

Der holozäne Meeresspiegelanstieg
südlich der ostfriesischen Insel Langeoog, südliche Nordsee
–
hochfrequente Meeresspiegelbewegungen
während der letzten 6000 Jahre

Dissertation
zur
Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.)
der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der
Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

vorgelegt von
Friederike Bungenstock
aus
Bonn

Bonn 2005

Angefertigt mit Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

1. Referent: Prof. Dr. Andreas Schäfer
2. Referent: Prof. Dr. Tom McCann

Tag der Promotion: 23. Dezember 2005

Diese Dissertation ist auf dem Hochschulschriftenserver der ULB Bonn
http://hss.ulb.uni-bonn.de/diss_online elektronisch publiziert.

Erscheinungsjahr: 2006

für Herwald

INHALTSVERZEICHNIS

DANKSAGUNG

KURZFASSUNG

1 EINFÜHRUNG

1.1 Ziele der Untersuchung.....	1
1.2 Charakteristika und Geologie des Küstenholozän der südlichen Nordsee	
Der Küstenholozänkörper	2
Die ostfriesischen Inseln	5
Beckenspezifische Senkungsprozesse in der südlichen Nordsee - ein Überblick.....	5
1.3 Frühere Arbeiten zur Meeresspiegelanstiegskurve im südlichen Nordseegebiet.....	7
1.4 Datenbasis und Untersuchungsansätze	10

2 THEORETISCHE HINTERGRÜNDE

2.1 Faziesraum Watt.....	13
2.2 Sequenzstratigraphie	
Definition <i>base level</i>	15
Interpretation von Bohrungen im Sinne von <i>base level hemicycles</i>	15
<i>Bedeutung der Torfe in Bezug auf base level hemicycles</i>	17
Beispiele verschiedener Faziesabfolgen und ihrer Interpretation	18
<i>Turnaround points</i>	18
Systemtrakte	19
Sequenzstratigraphische Flächen	20
<i>Baselaps, toplaps und erosional truncation</i>	21
<i>Sequenzgrenzen</i>	21
<i>Transgressive surface</i>	23
<i>Maximum flooding surface</i>	23
<i>Sequenzstratigraphie und Isochronie</i>	23
Sequenz-Hierarchie	23

	Sedimentologische Horizonte und ihre lokale und regionale Bedeutung...	24
2.3	Sequenzstratigraphische Einordnung des Küstenholozänkörpers.....	25
3	SEISMIK	
3.1	Flachseismik im Watt	
	Einleitung - Warum Seismik?.....	27
	Arbeitsgebiet.....	29
	Methode und Meßgeräte	
	<i>Durchführung der Seismik</i>	29
	<i>Geräte</i>	31
	<i>Zu Grunde gelegte Messdaten</i>	31
	Ergebnisse	
	<i>Kompressionswellengeschwindigkeit der Wattsedimente</i>	33
	<i>Holozänbasis</i>	33
	<i>Torfhorizonte</i>	33
	<i>Sedimentstrukturen</i>	34
	<i>baselaps, toplaps und erosional truncation</i>	35
	Diskussion	
	<i>Torfe und Erosion</i>	36
	<i>Die Holozänbasis als seismischer Horizont</i>	37
	<i>Die eingeschalteten Torfe als seismische Horizonte</i>	38
	<i>Der seismische Torfhorizont - sequenzstratigraphische Bedeutung</i>	39
	Zusammenfassung	40
3.2	Modellierung der Holozänbasisfläche aufgrund der seismischen Daten	
	Einleitung.....	42
	Datengrundlagen.....	42
	Die Modellierung	
	<i>Wahl der Interpolationsmethode</i>	45
	<i>Vorgehensweise</i>	45
	Ergebnis	47
	Zusammenfassung	48
	Ausblick.....	49
4	SEQUENZSTRATIGRAPHISCHE ANSÄTZE	
4.1	Sequenzstratigraphische Bedeutung der Torfe	
	Transgressive Torfe	51

Regressive Torfe	53
Bewertung der Torfe in Bezug auf die Meeresspiegelkurve	54
4.2 Sequenzstratigraphische Flächen	
Der seismische „Haupthorizont“	62
<i>Verlauf entsprechend der Torfhorizonte</i>	62
<i>Charakteristika</i>	62
<i>Verfolgbarkeit über die untersuchte Fläche</i>	63
<i>Teufe</i>	64
<i>Sequenzstratigraphische Aussage</i>	65
<i>Zeitliche Zuordnung</i>	68
Die Holozänbasis als Sequenzgrenze	69
4.3 Der Verlauf der Meeresspiegelkurve	
Geometrie der Meeresspiegelbewegungen	72
Hierarchie der Meeresspiegelbewegungen	73
5 DATIERUNGEN	75
5.1 Radiokohlenstoff-Datierung	
Die konventionelle Radiokohlenstoff-Datierung	76
AMS (Accelerator Mass Spectrometer)	76
Kalibrierung von ¹⁴ C-Datierungen	77
Radiokohlenstoff-Datierungen im Arbeitsgebiet	78
5.2 Pollenanalyse	
Die Pollenanalyse als Datierungsmethode	79
Pollendatierungen im Arbeitsgebiet	81
5.3 Optisch stimulierte Lumineszenz	
Einleitung	83
Das Probenareal	83
Methoden	
<i>Prinzip der Lumineszenz-Methode</i>	84
<i>Probenentnahme</i>	86
Kernbeschreibungen und sedimentologische Interpretation	87
Ergebnisse	88
Diskussion	
<i>Sedimentologische Interpretation</i>	90
<i>Probennahme</i>	91
<i>OSL-Datierung</i>	91

<i>Geländemorphologie</i>	92
<i>Morphologie der Holozänbasis und Datierungen an der Basis der Kerne</i>	92
<i>Die Meeresspiegelkurve für den betrachteten Zeitabschnitt</i>	93
<i>Die Kurve in Bezug auf den sequenzstratigraphischen Ansatz</i>	96
<i>Vergleich der erarbeiteten Kurve mit anderen Kurven aus der Region</i>	97
<i>Vergleich mit einer Kurve für die Südküste Englands</i>	99
Zusammenfassung	102
Ausblick.....	103

6 SYNTHESE

6.1 Gesamtdarstellung der Kurve unter sequenzstratigraphischen Aspekten und Vergleich mit anderen Meeresspiegelkurven für das Holozän.....	105
6.2 Sequenzstratigraphisches Modell für den Untersuchungsraum	110
6.3 Isostatische Ausgleichsbewegungen entlang der südlichen Nordseeküste – ein Vergleichsansatz	112
6.4 Prognose für die Küstenentwicklung	117

7 ZUSAMMENFASSUNG.....121

LITERATURVERZEICHNIS123

ANHANG

STICHWORTE	1
BOHRUNGEN	3
TABELLE 1: Radiokohlenstoff- und Pollen-Datierungen	43
TABELLE 2: Berechnung des vertikalen Fehlers der verwendeten Archivdaten	51
TABELLE 3: Berechnung des vertikalen Fehlers der OSL- und AMS-Datierungen.....	53
PERSÖNLICHE DANKSAGUNG.....	54

DANKSAGUNG

Zuallererst möchte ich meinem Betreuer *Prof. Dr. Andreas Schäfer*, Geologisches Institut der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, danken, der dieses Projekt (DFG Scha 279 18-2) initiiert und ermöglicht hat. Ihm und den Mitantragsstellern *Prof. Dr. Hansjörg Streif*, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung (NLfB) Hannover, und *Dr. Bianka Petzelberger*, ehemals Niedersächsisches Institut für historische Küstenforschung (NIhK) Wilhelmshaven, danke ich für Unterstützung, Ratschläge und Diskussionen während der Bearbeitungszeit.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) gilt mein Dank für die Finanzierung meiner Arbeit. Den Mitarbeitern des Geologischen Institutes in Bonn, vor allem *Dr. Wolfram Wartenberg*, *Dr. Christian Derer*, *Prof. Dr. Tom McCann* und *Dr. Mario Valdivia-Manchego*, möchte ich für die Unterstützung und für wertvolle Ideen und Tips danken. Den Studentische Hilfskräften *Robert Rambela*, *Matthias König* und *Kristin Lischke* danke ich für ihre gute Mitarbeit.

Dank an das NLfB für die Bereitstellung der Archivdaten und insbesondere *Dr. Wolfgang Possin* für die Einarbeitung in den Symbolschlüssel Geologie und das Programm SEPWin.

Dem NIhK danke ich für die Bereitstellung von Arbeitskraft und Gerätschaften für die Geländeeinsätze, dabei vor allem *Dirk Dallasera*. *Prof. Dr. Wolf Haio Zimmermann* und *Dr. Felix Bittmann* möchte ich meinen Dank aussprechen, da sie es mir durch ihr Verständnis und Entgegenkommen ermöglicht haben, die vorliegende Arbeit neben meiner Tätigkeit für das NIhK fertigzustellen. *Prof. Dr. Karl-Ernst Behre* und *Dr. Steffen Wolters* danke ich für die fachlichen Diskussionen.

Dr. Barbara Mauz, Department of Geography, University of Liverpool, danke ich für die Lumineszenz-Datierungen und ganz besonders für die konstruktive Kritik und die vielen wertvollen und inspirierenden Diskussionen.

