlagerung von Mikritlagen um einen Kern. FLÜGEL (1978) bezeichnet sie als Onkoide: „Im allgemeinen wird die Gestalt des Kernes ± nachgezeichnet.“ Die Entstehung dieser Onkoide ist in einem strömungsbedingten, nur wenige Meter tiefen Flachwasserbereich zu suchen. Aus älteren Schichten, Mittel- bis Ober-Callovium, umgelagerte Ostrakoden sind selten, ihr Erhaltungszustand ist den „Mumien-Ostrakoden“ ähnlich.

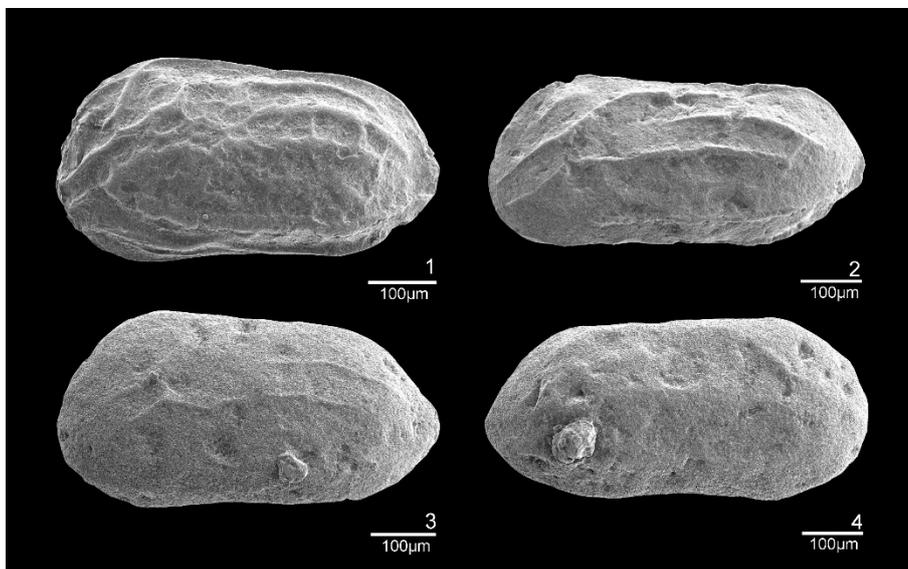


Abb. 26: Dokumentation der „Mumifizierung“ an *Neurocythere multicostata* OERTLI aus ein und derselben Probe F 111488: 30,36–30,46 m; REM-Tr. 4790/6-9, BGR-Typ-Nr. 16395-16398.

## Ornatenton-Formation; 55,0–60,0 m

### Lithologie

Die lithostratigraphische Grenze Ober-/Mitteljura definiert sich nach MÖNNIG (2006) durch eine „scharfe Diskordanz zwischen weichen Tonsteinen im Liegenden und den harten, karbonatischen Heersumer Schichten im Hangenden.“ Auch in dieser Bohrung trifft diese Aussage zu, die zusätzlich noch mit der Anreicherung von Glaukonit ergänzt werden kann.

### Mikropaläontologie

Für die Schichtenfolge der Ornatenton-Formation (Oberes Callovium) sind folgende der nachgewiesenen Ostrakoden von stratigraphischer Bedeutung: *Neurocythere cruciata triebeli* LUTZE, *Neurocythere dulcis* LJUBIMOVA, *Balowellia attendens* LJUBIMOVA und *Lophocythere karpinskyi* LJUBIMOVA.

Mikropaläontologisch wird die Grenze zwischen Mittel- und Oberjura mit dem Erstauftreten von *Neurocythere cruciata oxfordiana* LUTZE gezogen, welche in der Bohrung Wendhausen 6 bei 58,94–59,0 m auftritt.

## 3.4. Dank

Wir danken Gabi Grützner für die Aufbereitung der Mikrofossilien und die Erstellung der Ostrakoden-Fototafeln sowie Barbara Piesker für die Aufbereitung der Palynomorphen und Durchführung der graphischen Arbeiten.

## 3.5. Literatur

- ABBINK, O. A. (1998): Palynological identification in the Jurassic of the North Sea region. – LPP contribution series **8**: 1–192; Utrecht.
- ABBINK, O. A., VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, J. H. A., & VISSCHER, H. (2004): A sporomorph ecogroup model for the northwest European Jurassic-Lower Cretaceous I: concepts and framework. – *Geologie en Mijnbouw/Neth. J. Geosc.* **83** (1): 17–31.
- BALDSCHUHN, R., BINOT, F., FLEIG, S. & KOCKEL, F. (2001): Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland und dem deutschen Nordsee-Sektor. – *Geol. Jb.* **A 153**: 88 S.; Stuttgart.
- BISCHOFF, G. & WOLBURG, J. (1963): Zur Entwicklung des Ober-Malm im Emsland. – *Erdöel-Zeitschrift*, 79. Jg.: 445–472; Hamburg (Urban).
- CAESAR, S. (2012): Sedimentologie und Sequenzstratigraphie oberjurassischer Karbonate von Norddeutschland (Oxfordium/Kimmeridgium, Niedersächsisches Becken). – Diss. Univ. Hamburg, 236 S., <<https://dnb.info/1025150937/34>>; Hamburg.
- DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg., Redaktion: MENNING, M. & HENDRICH, A.) (2016): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2016. – Potsdam.
- DÖRHÖFER, G. (1977): Palynologie und Stratigraphie der Bückeberg-Formation (Berriasium-Valanginium) in der Hilsmulde (NW-Deutschland). – *Geol. Jb.* **A 42**: 1–122; Hannover.
- ELSTNER, F. & MUTTERLOSE, J. (1996): The Lower Cretaceous (Berriasian and Valanginian) in NW Germany. – *Cret. Res.* **17** (1): 119–133; Amsterdam.
- ERBACHER, J., HISS, M., LUPPOLD, F. W. & MUTTERLOSE, J. (2014): Bückeberg-Gruppe. – In: LithoLex [Online-Datenbank], <<http://www.bgr.bund.de/litholex>>, Nr. 2008144; Hannover (BGR).
- ERBACHER, J., HISS, M., LUPPOLD, F. W. & MUTTERLOSE, J. (2014): Deister-Formation. – In: LithoLex [Online-Datenbank], <<http://www.bgr.bund.de/litholex>>, Nr. 2008154; Hannover (BGR).
- ERBACHER, J., LUPPOLD, F. W., HEUNISCH, C., HELDT, M. & CAESAR, S. (2013): Chemo- and