Vielen Dank an *Dr. Alexander Bartholomä*, Forschungsinstitut Senckenberg, Abteilung für Meeresforschung in Wilhelmshaven, *Kapitän Ewald Karp* und die Besatzung des Forschungskutters Senckenberg, die die seismischen Messfahrten ermöglicht haben. *Dr. Heinrich Krummel*, geoFact GmbH in Bonn, danke ich für den „Crashkurs“ zur Bearbeitung von Seismik.

An *Dr. Georg Sobisch*, Geologisches Institut der Universität Köln, geht mein Dank für die Einarbeitung und die zur Verfügungstellung des Programmes GSI3D.

Dem Leibniz-Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung der Christian-Albrechts-Universität Kiel, Arbeitsgruppe *Prof. Dr. P. M. Grootes* sei für die AMS-Datierungen gedankt.

KURZFASSUNG

In der vorliegenden Studie wird eine spätholozäne Meeresspiegelanstiegskurve für das Gebiet der ostfriesischen Insel Langeoog in der südlichen Nordsee vorgestellt. Die Datenbasis besteht aus etwa 600 Bohrungen, die freundlicherweise vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in Hannover (NLfB) zur Verfügung gestellt wurden, etwa 68 km Boomer-Flachseismik, insgesamt 108 Pollen- und Radiokohlenstoff-Datierungen aus den Archivbohrungen des NLfB und 10 optischen Datierungen. Die Daten wurden mit der Methodik der Sequenzstratigraphie ausgewertet.

Entlang der ostfriesischen Küste ist während des holozänen Meeresspiegelanstiegs ein keilförmiger Sedimentkörper akkumuliert. Er ist durch mehrere eingeschaltete Torfhorizonte im klastischen Sediment charakterisiert, die als Marker für Meeresspiegelbewegungen gelten. Eine Korrelation der Bohrkerndaten ist aufgrund der extrem kleinräumigen Fazieswechsel im Watt meist nur sehr unzureichend zu realisieren. Wie sich in den seismischen Messungen zeigte, bilden die eingeschalteten Torfe markante seismische Horizonte. Die Torfhorizonte konnten so zwischen den nur punktuell Information liefernden Bohrkernen verfolgt und in Bezug auf ihre sequenzstratigraphische Bedeutung ausgewertet werden. Es wurden nur die Torfe und die Datierungen derselben, die im Hinblick auf Meeresspiegelbewegungen als aussagekräftig herausgefiltert werden konnten, für die weitere Interpretation verwendet. Überlegungen zu den Genesebedingungen der Torfe und zum geometrischen Verlauf von Meeresspiegelbewegungen im Sinne von Niedrigstand-, Transgressivem und Hochstand-Systemtrakt (LST, TST und HST) haben ergeben, dass die Torfe für einen HST kennzeichnend sind. Die Meeresspiegelkurve bis etwa AD 800 verläuft somit stufenförmig und ist nicht durch Absenkungen gekennzeichnet.

Für den letzten Abschnitt der Meeresspiegelkurve ab etwa 400 BC wurden neue Bohrungen abgeteuft. In diesem Zeitraum sind keine weit verbreiteten Torfe mehr in den Küstensedimenten zu finden. Die klastischen Sedimente konnten dennoch im Sinne der *base-level* Sequenzstratigraphie in transgressive und regressive Phasen untergliedert werden. Sie wurden für die optisch stimuliert Lumineszenz (OSL) beprobt. Der Abtrag der Datierungen in ein Zeit-Tiefen Diagramm zeigt für den Zeitraum von etwa AD 750-1000 eine Absenkung des Meeresspiegels.

Der Vergleich sowohl des hauptsächlich auf sequenzstratigraphischen Überlegungen beruhenden Abschnitts der Meeresspiegelkurve, als auch des jüngsten auf den OSL Datierungen basierenden Abschnitts mit Kurven von benachbarten Küstenregionen zeigt eine gute Übereinstimmung.

Schlüsselwörter: Nordsee, Deutsche Bucht, Holozän, Meeresspiegelbewegungen, Hochstand-Systemtrakt, Transgressiver Systemtrakt, *transgressive surface*, transgressiver Torf, regressiver Torf, Retrogradation, Progradation, Meeresspiegelkurve, Meeresspiegelanstieg, Isostasie

1 EINFÜHRUNG

1.1 Ziele der Untersuchungen

Die Szenarien des International Panel of Climate Change (IPCC) zeigen, dass für die Entwicklung des Meeresspiegels regionale Daten unerlässlich sind. Die Güte der zur Zeit verwendeten Modelle ist vor allem davon abhängig, wie hoch auflösend solche regionalen Daten für den spätholozänen Zeitraum sind. Erst durch das Verstehen der Prozesse werden Prognosen in Bezug auf Küstenzonenmanagement und auf zu erwartende Küstenlinienveränderungen denkbar.

Die Ziele der vorliegenden Arbeit sind:

- 1) Eine detaillierte Analyse der holozänen Ablagerungen an der südlichen Nordsee mit Hilfe von unterschiedlichen Datierungsmethoden sowie sequenzstratigraphischen Ansätzen und ihre Interpretation im Sinne von relativen Meeresspiegelschwankungen
- 2) Die Etablierung einer regional gültigen detaillierten Kurve der spätholozänen Meeresspiegelbewegungen

Die Arbeit soll einem besseren Verständnis für die Sedimentationsprozesse des holozänen Meeresspiegelanstiegs im sequenzstratigraphischen Sinne dienen.

Die Ablagerungsgeschichte des Küstenholozänkörpers wird anhand der vorliegenden Ergebnisse aus einer neuen Perspektive dargestellt. Mit der Anwendung der Sequenzstratigraphie zur Erstellung einer Meeresspiegelanstiegskurve wurde eine Analyse-Methode gewählt, die es ermöglicht, das Küstenholozän der südlichen Nordsee mit holozänen Küstenablagerungen weltweit zu vergleichen. Das durch den Ansatz der Sequenzstratigraphie entwickelte prozessbezogene Verständnis für die Meeresspiegelbewegungen kann zudem dazu beitragen, Aussagen über die langfristig zu erwartenden Entwicklungen an der Küste zu treffen.

1.2 Charakteristika und Geologie des Küstenholozän

der südlichen Nordsee

Der Küstenholozänkörper

Das Wattenmeer der südlichen Nordsee ist eines der großen zusammenhängenden Wattengebiete der Erde. Es erstreckt sich über eine Länge von ca. 450 km von Den Helder in den Niederlanden im Westen bis Esbjerg in Dänemark im Norden (Abb. 1.1). Es wird von vorgelagerter Barriereinseln seeseitig gegen die offene Nordsee begrenzt. Bei Niedrigwasser fallen große Wattflächen trocken, die durch verästelte Prielsysteme voneinander getrennt sind (Abb. 1.1).

Seit Beginn des postglazialen Meeresspiegelanstiegs wird der heute bis zu 25 m mächtige

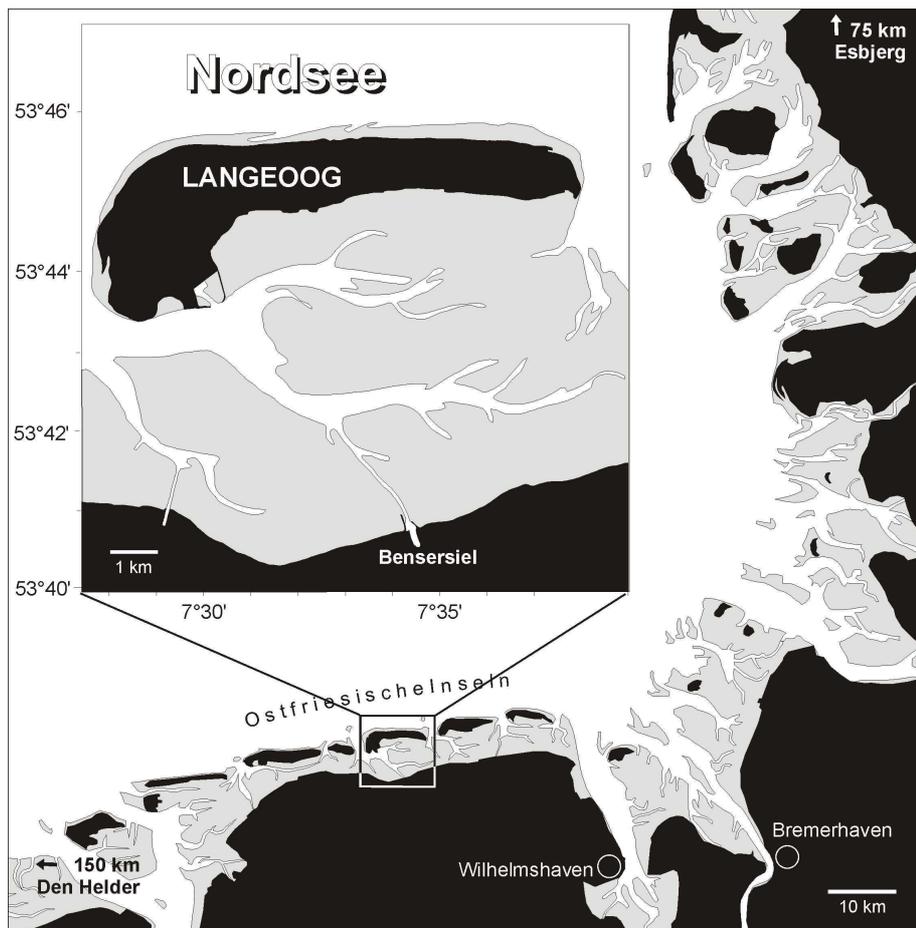


Abb. 1.1: Das Wattenmeer der Deutschen Bucht und die Lage des Arbeitsgebietes. Das Festland und die Inseln sind in Schwarz gehalten, die Wattflächen in Grau. Das gesamte Wattenmeer der südlichen Nordseeküste erstreckt sich von Den Helder in den Niederlanden bis Esbjerg in Dänemark. Beide Regionen sind nicht mehr im Kartenausschnitt erfasst. Ihre Lage ist in der Abbildung mit Pfeilen und einer Entfernungsangabe angedeutet.