- biostratigraphy of the Late Jurassic from the Lower Saxony Basin, Northern Germany. – EGU General Assembly 2013, Geophysical Research Abstracts **15**: 2972; Wien.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 S.; Berlin (Springer).
- GEDL, P. & ZIAJA, J. (2012): Palynofacies from Bathonian (Middle Jurassic) ore-bearing clays at Gnaszyn, Kraków-Silesia Homocline, Poland, with special emphasis on sporomorph eco-groups. – Acta Geol. Polonica **62**, 3: 325–349.
- 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. (1997): Das Niedersächsische Oberjura-Becken - Ergebnisse interdisziplinärer Zusammenarbeit. – Z. dt. geol. Ges. **148/2**: 165–236; Stuttgart.
- HANZLÍKOVÁ, E. (1965): The Foraminifera of the Klentnice Beds (Malm). – Sborník Geol. Věd **5**: 39–106; Prag.
- HELM, C. (2005): Riffe und fazielle Entwicklung der Florigemma-Bank (Korallenoolith, Oxfordium) im Süntel und östlichen Wesergebirge (NW-Deutschland). – Geologische Beiträge Hannover **7**: 339 S.; Hannover.
- HERRMANN, A. (1973): Die Asphalt-Lagerstätte bei Holzen/lth auf der Südwestflanke der Hilsmulde (Schichtenfolge, Fossilführung, Tektonik, Lagerstätteninhalt und Genese). – Beih. Geol. Jb. **95**: 125 S.; Hannover.
- HEUNISCH, C. (1993): Zur Palynologie des Oberen Jura in Nordwestdeutschland. – Bericht Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung (NLFb): 37 S.; Hannover [Unveröff.].
- HEUNISCH, C., LUPPOLD, F. W., REINHARDT, L. & RÖHLING, H.-G. (2010): Palynofazies, Bio- und Lithostratigraphie im Grenzbereich Rhät/Lias in der Bohrung Mariental 1 (Lappwaldmulde, Ostniedersachsen). – Z. dt. Ges. Geowiss. **161**, 1: 51–98; Stuttgart.
- HOYER, P. (1965): Fazies, Paläogeographie und Tektonik des Malm im Deister, Osterwald und Süntel. – Beih. Geol. Jb. **61**: 249 S.; Hannover.
- KEMPER, E. (1973): Das Berrias (tiefe Unterkreide) in NW-Deutschland. – Geol. Jb. **A 9**: 47–67; Hannover.
- KLINGLER, W., MALZ, H. & MARTIN, G. P. R. (1962): Malm NW-Deutschlands. – In: Arbeitskreis deutscher Mikropaläontologen (Hrsg.), Leitfossilien der Mikropaläontologie: 159–190; Berlin (Bornträger).
- KOCKEL, F. (1984): Geotektonischer Atlas von Nordwestdeutschland. Blatt Hannover (C3922) 1 : 100 000. – Erläuterungen, BGR-Archiv-Nr. **97505** [Unveröff.].
- KUNZ, R. (1990): Phytoplankton und Palynofazies im Malm Nordwestdeutschlands (Hannoversches Bergland). – Palaeontographica **B 216** (1–4): 1–105; Stuttgart.
- LUTZE, G. F. (1960): Zur Stratigraphie und Paläontologie des Callovien und Oxfordien in Nordwest-Deutschland. – Geol. Jb. **77**: 391–532; Hannover.
- LUTZE, G. F. (1963): Unter-Oxford im Hildesheimer Jurazug. – ZdGG **114**: 360–376; Stuttgart.
- MARTIN, G. P. R. & WEILER, W. (1957): Das Aldorfer Otolithen-„Pflaster“ und seine Fauna. – Senck. leth. **38** (3/4): 211–249; Frankfurt/Main.
- MÖNNIG, E. (2006): Ornatenton-Formation. – In: LithoLex [Online-Datenbank], <<http://www.bgr.bund.de/litholex>>, Nr. 4012001; Hannover (BGR).
- MÖNNIG, E. (2012): Heersum-Formation. – In: LithoLex [Online-Datenbank], <<http://www.bgr.bund.de/litholex>>, Nr. 4012023; Hannover (BGR).
- NIBIS® Kartenserver: Kartenserver im Niedersächsischen Bodeninformationssystem. – <<http://nibis.lbeg.de/cardomap3/>>.
- OERTLI, H. (1958): Une nouvelle espèce de Veroniella (Ostracoda) dans le Jurassique supérieur de Normandie. – Revue de Micropaléontologie **1** (2): 121–124; Paris.
- POKORNY, V. (1972): The Ostracoda of the Klentnice Formation (Tithonian?) Czechoslovakia. – Ústředního ústavu geologického **40**: 107 S.; Prag.
- SCHNEIDER, A. C., HEIMHOFER, U., HEUNISCH, C. & MUTTERLOSE, J. (2017): The Jurassic-Cretaceous boundary interval in non-marine strata of northwest Europe - New light on an old problem. – Cretaceous Research, <<http://dx.doi.org/10.1016/j.cretres.2017.06.002>>.

- SCHÖNFELD, M. (1979): Stratigraphische, fazielle, paläogeographische und tektonische Untersuchungen im Oberen Malm des Deisters, Osterwaldes und Süntels (NW-Deutschland). – Clausthaler Geol. Abh. **35**: 270 S.; Clausthal-Zellerfeld.
- SCHUDACK, U. (1994): Revision, Dokumentation und Stratigraphie der Ostracoden des nordwestdeutschen Oberjura und Unter-Berriasium. – Berl. geow. Abh. **E 11**: 193 S.; Berlin.
- SCHUDACK, U. (2004): Revidierte Systematik der Ostracoden im Oberjura und der basalen Kreide Ostdeutschlands. – Pal. Z. **78** (2): 433–459; Stuttgart.
- SIEGFRIED, P. (1952): Die Heersumer Schichten im Hildesheimer Jura-Zug. – Geol. Jb. **67**: 273–360; Hannover.
- STINDER, T. (1991): Mikropaläontologie und Biostratigraphie des Unteren Malm (Korallenoolith) im Wesergebirge (Norddeutschland). – Bochumer geol. u. geotechn. Arbeiten **35**: 319 S.; Bochum.
- STRAUSS, C., ELSTNER, F., JAN DU CHENE, R., MUTTERLOSE, J., REISER, H. & BRANDT, K.-H. (1993): New micropalaeontological and palynological evidence on the stratigraphic position of the 'German Wealden' in NW-Germany. – Zitteliana **20**: 389–401; München.
- SZTEJN, J. (1991): Ostracodes from the Purbeckian of Central Poland. – Acta Pal. Polonica **36** (2): 115–142; Warschau.
- VINKEN, R. (1974): Der obere Jura (Malm) des Hildesheimer Jurazuges. – Geol. Jb. **A 23**: 56 S.; Hannover.
- WIENHOLZ, E. (1968): Ostracodenfaunen der Jura/Kreide-Grenzsichten im Norden der Deutschen Demokratischen Republik. – Ber. Deutsch. Ges. geol. Wiss. **A 13** (2): 233–238; Berlin.
- WOLBURG, J. (1959): Die Cyprideen des NW-deutschen Wealden. – Senck. leth. **40** (3/4): 223–315; Frankfurt/Main.