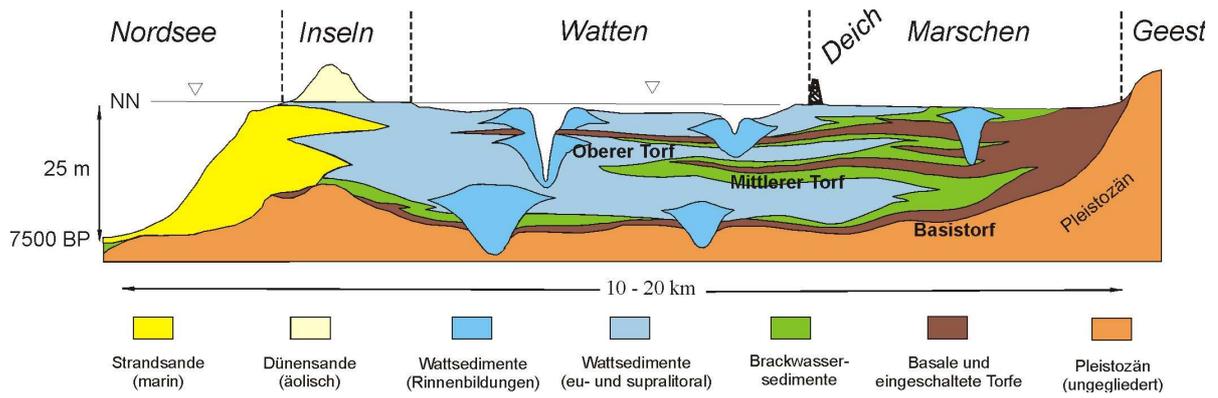


Abb. 1.2: Schematischer Profilschnitt durch das Küstenholozän von der vorgelagerten Inselkette bis zur Geest (leicht verändert aus STREIF 1998).

keilförmige Küstenholozänkörper auf den pleistozänen Sedimenten abgelagert. Allgemein werden die pleistozänen Sedimente als Geest bezeichnet. Während der Elster- und der Saale-Eiszeit wurden eiszeitliche Sedimente aus Skandinavien nach Norddeutschland transportiert. Im Verlauf der letzten Eiszeit, der Weichsel-Eiszeit, deren Gletscher nur bis Dänemark und Schleswig-Holstein vordrangen, wurde die ostfriesische Halbinsel zum Periglazialgebiet. Die Landschaft war der Erosion preisgegeben und wurde eingeebnet. Der Meeresspiegel lag etwa 130 m tiefer als heute, das heutige südliche Nordseegebiet war noch Festland. Mit der Klimaverbesserung und dem Temperaturanstieg ab etwa 18 000 BP am Ende der letzten Eiszeit

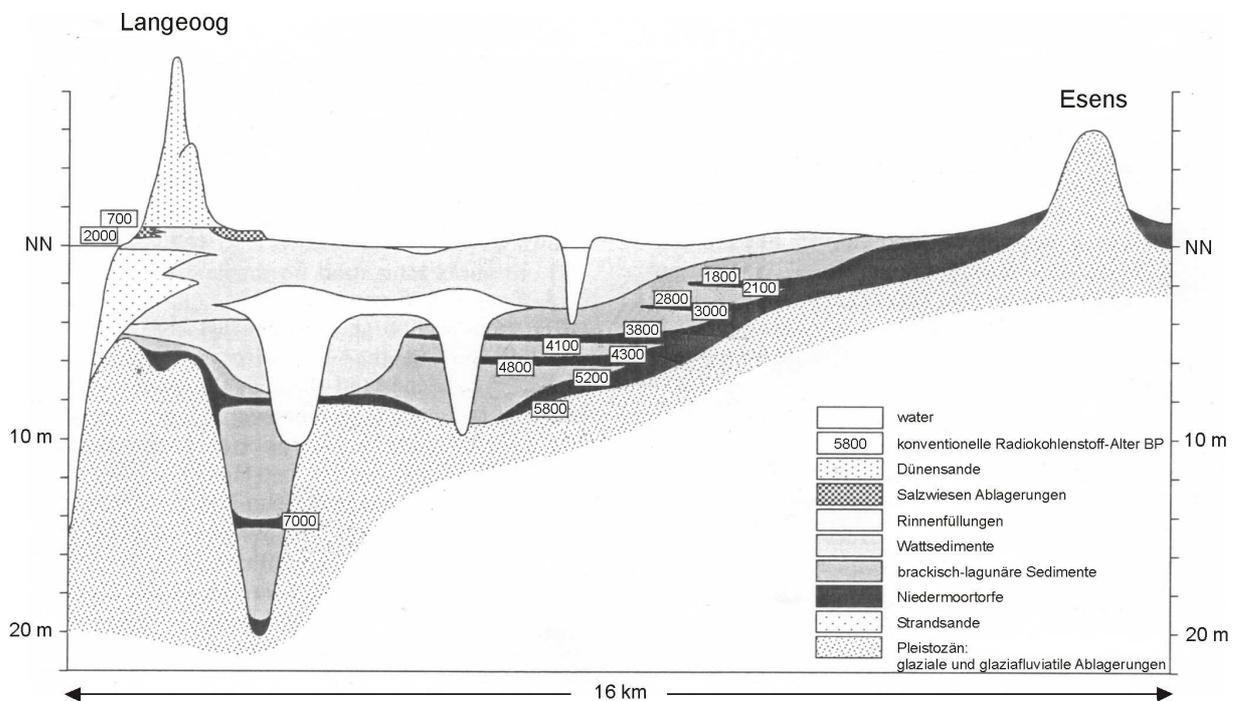


Abb. 1.3: Geologischer Profilschnitt durch das Gebiet von Langeoog im Norden bis zur Geestinsel Esens im Süden.

Der Profilschnitt wurde anhand von Bohrungen aus dem Archiv des NLFb, Hannover erstellt. Die in den Bohrkernen dokumentierten eingeschalteten Torfhorizonte sind mit konventionellen Radiokohlenstoff-Altern beschriftet (aus STREIF 2004).

stieg der Meeresspiegel. Gleichzeitig begann die Geest zu entwässern. Dabei bildeten sich Rinnen, die vermutlich im Verlaufe des Meeresspiegelanstiegs zumindest teilweise von Gezeitenrinnen nachgeformt wurden. Etwa 8000 cal BP (6000 cal. BC) (Wert nach HANISCH 1980 und LUDWIG et al. 1981, überarbeitet von BEHRE 2003) erreichten erste Brackwasservorstöße das Vorfeld der heutigen ostfriesischen Inseln. Mit dem Anstieg des Meeresspiegels vernässte die Geest zunehmend durch den ebenfalls steigenden Grundwasserspiegel und es entstand zunächst der sogenannte Basistorf (LANGE & MENKE 1967). Darauf folgte die Ablagerung von brackischen und marinen Sedimenten. HAGEMAN (1969) vergleicht die innerhalb kurzer Zeit wirkenden Akkumulationsprozesse mit der Arbeit einer Planierraupe (*“bulldozing effect”*). Die transgressive Sedimente reichen weit landeinwärts und laufen keilförmig gegen den Geestrand aus. Sie zeigen über eine weite Strecke den grundlegend gleichen Aufbau ihrer Abfolge, der sogenannten „brackischen Transgression“ (OOMKENS 1970, 1974). Untersuchungen von HOSELMANN & STREIF (2004) zu Massenbilanzierung des holozänen Sedimentkörpers zeigen, dass allochthone klastische Sedimente etwa 90 % seines Volumens ausmachen. Sie setzen sich aus erodiertem pleistozänen Material und holozänen

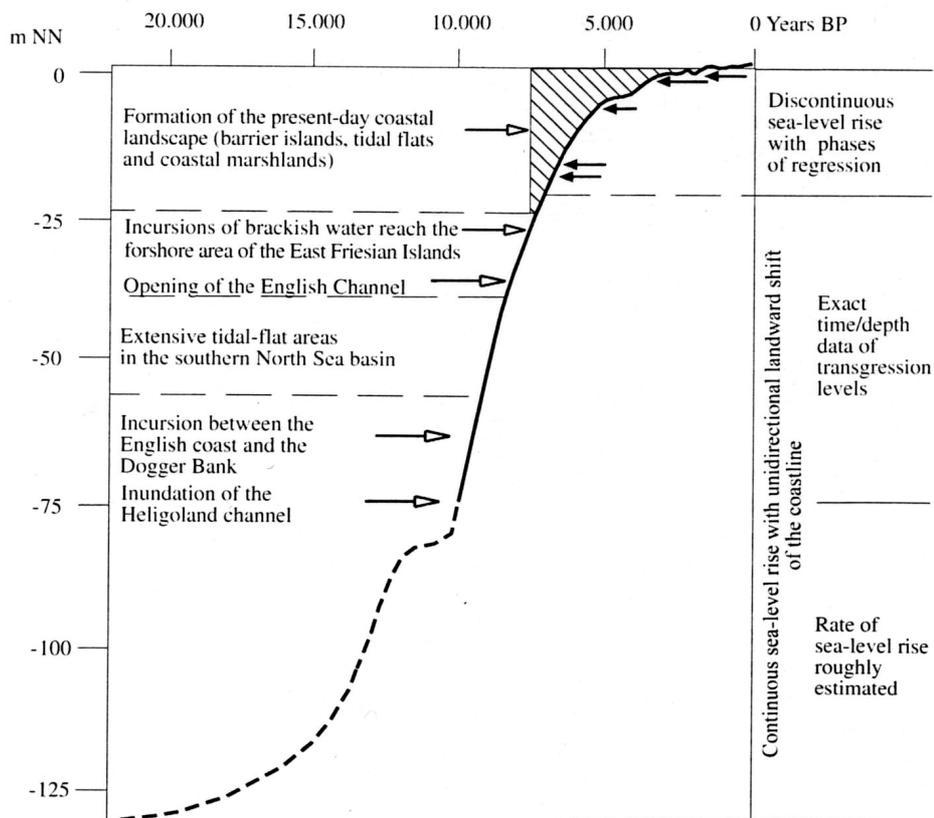


Abb. 1.4: Zeit-/Tiefendiagramm des relativen Meeresspiegelanstiegs seit dem Tiefstand während des Maximums der Weichsel-Eiszeit. Bei den Altern handelt es sich um konventionelle Radiokohlenstoff-Daten. Die marine Transgression seit 18000 BP wird in drei Phasen unterteilt. Die letzte Phase, die seit etwa 7500 bis heute andauert, hat zu der Entwicklung der heutigen Landschaft geführt (aus STREIF 2004).

marinen Sedimenten aus der Nordsee zusammen und nur zu einem geringen Anteil (~ 10 %) aus fluviatilen Einträgen der Ems und Weser. Die restlichen 10 % des Gesamtvolumens des holozänen Sedimentkörpers sind autochthones organisches Material aus Torflagen.

Der Sedimentkörper des Küstenholozän ist durch Torfverzahnungen charakterisiert. Während Phasen verringerten Meeresspiegelanstiegs, Stagnation oder gar Absenkung kam es zu einem Vorwachsen von Mooren, welche die sogenannten eingeschalteten oder schwimmenden Torfe bilden (Abb. 1.2). Sie sind wichtige Markerhorizonte im Küstenholozänkörper. Besonders hervorzuheben sind an dieser Stelle der „Mittlere Torf“ (zwischen 4800 bis 4200 BP) und der „Obere Torf“ (zwischen 3300 und 2300 BP) (BEHRE 2003; Streif 2004). Vor allem der Obere Torf ist an der ostfriesischen Küste und im Jade-Weser Gebiet eine so weit verbreitete Erscheinung, dass er nicht als eine kleinräumige, lokale Küstenveränderung angesehen werden kann. Im Raum Langeoog gibt es einige Lokalitäten mit weiteren eingeschalteten Torflagen (s. Abb. 1.3).

Der Verlauf des Meeresspiegelanstiegs seit dem Weichsel-Glazial ist mit seinen wichtigsten Phasen in einem Zeit-/Tiefendiagramm in Abb. 1.4 dargestellt.

Die ostfriesischen Inseln

Die Entstehungsprozesse und auch der Entstehungszeitraum der ostfriesischen Inseln ist noch nicht umfassend geklärt. Zur Zeit geht man davon aus, dass es sich bei den ostfriesischen Inseln um ehemalige Geestkerninseln handelt, die sich erst durch eine vornehmlich südwärts gerichtete Verlagerung im Zuge des Meeresspiegelanstiegs zu den heutigen Barriereinseln entwickelt haben (STREIF 1990), siehe dazu „rollover“ bzw. „barrier translation“ bei CARTER (1988). Der genaue Zeitpunkt der Entstehung der Inseln ist noch unklar. Die ältesten Hinweise datieren auf etwa Christi Geburt. Für den davor liegenden Zeitraum gibt es noch keine Belege (STREIF 1990).

Beckenspezifische Senkungsprozesse in der südlichen Nordsee - ein Überblick

Für Untersuchungen der relativen Meeresspiegelbewegungen spielen auch die Krustenbewegungen eine Rolle. Die epirogenetische, weiträumige Absenkung des Nordseebeckens liegt

je nach Region für den Zeitraum des Quartärs zwischen 0,043 und 0,004 m pro 100 Jahre (CASTON 1979). STREIF (1990) gibt einen Gesamtbetrag epirogenetischer Absenkung für den 10 000 Jahre umfassenden Abschnitt des Holozän von 1,2 m an. Der Meeresspiegelanstieg ist damit nach STREIF (1990) und BEHRE (2003) nur zu einem sehr geringen Teil auf epirogenetische Prozesse zurückzuführen und wird allgemein als vernachlässigbar gewertet. Schwieriger zu bewerten sind dagegen die isostatischen Einflüsse aufgrund des abschmelzenden Eispanzers von Skandinavien.

Die Null-Linie der für den Untersuchungsraum relevanten isostatischen Bewegungen, die sogenannte Forchhammersche Linie, verläuft von Nordwesten nach Südosten durch das nördliche Jütland in Dänemark (MÖRNER 1979; KAKKURI 1992). Das nordöstlich dieser Null-Linie gelegene Skandinavien hebt sich, das südwestlich gelegene Gebiet ist von Senkung geprägt. Die Ostfriesische Halbinsel liegt relativ nahe der Null-Linie. SHENNAN (1987) hat die Subsidenzraten für die verschiedenen Küstenregionen modelliert. Das Gebiet um Cuxhaven zeigt dabei eine lineare Subsidenzrate von $0,68 \pm 0,09$ m / 1000 Jahre seit 6000 BP, das Gebiet um das Eider-Ästuar von $0,74 \pm 0,13$ m / 1000 Jahre seit 5000 BP.

Um die Krustenbewegungen quantitativ besser beurteilen zu können, sind 1928-1931, 1949-1955 und 1980-1985 drei Nordseeküsten-Nivellements durchgeführt worden. Eine kritische Auswertung und Bewertung der Ergebnisse steht noch aus. Dennoch ist insgesamt eine Senkungstendenz erkennbar, die für den Küstenraum bei Langeoog zwischen 5 und 7 cm pro Jahrhundert liegen könnte (AUGATH 1993) und demnach in der Größenordnung mit den Daten aus dem Modell von SHENNAN (1987) übereinstimmt.

Eine nähere Betrachtung der isostatischen Ausgleichsbewegungen an der ostfriesischen Küste wird im Kapitel 6.3 „Isostatische Ausgleichsbewegungen entlang der südlichen Nordseeküste – ein Vergleichsansatz“ beschrieben.

1.3 Frühere Arbeiten zur Meeresspiegelanstiegskurve im südlichen Nordseegebiet

1939 entwickelt SCHÜTTE eine erste Kurve des relativen Meeresspiegelanstiegs für die südliche Nordsee. Er geht von einem isostatischen Absinken des Festlandes aus, vom „Sinkenden Land an der Nordsee“, das von 3 Hebungsphasen unterbrochen wird. Die Hebungsphasen sind an den eingeschalteten Torfhorizonten in den holozänen Ablagerungen zu erkennen.

1949 wertet NILSSON alle bis dahin vorhandenen pollenanalytischen und auch archäologischen Daten aus und erstellt eine ebenfalls noch auf der Senkungstheorie der damaligen Zeit beruhende Kurve. Er spricht außerdem das Problem der geographischen Unterschiede in Bezug auf die Mitteltidehochwasserlinie an. Etwa 50 Jahre später wird dieser Gedanke von BEHRE (2003) aufgegriffen.

Bald darauf stellt HAARNAGEL (1950) in Bezug auf die relativen Meeresspiegelbewegungen die Vermutung an, dass auch eustatische Meeresspiegelbewegungen für die Veränderungen an der Nordseeküste während des Holozän eine Rolle gespielt haben könnten. Diese Vermutung wird dadurch gestützt, dass von fast allen Küsten der Erde Beobachtungen von einem Anstieg des Meeresspiegels vorliegen. Haarnagel zieht neben Wurtenhorizonten aus jüngerer Zeit ausschließlich die basalen Torfe als Datenpunkte für die Konstruktion seiner Kurve heran, da die Tiefenlage der direkt auf dem pleistozänen Untergrund aufliegenden basalen Torfe nicht durch unterschiedliche Setzung verändert wurde. Die Alter der Torfe beruhen jeweils auf pollenanalytischen Datierungen.

Die wohl bekannteste Meeresspiegelkurve für den südlichen Nordseeraum während des Holozän stammt von JELGERSMA (1979) und bezieht sich auf die holländische Küste. Auch Jelgersma geht von einem relativen Meeresspiegelanstieg abhängig von eustatischen, isostatischen und tektonischen Effekten aus, definiert aber die eustatischen Bewegungen als den kontrollierenden Faktor und bewertet die anderen Faktoren als vernachlässigbar. Die Meeresspiegelkurve von Jelgersma zeigt einen kontinuierlichen Anstieg ohne Schwankungen. Sie basiert auf unkalibrierten Radiokohlenstoff-Altern der basalen holozänen Ablagerungen, um wie zuvor schon HAARNAGEL (1950) den Fehler, der sich aus unterschiedlichen Setzungsraten ergeben würde, zu vermeiden. Es wurden ausschließlich Niedermoortorfe beprobt. Die Existenz der Niedermoortorfe ist vom Grundwasserspiegel abhängig, das mit dem Tidemittelwasser korreliert (JELGERSMA 1966) und insofern vom Meeresspiegel beeinflusst

wird. JELGERSMA (1979) diskutiert allerdings als eine mögliche Fehlerquelle ihrer Kurve, dass die Bildung des basalen Niedermoortorfes nicht unbedingt immer vom Meeresspiegel abhängig ist, sondern auch durch Wässer aus dem Hinterland beeinflusst werden kann.