### 3.6. Anhang

Tab. 2: Verbreitungstabelle von Mikrofaunen in der Bohrung Eulenflucht 1.

Diese Tabelle kann auf der Website [www.lbeg.niedersachsen.de](http://www.lbeg.niedersachsen.de) > Karten, Daten & Publikationen > Publikationen > GeoBerichte > GeoBerichte 31 als PDF aufgerufen werden.

Tab. 3: Verbreitungstabelle von Mikrofaunen in der Bohrung Wendhausen 6.

Diese Tabelle kann auf der Website [www.lbeg.niedersachsen.de](http://www.lbeg.niedersachsen.de) > Karten, Daten & Publikationen > Publikationen > GeoBerichte > GeoBerichte 31 als PDF aufgerufen werden.

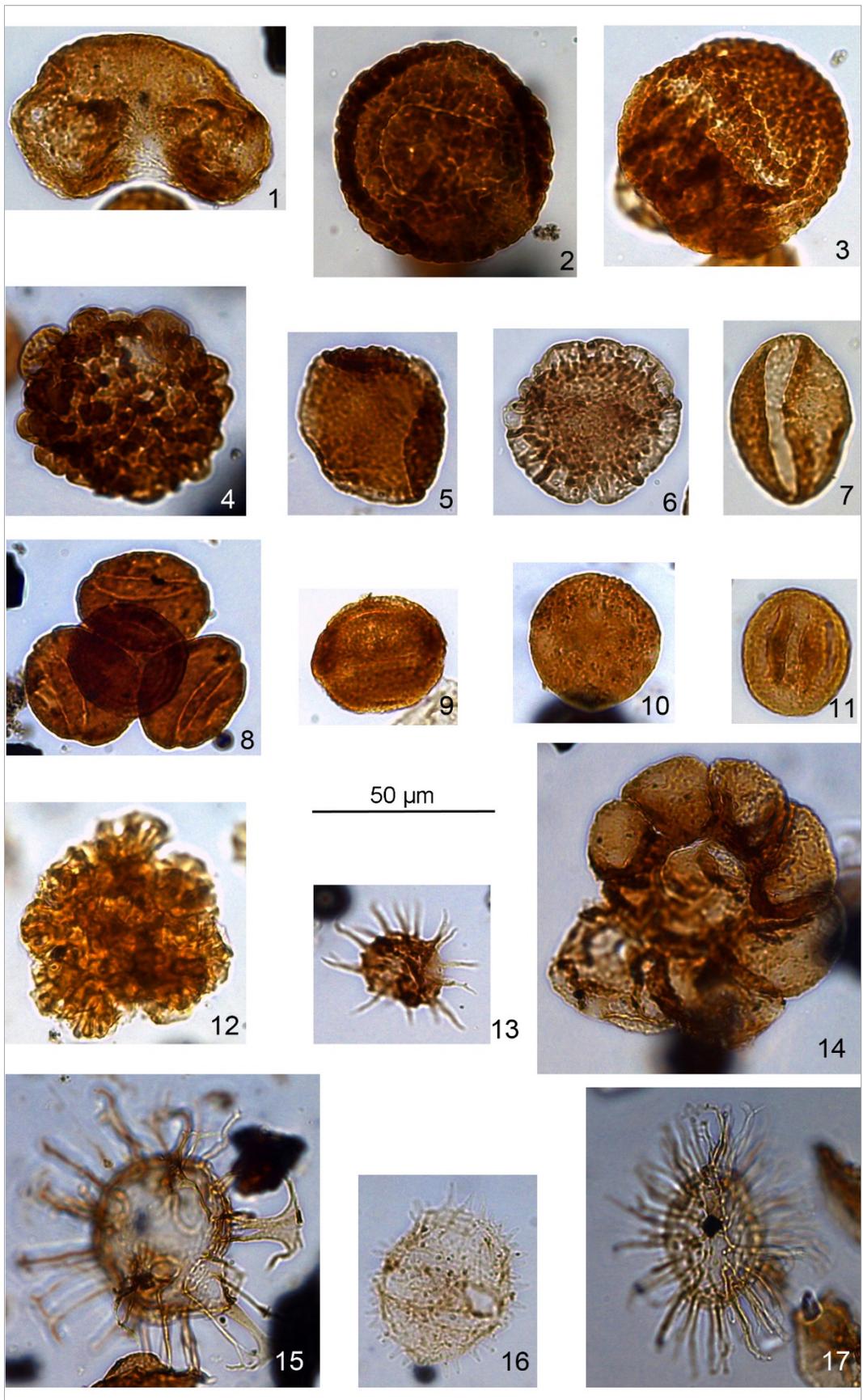
Tafel 1: Sporen aus der Bohrung Eulenflucht 1.

1. *Pilosisorites* spp.; P75990: 65,49–65,53 m; Barsinghausen-Subformation.
2. *Aequitriradites spinulosus*; P75981: 19,94–20,0 m; Barsinghausen-Subformation.
3. *Aequitriradites* sp.; P75990: 65,49–65,53 m; Barsinghausen-Subformation.
4. *Cicatricosisporites perforatus*; P76010: 113,12–113,16 m; Basis obere Münder-Formation.
5. *Cicatricosisporites* cf. *exilioides*; P75987: 57,33–57,35 m; Barsinghausen-Subformation.
6. *Cicatricosisporites purbeckensis*; P75990: 65,49–65,53 m; Barsinghausen-Subformation.
7. *Contignisorites cooksonii*; P76052: 218,75–218,84 m; Obere Süntel-Formation.
8. *Trilobosporites aequiverrucosus*; P75990: 65,49–65,53 m; Barsinghausen-Subformation.
9. *Trilobosporites* cf. *valanjinensis*; P75988: 59,23–59,25 m; Barsinghausen-Subformation.
10. *Distaltriangulisporites* sp.; P76701: 129,12–129,16 m; Thüste-Subformation.
11. *Concavissimisporites* sp.; P76010: 113,12–113,16 m; Basis obere Münder-Formation.
12. *Rotverrusporites granularis*; P76726: 214,94–215,0 m; Obere Süntel-Formation.
13. *Kraeuselisporites tubbergensis*; P76029: 157,4–157,42 m; untere Münder-Formation.
14. *Foraminisporis* cf. *wonthaggiensis*; P76692: 114,17–114,24 m; Basis obere Münder-Formation.
15. *Foveosporites subtriangularis*; P76058: 233,45–233,51 m; Mittlere Süntel-Formation.
16. *Ischyosporites* sp.; P75996: 88,65–88,75 m; Barsinghausen-Subformation.
17. *Neoraistrickia* sp.; P76024: 129,16–129,17 m; Thüste-Subformation.