Andere Ansätze zur Konstruktion des Verlaufs der Meeresspiegelkurve für die südliche Nordsee finden sich bei LOUWE KOOIJMANS (1974) und ROELEVELD (1974). Beide Autoren interpretieren die eingeschalteten Torfe nicht nur als Indikatoren für einen verlangsamten Meeresspiegelanstieg, sondern auch als mögliche tatsächliche Absenkungen des Meeresspiegels. Sie verwenden die Alter der eingeschalteten Torfe ebenfalls für die Konstruktion ihrer Kurven.

KIDEN et al. (2002) diskutieren den Einfluss der unterschiedlichen isostatischen Subsidenzbewegungen in Belgien und in den Niederlanden in Bezug auf die für die jeweiligen Gebiete vorliegenden Meeresspiegelkurven von JELGERSMA (1979), VAN DE PLASSCHE & ROEP (1989), ROEP & BEETS (1988) und DENYS & BAETEMAN (1995). KIDEN et al. kommen zu dem Schluss, dass es aufgrund von unterschiedlichen isostatischen Krustenbewegungen auch innerhalb kurzer Distanzen von unter 150 km keine regional repräsentative Meeresspiegelkurve geben kann, da letztendlich jedes Gebiet von etwa 50 km Durchmesser seine eigene Meeresspiegel-Geschichte hat. So liefern nach den Ausführungen KIDEN et al. (2002) auch die Daten von JELGERSMA (1979) für die Zeit vor 7000 cal BP kein angemessenes Modell des Meeresspiegelanstiegs für die Küstenregion der westlichen Niederlande, da Daten aus Regionen mit signifikant unterschiedlichen Abläufen der isostatischen Subsidenz herangezogen wurden. Aufgrund der unterschiedlichen isostatischen Subsidenzbewegungen gibt es nach KIDEN et al. (2002) keine allgemein gültige Meeresspiegelkurve für den gesamten Nordseeraum.

Die aktuellste und durch die größte Datendichte belegte Kurve für die deutsche Nordseeküste wird 2003 von BEHRE veröffentlicht. Wie schon JELGERSMA (1979) zuvor, bewertet er die tektonischen und glazio-eustatischen Subsidenzbewegungen in der Küstenregion als vernachlässigbar. Seine Kurve beruht auf gründlich ausgewerteten Daten aus Archäologie, Geologie und Archäobotanik der gesamten deutschen Nordseeküste. Das Problem der unterschiedlichen Mitteltidehochwasserlinie entlang der deutschen Nordseeküste löst er, indem er alle auf das jeweilige Mitteltidehochwasser bezogenen Werte auf einen gemeinsamen Pegel bezieht und so eine für den gesamten südlichen Nordseeraum gültige Kurve entwickeln kann.

Die Bearbeiter von Meeresspiegelkurven haben sich in die Vertreter der „*wigglers*“ und die Vertreter der „*smoothers*“ aufgespalten. Die „*wigglers*“ vertreten die These der oszillierenden Meeresspiegels, während die „*smoothers*“ für einen graduell ansteigenden und nicht schwankenden Meeresspiegelanstieg argumentieren.

Behre gehört zu den Vertretern der „*wigglers*“. Jüngste Vertreter der „*smoothers*“ sind ER-VYNCK et al. (1999) und BAETEMAN (1999). Diese Autoren sind der Meinung, dass die Entstehung von unterschiedlichen Sedimentabfolgen und eingeschalteten Torfe durch verschiedene Raten des Meeresspiegelanstiegs gesteuert wird. BAETEMAN (1999) führt aus, dass Faziesveränderungen wie beispielsweise von Schlick zu Torf, von der distalen oder proximalen Position zu Priel und Wasserläufen in Salzwiesen abhängt und damit von deren Verlagerung bzw. Sedimentzulieferung. Die Torfe werden als rein lokale Bildungen interpretiert und für die Rekonstruktion der Meeresspiegelkurve weitgehend als unbedeutend angesehen (BAETEMAN 1999). An der niederländischen, belgischen und deutschen Nordseeküste spielen Flüsse als Sedimentlieferanten nur eine untergeordnete Rolle (HOSELMANN & STREIF 2004). BAETEMAN (1999) interpretiert daher Priele und kleine Wasserläufe in den Salzmarschen als lokale Sedimentzulieferer.

GEHRELS (1999) führt aus, dass die Debatte zwischen „*wigglers*“ und „*smoothers*“ zwar anhält, inzwischen aber allgemein anerkannt wird, dass der postglaziale Meeresspiegelanstieg durch klimabedingte Oszillationen mit unterschiedlichen regionalen Variationen geprägt ist (vgl. auch DIAZ & MALDONADO 1990; HERNANDEZ-MOLINA et al. 1994; LARCOMBE et al. 1995; SOMOZA et al. 1998). Folglich müssten die von den „*wigglers*“ geforderten Schwankungen weltweit nachgewiesen werden können. Allerdings ist heute vielmehr die Schlüsselfrage, ob die lokalen und regionalen Oszillationen des relativen Meeresspiegelanstieges durch die heute möglichen Methoden in der Feldforschung überhaupt dokumentiert werden können.

In der vorliegenden Arbeit werden neue Forschungsansätze vorgestellt, die u. a. die Argumente der „*wigglers*“ stützen. Unter Berücksichtigung der Ausführungen von KIDEN et al. (2002) bietet die Datenbasis der in dieser Arbeit entwickelten Kurve den Vorteil einer stark eingegrenzten Regionalität und schließt damit eine Verfälschung der Kurve durch das Heranziehen von Daten aus entfernten Gebieten mit unterschiedlichen glazio-isostatischen Ausgleichsbewegungen aus.

1.4 Datenbasis und Untersuchungsansätze

Im Rahmen des Küstenschutzes und der Klimaforschung sind, wie im Kapitel 1.3 „Fühere Arbeiten zur Meeresspiegelanstiegskurve im südlichen Nordseegebiet“ ausgeführt, seit Beginn des 20. Jahrhunderts für die südliche Nordsee zahlreiche Meeresspiegelkurven postuliert worden, die auf unterschiedlichen Daten und Modellen beruhen. Für die vorliegende Studie wurden folgende Datenbestände herangezogen (s. Abb. 1.5):

- (1) 600 Handbohrungen des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung,
- (2) 45 Radiokohlenstoffalter und 63 Pollendatierungen aus Proben der Bohrungen,
- (3) 10 Alter, die mit der optisch stimulierten Lumineszenz gewonnen wurden,
- (4) 68 km Boomer-Flachseismik

Die Bohrungen wurden vorwiegend in den 60er Jahren vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung (NLfB) in Hannover im Rückseitenwatt von Langeoog, auf Langeoog selber und im Küstenbereich niedergebracht und unter Verwendung des „Symbolschlüssels Geologie“ (PREUSS et al. 1991) dokumentiert.

Die Radiokohlenstoff- und Pollen-Datierungen stammen ebenfalls aus dem Archiv des NLfB.

Die Flachseismik erreicht bei einer Eindringtiefe von maximal 44 m eine Auflösung im Dezimeter-Bereich (TWT: 55 ms, Frequenzspektrum zwischen 400 Hz und 15 kHz) und wurde zur besseren Korrelation der Bohrungen eingesetzt.

Die optischen Alter wurden mit der optisch stimulierten Lumineszenz (OSL) gewonnen. Sie datieren Ablagerungsphasen, die im östlichen Abschnitt des Arbeitsgebietes unmittelbar an der Küstenlinie des Festlandes im klastischen Sediment dokumentiert werden konnten.

Wie ausgeführt, ist der Sedimentkörper des Küstenholozän durch Torfverzahnungen charakterisiert (siehe Kapitel 1.2 „Charakteristika und Geologie des Küstenholozän der südlichen Nordsee“), die Zeiten verlangsamten, stagnierenden, evtl. auch absinkenden Meeresspiegels kennzeichnen (Abb. 1.2). Die Torfe liegen an den *turnaround points* im Sinne der Interpretation nach *base level cycles* (siehe Kapitel 4 „Sequenzstratigraphische Ansätze“). Die Korrelation dieser Torfe bereitet einige Schwierigkeiten. Sie treten nicht flächenhaft auf oder können durch unterschiedliche Setzung auf kürzester Entfernung von Bohrung zu Bohrung stark unterschiedliche Höhenlagen aufweisen.