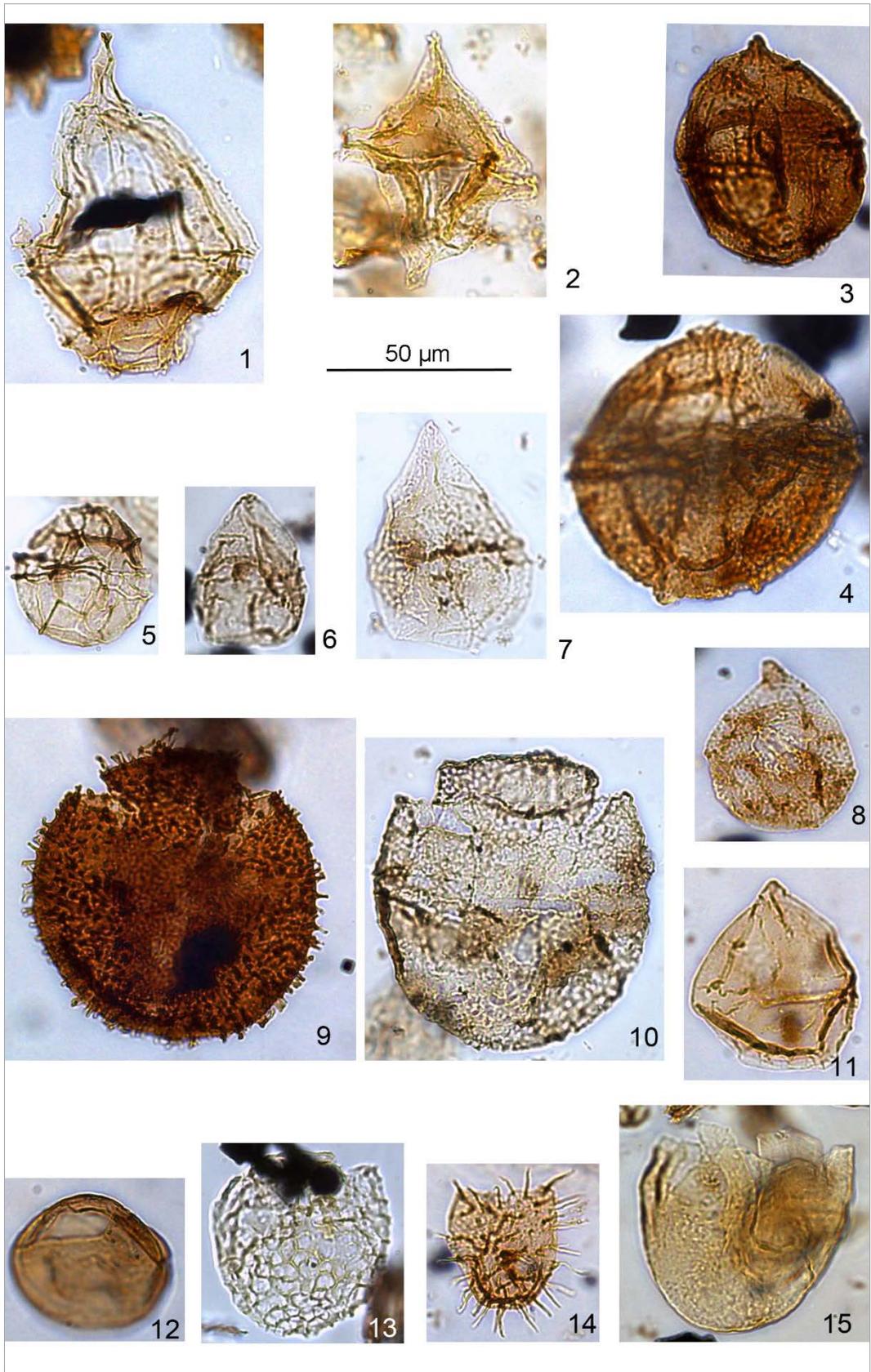
Tafel 2: Pollen und Phytoplanktonen aus der Bohrung Eulenflucht 1.

1. *Pinuspollenites minimus*; P76024: 129,16–129,17 m; Thüste-Subformation.
2. *Pilasporites couperi*; P76030: 161,28–161,29 m; untere Münder-Formation.
3. *Circumpolles* sp. 1; P76024: 129,16–129,17 m; Thüste-Subformation.
4. *Cerebropollenites macroverrucosus*; P76067: 267,56–267,63 m; Mittlere Süntel-Formation.
5. *Callialasporites microvelatus*; P76071: 281,9–281,93 m; Mittlere Süntel-Formation.
6. *Callialasporites dampieri*; P76692: 114,17–114,24 m; Basis obere Münder Mergel-Formation.
7. *Cycadopites* sp.; P76024: 129,16–129,17 m; Thüste-Subformation.
8. *Classopollis* spp.; P76059: 235,16–235,23 m; Mittlere Süntel-Formation.
9. *Classopollis echinatus*; P76059: 235,16–235,23 m; Mittlere Süntel-Formation.
10. *Exesipollenites tumulosus*; P76032: 168,2–168,23 m; untere Münder-Formation.
11. *Eucommiidites* sp.; P76024: 129,16–129,17 m; Thüste-Subformation.
12. *Botryococcus* sp.; P76005: 105,58–105,64 m; Top obere Münder Formation.
13. *Micrhystridium* sp.; P76077: 323,33–323,35 m; Korallenoolith-Formation.
14. Scytinacea; P76076: 322,26–322,27 m; Korallenoolith-Formation.
15. *Systematophora* cf. *valensii*; P76068: 272,2–272,3 m; Untere Süntel-Formation.
16. *Hyalosphaera ephemera*; P76067: 267,56–267,63 m; Mittlere Süntel-Formation.
17. *Cleistosphaeridium* cf. *tribuliferum*; P76076: 322,26–322,27 m; Korallenoolith-Formation.