Durch die Anwendung von Flachseismik im Watt konnte die Korrelation weitestgehend abgesichert werden (Kapitel 3.1 „Flachseismik im Watt“). Darüber hinaus liefert die Seismik in einigen Gebieten, in welchen es keine Torfverzahnungen gibt, Daten zur Lage der korrelativen *turnaround points*. In der vorliegenden Arbeit wird ausgearbeitet, welche der eingeschalteten Torfe eine sequenzstratigraphische Bedeutung haben (sensu SÜSS et al. 2001) und welche wahrscheinlich nur durch lokale Buchtenbildung beeinflusst auftreten. Weiterhin liefert die Flachseismik Daten zur Modellierung einer neuen Fläche der Holozänbasis des Wattenmeeres hinter Langeoog (Kapitel 3.2 „Modellierung der Holozänbasisfläche aufgrund der seismischen Daten“).

In Kapitel 4 „Sequenzstratigraphische Ansätze“ wird darauf eingegangen, welche Bedeutung die mit Hilfe der Flachseismik herausgearbeiteten sequenzstratigraphischen Flächen in Hinblick auf eine Meeresspiegelanstiegskurve für den Küstenabschnitt bei Langeoog haben.

Den zeitlichen Rahmen bis etwa 500 BC liefern die ^{14}C - und Pollen-Alter der ausgewählten

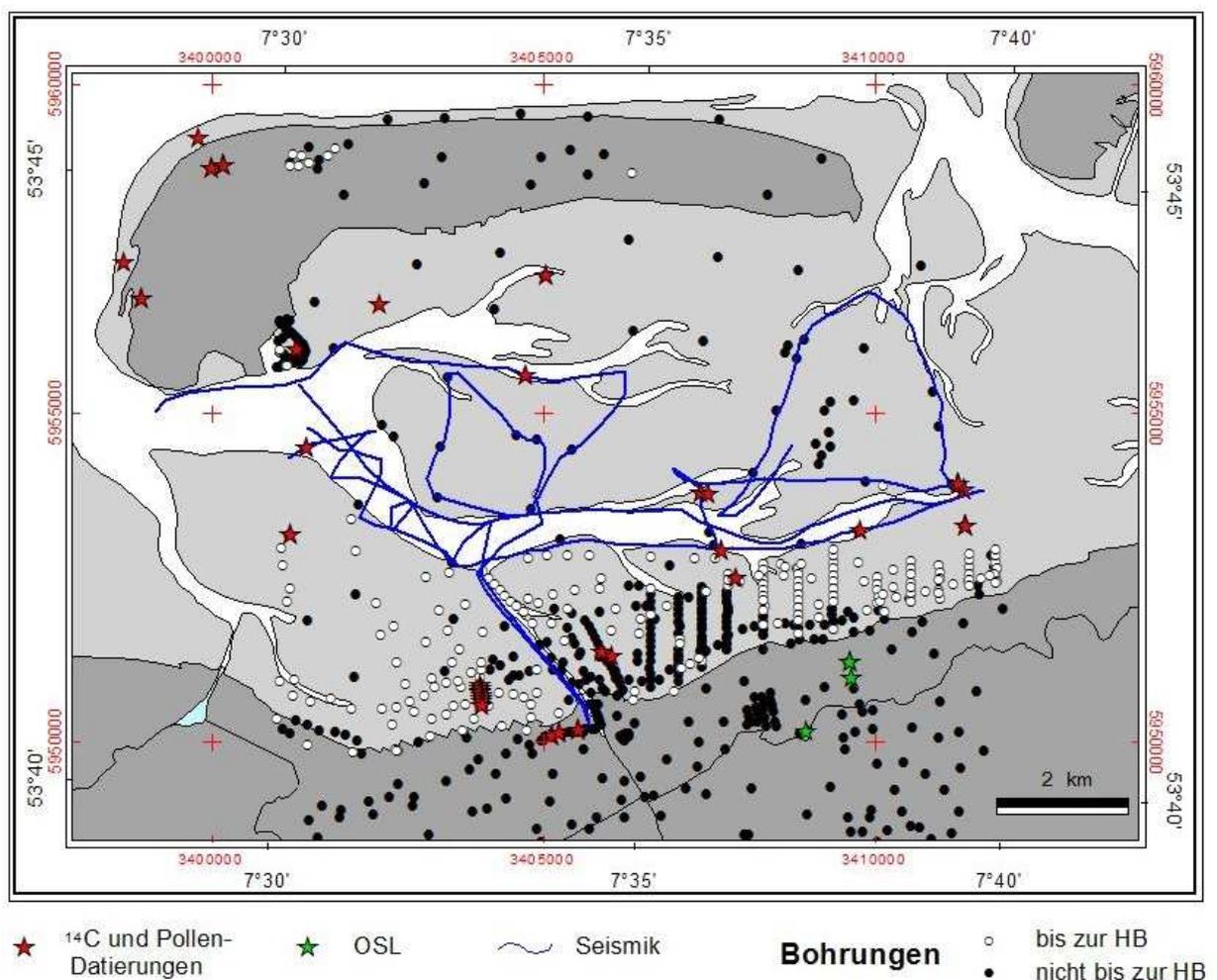


Abb. 1.5: Überblick über die räumliche Verteilung der Datenbasis: Bohrungen, Radiokohlenstoff (^{14}C)- und Pollen-Proben, seismische Profile und OSL-Probennahme. Die Bohrungen werden in solche unterschieden, die die Holozänbasis (HB) durchteufen und solche, die nicht bis zur HB reichen, s. Legende.

Torfe (Kapitel 5 „Datierungen“).

Nach der Bildung des Oberen Torfes kam es während der letzten 3000 Jahre wahrscheinlich zu keiner regional bedeutenden Torfbildung mehr. Auch die Sedimentmächtigkeiten reichen nicht aus, um mit Hilfe der sequenzstratigraphischen Interpretation der seismischen Daten Aussagen über regressiv oder transgressive Prozesse treffen zu können. Es ist aber bei einer ausreichenden Bohrungsdichte möglich, die Sedimente im Sinne von *base level changes* zu interpretieren. Um die innerhalb der klastischen Sedimente zu beobachtenden Zyklen chronostratigraphisch einhängen zu können, wurde die optisch stimulierte Lumineszenz (OSL) als Datierungsmethode gewählt (Kapitel 5 „Datierungen“). Aus den OSL-Daten konnte der letzte Abschnitt der Meeresspiegelkurve für die letzten 2500 Jahre erstellt werden.

Die in dieser Arbeit zusammengetragene Datenbasis, die Bohrungen mit den ^{14}C - und Pollen-Altern der Torfe, die Seismik und die Datierungen der OSL haben dazu beigetragen, eine für den Bereich Langeoog gültige detaillierte Meeresspiegelkurve zu erarbeiten (siehe Kapitel 6.1 „Gesamtdarstellung der Kurve unter sequenzstratigraphischen Aspekten und Vergleich mit anderen Meeresspiegelkurven für das Holozän“).

Theoretische Hintergründe zum Faziesraum Watt, zur Interpretation der Bohrungen und zu den sequenzstratigraphischen Ansätzen sind in Kapitel 2 „Theoretische Hintergründe“ dargestellt. Begriffe, die im Text verwendet werden und Grundlagen der Seismik und der Sequenzstratigraphie betreffen, aber auch spezifische Morphologien, Landschaftsformen des Faziesraumes beschreiben, in dem gearbeitet wurde, und im Text nicht weiter erklärt werden, sind im Anhang unter „Stichworte“ definiert.

2 THEORETISCHE HINTERGRÜNDE

2.1 Faziesraum Watt

In der vorliegenden Arbeit wird ein Ausschnitt der marinen Sedimentabfolge betrachtet, die gezeitengeprägten Küstensedimente im *foreshore* Bereich. Um diesen Teilbereich der marinen Sedimentabfolge als Ablagerungssystem verstehen und beschreiben zu können, müssen entsprechend kleinskalige Faziesmodelle herangezogen werden.

Das Watt unterteilt sich entlang des *shore-normal energy gradient* nach NYANDWI & FLEMING (1995) von der Küstenlinie aus in Richtung Meer in die Faziesbereiche Schlickwatt, Mischwatt und Sandwatt (s. a. SINDOWSKI 1973), die durch unterschiedliche Energieniveaus und Wasserbedeckungszeiten charakterisiert sind. Im vertikalen Profil würde ein Übergang von Schlick- zu Sandwatt auf eine transgressive Phase, eine Retrogradation der Küstenlinie hinweisen, während ein Übergang von Sand- zu Schlickwatt auf eine regressive Phase, eine Progradation der Küstenlinie hinweisen würde. In dem gesamten Faziesbereich Watt bedeutet also ein *coarsening upwards* einen relativen Meeresspiegelanstieg, einen transgressiven Prozess, und ein *shallowing upwards* einen regressiven Prozess.

Die Unterteilung in Schlick-, Misch- und Sandwatt wird anhand der Korngrößenverteilung vorgenommen. Als Schlick wird das Korngrößenspektrum unter 63μ bezeichnet. Als Vergleichsmedium der Unterteilung der Wattzonen gilt Sand mit einer Korngröße ab $0,063 \mu$. Nach SINDOWSKI (1973) ist Schlickwatt durch einen Sandgehalt unter 50 %, Mischwatt durch einen Sandgehalt von 50-90 % und Sandwatt durch einen Sandgehalt von über 90 % definiert.

Auch Sedimentstrukturen weisen auf unterschiedliche Energieniveaus und Faziesbereiche hin. Ein verstärktes Auftreten von Feinsandlagen weist eher auf Sandwatt hin, während wellige Wechsellagerung typisch für Mischwatt ist und Feinsandlinsen auf das niedrigste Energieniveau im Watt und damit auf Schlickwatt hindeuten (vgl. Abb. 2.1 u. 2.4).

Weitere Hinweise zur Wattzone liefern der Kalkgehalt und die verschiedenen Molluskenarten. Der Kalkgehalt nimmt unter dem Einfluss von mariner Sedimentation zu (STREIF 1990). Durch sekundäre Entkalkung können aber durchaus auch eindeutig marine Sedimente kalk-

frei sein. Die Verteilung der verschiedenen Molluskenarten lässt nach DÖRJE (1978) ebenfalls eine Zonierung erkennen. Beispielsweise sind *Hydrobia ulvae* und *Scrobicularia plana* typische Vertreter des küstennahen Schlickwattes, während *Cerastoderma edule* (ehemals *Cardium edule*) weiter entfernt von der Küstenlinie zu erwarten ist (Abb. 2.2).

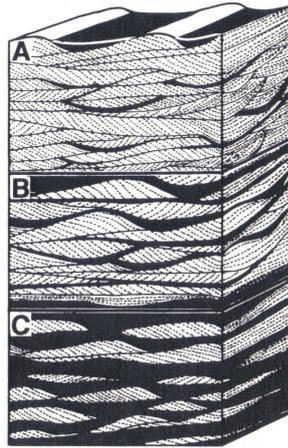


Abb. 2.1: Flaserschichtung (A), wellige „Gezeiten“-Schichtung (B) und Linsenschichtung (C). Die Abfolge von A zu C ergibt sich aus einer Abnahme der Strömungsgeschwindigkeit und daraus resultierend einer zunehmenden Ablagerung und Erhaltung von Schlicklagen (DALRYMPLE 1992, nach REINECK & SINGH 1980).

Im Allgemeinen ist Molluskenschill im Watt ein Anzeiger für einen prielnahen Faziesraum. Der Gehalt von Wurzeln und Pflanzenresten im Sediment gibt einen Hinweis auf Küstennähe bzw. Verlandung.

Der Faziesraum Watt ist weiterhin durch sehr kleinräumige Fazieswechsel geprägt (vgl. BUNGENSTOCK 2000), die das übergeordnete Muster der Zonierung in Schlick-, Misch- und Sandwatt durchbrechen. Dennoch gibt die Sedimentabfolge im vertikalen Profil einen Hinweis auf die transgressive bzw. regressive Tendenz der Ablagerungsprozesse.

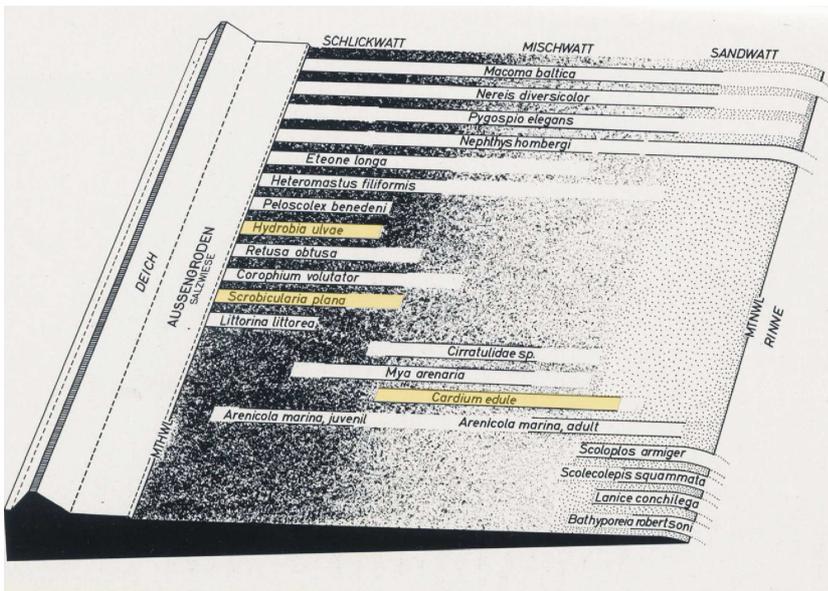


Abb. 2.2: Siedlungszonen der wichtigsten Makrobenthonten in einem Buchtenwatt zwischen mittlerer Hochwasserlinie (MTHWL) und mittlerer Niedrigwasserlinie (MTNWL). Das Hauptvorkommen der Tierarten liegt jeweils im Bereich der ausgezogenen schwarzen Linien; geringere Populationsdichten oder sporadische Funde sind durch nicht eingegrenzte Felder angedeutet (nach DÖRJE 1978).

Die im Text erwähnten Arten sind orange markiert.

2.2 Sequenzstratigraphie

Definition *base level*

In CROSS & HOMEWOOD (1997) wird *base level* als eine abstrakte Fläche definiert, welche zum Einen die Wechselwirkung von Prozessen beschreibt, die Ablagerungsraum schaffen bzw. beseitigen, und zum Anderen von Prozessen, die diesen Ablagerungsraum mit Sediment füllen bzw. Sediment aus diesem Raum wegtransportieren. Im Grunde ist der *base level* eine energetische Fläche, die den Gleichgewichtszustand zwischen Ablagerungsraum (*accomodation space*) und Sedimentlieferung (*sediment supply*) beschreibt (CROSS et al. 1993). Nach EMERY & MYERS (1996) ist der *base level* in Delta- und Küsten-Systemen sowie in flachmarinen Ablagerungsräumen effektiv äquivalent zum Meeresspiegel. Diese Aussage muss nach HOMEWOOD et al. (2000) etwas differenziert werden: bei einem *base level rise* wird Ablagerungsraum geschaffen und es kommt zu einer Retrogradation der Küstenlinie, bei einem *base level fall* verringert sich der Ablagerungsraum und die Küstenlinie progradiert. Das bedeutet in diesem Fall aber nicht unbedingt eine vertikale Meeresspiegelsbewegung im Sinne einer Absenkung des Meeresspiegels, sondern lediglich, dass sich das Verhältnis von Ablagerungsraum und Sedimentlieferung so verringert, dass sich die Küstenlinie in Richtung Meer verschiebt, was auch bei Stagnation oder verlangsamten Anstieg des Meeresspiegels der Fall sein kann (Abb. 2.3).

In der vorliegenden Arbeit werden Sedimente im vertikalen Profil im Sinne von *base level rise* bzw. Retrogradation der Küstenlinie mit einem nach oben spitz zulaufenden Dreieck und *base level fall* bzw. Progradation der Küstenlinie mit einem nach unten spitz zulaufenden Dreieck beschrieben. Insgesamt werden die in Form eines Dreiecks dargestellten Veränderungen des *base level* als *base level hemicycles* bezeichnet.

Interpretation von Bohrungen im Sinne von *base level hemicycles*

Bei der Interpretation der Bohrungen können die Sedimente nicht im stratigraphischen Sinne korreliert werden. Die Schichten bilden keine einheitlichen lithologischen Merkmale aus, so dass sie als stratigraphische Einheiten erkannt werden könnten. Sie werden vielmehr aufgrund ihrer genetischen Beziehung korreliert, d. h. aufgrund gleichzeitig ablaufender transgressiver bzw. regressiver Prozesse, die auf Veränderungen des *base level* zurückzuführen

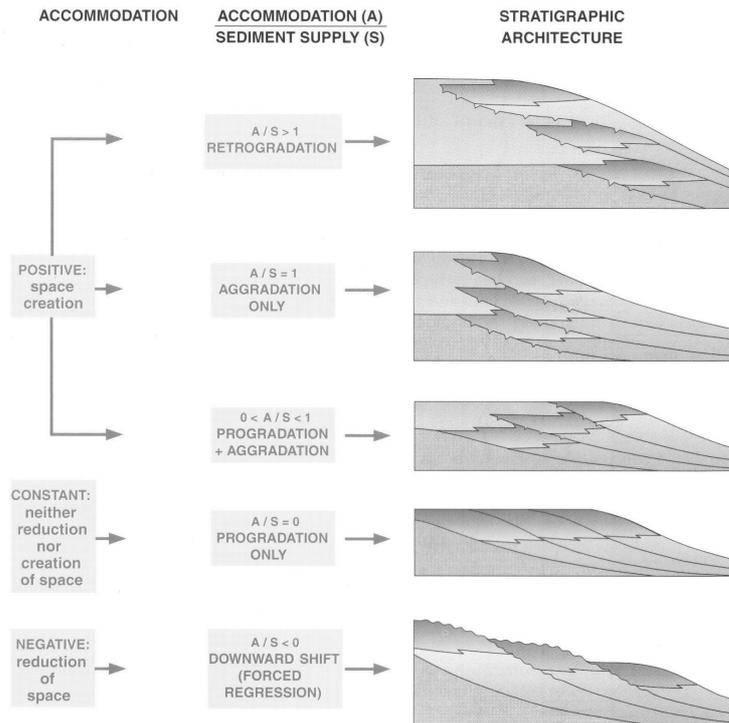


Abb. 2.3: Die stratigraphische Architektur hängt ab von den Änderungen des Verhältnisses zwischen Ablagerungsraum (*accommodation space* A), und Sedimentzulieferung (*sediment supply* S), (aus HOMEWOOD et al. 2000).

ren sind.

Veränderungen des *base level* können anhand von Faziesverschiebungen gemäß dem Waltherschen Gesetz abgelesen werden: „...daß primär sich nur solche Fazies und Faziesbezirke geologisch überlagern können, die in der Gegenwart nebeneinander zu beobachten sind“.