Tafel 3: Dinozysten aus der Bohrung Eulenflucht 1.

1. *Gonyaulacysta jurassica*; P76076: 322,26–322,27 m; Korallenoolith-Formation.
2. *Muderongia simplex microperforata*; P75985: 51,24–51,33 m; Barsinghausen-Subformation.
3. ACR-Komplex; P76068: 272,2–272,3 m; Untere Süntel-Formation.
4. ACR-Komplex; P76067: 267,56–267,57 m; Untere Süntel-Formation.
5. ?*Ctenidodinium schizoblutum*; P76761: 209,92–209,98 m; Obere Süntel-Formation.
6. *Subtilisphaera? paeminosa*; P76730: 257,0–257,06 m; Mittlere Süntel-Formation.
7. *Dingodinium tuberosum*; P76729: 217,8–217,87 m; Obere Süntel-Formation.
8. *Pareodinia brevicornuta*; P76048: 207,67–207,71 m; Holzen-Formation.
9. *Sentusidinium villersense*; P76057: 231,95–232,0 m; Mittlere Süntel-Formation.
10. *Meiourogonyaulax* sp.; P76690: 111,3–111,38 m; Top obere Münter-Formation.
11. *Chytroeisphaeridia cerastes*; P76060: 237,83–237,93 m; Mittlere Süntel-Formation.
12. *Chytroeisphaeridia chytroeides*; P76063: 248,8–248,87 m; Mittlere Süntel-Formation.
13. *Histiocysta muendensis*; P76747: 145,0–145,09 m; Thüste-Subformation.
14. *Prolixosphaeridium* sp.; P76068: 272,2–272,3 m; Untere Süntel-Formation.
15. *Kallosphaeridium* sp.; P75996: 88,65–88,75 m; Barsinghausen-Subformation.



## Autoren

- Kerstin Fischer  
Landesamt für Bergbau,  
Energie und Geologie,  
Referat L 3.5 „Geologie und Boden“,  
Stilleweg 2,  
30655 Hannover.
- Guntram Herrendorf  
Landesamt für Bergbau,  
Energie und Geologie,  
Referat L 3.5 „Geologie und Boden“,  
Stilleweg 2,  
30655 Hannover.
- Dr. Carmen Heunisch  
Landesamt für Bergbau,  
Energie und Geologie,  
Referat L 3.9 „Stratigraphie, Sammlungen“,  
Stilleweg 2,  
30655 Hannover.
- Friedrich Wilhelm Luppold  
ehemals  
Landesamt für Bergbau,  
Energie und Geologie,  
Stilleweg 2,  
30655 Hannover.
- Janine Meinsen  
Landesamt für Bergbau,  
Energie und Geologie,  
Referat L 3.5 „Geologie und Boden“,  
Stilleweg 2,  
30655 Hannover.
- Wolfgang Poßin  
ehemals  
Landesamt für Bergbau,  
Energie und Geologie,  
Stilleweg 2,  
30655 Hannover.
- Dr. Carsten Schwarz  
Landesamt für Bergbau,  
Energie und Geologie,  
Referat L 3.5 „Geologie und Boden“,  
Stilleweg 2,  
30655 Hannover.
- Melanie Thomas  
Landesamt für Bergbau,  
Energie und Geologie,  
Referat L 3.5 „Geologie und Boden“,  
Stilleweg 2,  
30655 Hannover.

ISSN 1864 – 7529