Bei der Interpretation der Bohrkerne des NLFB und der in Kapitel 5.3 „Optisch stimulierte Lumineszenz“ vorgestellten Kerne wurden Ablagerungen transgressiver Phasen, die zu einer Retrogradation der Küstenlinie führen, und regressiver Phasen unterschieden, die zu einer Progradation der Küstenlinie führen. Anhand der sedimentologischen Ansprache ist es möglich, eine Abfolge der in Kapitel 2.1 „Faziesraum Watt“ erläuterten Fazieskennzeichen innerhalb einer Bohrung zu erkennen. Das Blockdiagramm in Abb. 2.4 zeigt anschaulich den hier behandelten Faziesbereich von Salzwiese, Schlick-, Misch-, Sandwatt und Priel. Links oben in der Abbildung ist ein typisches Kornverfeinerungsprofil einer regressiven Phase dargestellt.

Die Sedimentkerne können nach der sedimentologischen Ansprache in Bezug auf *base level hemicycles* miteinander korreliert werden.

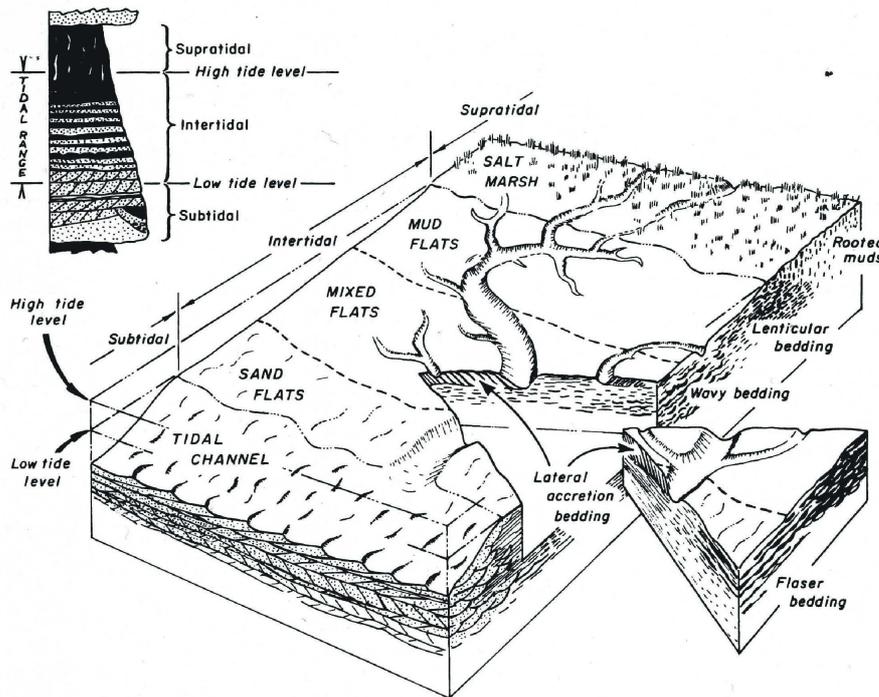


Abb. 2.4: Blockdiagramm eines typischen Wattes. Die Sedimente werden gegen die Hochwasserlinie feinkörniger und das Watt kann in Sand-, Misch-, Schlickwatt und schließlich den Salzwiesenbereich unterteilt werden. In der linken oberen Ecke der Abbildung ist ein Beispiel für eine *fining-upwards* Abfolge dargestellt wie sie bei einer Progradation der Küstenlinie entstehen würde. Die Sedimentstrukturen reflektieren gemäß der Abb. 2.1 eine Abnahme der Strömungsenergie (aus DALRYMPLE 1992).

Bedeutung der Torfe in Bezug auf base level hemicycles

Bei den Torfen muss generell zwischen Basistorfen und eingeschalteten Torfen unterschieden werden (s. Kapitel 4.2 „Sequenzstratigraphische Bedeutung der Torfe“). Die Basistorfe liegen an der Basis des jeweils ersten *base level rise* der holozänen Ablagerungen als die pleistozäne Landschaft im Zuge der postglazialen Überflutung ertrank. Die eingeschalteten Torfe liegen jeweils an den *turnaround points* (Abb. 4 und s. u. Absatz „*turnaround points*“) von *base level fall* zu *base level rise*.

Torfe können generell erst jenseits vom Salzwassereinfluß entstehen, also landwärts der Salzwiesen. Im Küstenraum handelt es sich bei der vertikalen Faziesabfolge von Watt, über brackische Ablagerungen zu Torf um eine Progradation der Küstenlinie, einen *base level fall*. Die Überflutung der Torfe und damit ein Wechsel von Torf, über brackische zu marinen Sedimenten wiederum spiegelt eine Retrogradation der Küstenlinie und damit einen *base level rise* wieder.

Eine typische Abfolge vom Liegenden zum Hangenden ist in Abb. 2.5 dargestellt. Distal bzw. seewärts der Torfe hätte man nur den Übergang zwischen brackisch-lagunären und Wattsedimenten, noch weiter distal wäre die Veränderung des *base level* nur noch an der Faziesverschiebung von Sand- zu Misch- zu Schlickwatt zu verfolgen.

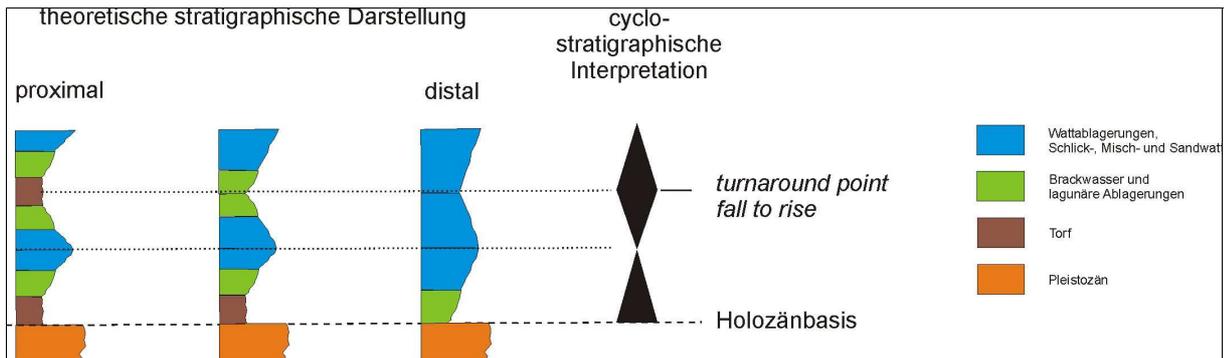


Abb. 2.5: Schematische Darstellung einer typischen Sedimentabfolge proximal mit Basistorf und eingeschaltetem Torf, distal, bzw. seewärts der Torfbildungen, an der Basis nur noch mit dem Übergang von brackisch-lagunären Ablagerungen zu marinen Wattablagerungen und höher im Profil mit einem Wechsel innerhalb der Wattfazies, symbolisiert durch einen sich verändernden Korngrößenausbiß der in blau dargestellten Wattablagerungen.

Beispiele verschiedener Faziesabfolgen und ihrer Interpretation

In der Abb. 2.6 sind beispielhaft verschiedene vertikale Faziesprofile dargestellt und im Sinne von *base level hemicycles* interpretiert.

Turnaround points

Es wird zwischen *rise-to-fall* und *fall-to-rise turnaround points* unterschieden. Sie markieren jeweils den Wechsel von einem *base level rise* zu einem *base level fall* bzw. umgekehrt (s. Abb. 2.5). *Turnaround points* bilden die Basis für eine Korrelation von Bohrungen im sequenzstratigraphischen Sinne (RAMON & CROSS 2002). *Base level cycles* entstehen synchron in einem Ablagerungsraum, das bedeutet, dass *turnaround points* Flächen markieren, die zu einer Zeit entstanden sind (s. CROSS & LESSENGER 1998) und in der Literatur als Zeitflächen definiert werden. Ein weitere Charakteristik der *turnaround points* ist, dass sie idealerweise seismischen Horizonten in seismischen Profilen entsprechen (CROSS & LESSENGER 1989), d. h., dass der Fazieswechsel, der den *turnaround point* anzeigt, in der Interpretation reflexionsseismischer Profile durch einen markanten Wechsel im Reflexionsmuster definiert ist.

In der vorliegenden Arbeit wird der Fokus besonders auf *fall-to-rise turnaround points* gerichtet, die einen Wechsel von progradierenden (meerwärts orientierten) zu retrogradierenden (landwärts orientierten) Sedimenteinheiten beschreiben.

Systemtrakte

In Abb. 2.7 ist eine idealisierte Sequenz dargestellt. Sie ist aus verschiedenen Ablagerungspaketen aufgebaut, die durch sequenzstratigraphische Flächen unterteilt werden, die wiederum auf seismischen Profilen als seismische Reflexionen erkennbar sind. Die Sedimentpakete liegen in einer charakteristischen Weise zueinander und haben spezifische Geometrien. Sie werden als Systemtrakte beschrieben. Es werden Niedrigstand- (*lowstand*), Transgressiver (*transgressive*) und Hochstand- (*highstand*) Systemtrakte unterschieden.

Die Systemtrakte spiegeln die vertikalen Bewegungen des *base level* wieder, stehen also im direkten Bezug zu den relativen Meeresspiegelbewegungen. Jeder Systemtrakt ist charakteristisch für einen bestimmten Abschnitt in der relativen Meeresspiegelkurve (Abb. 2.8).

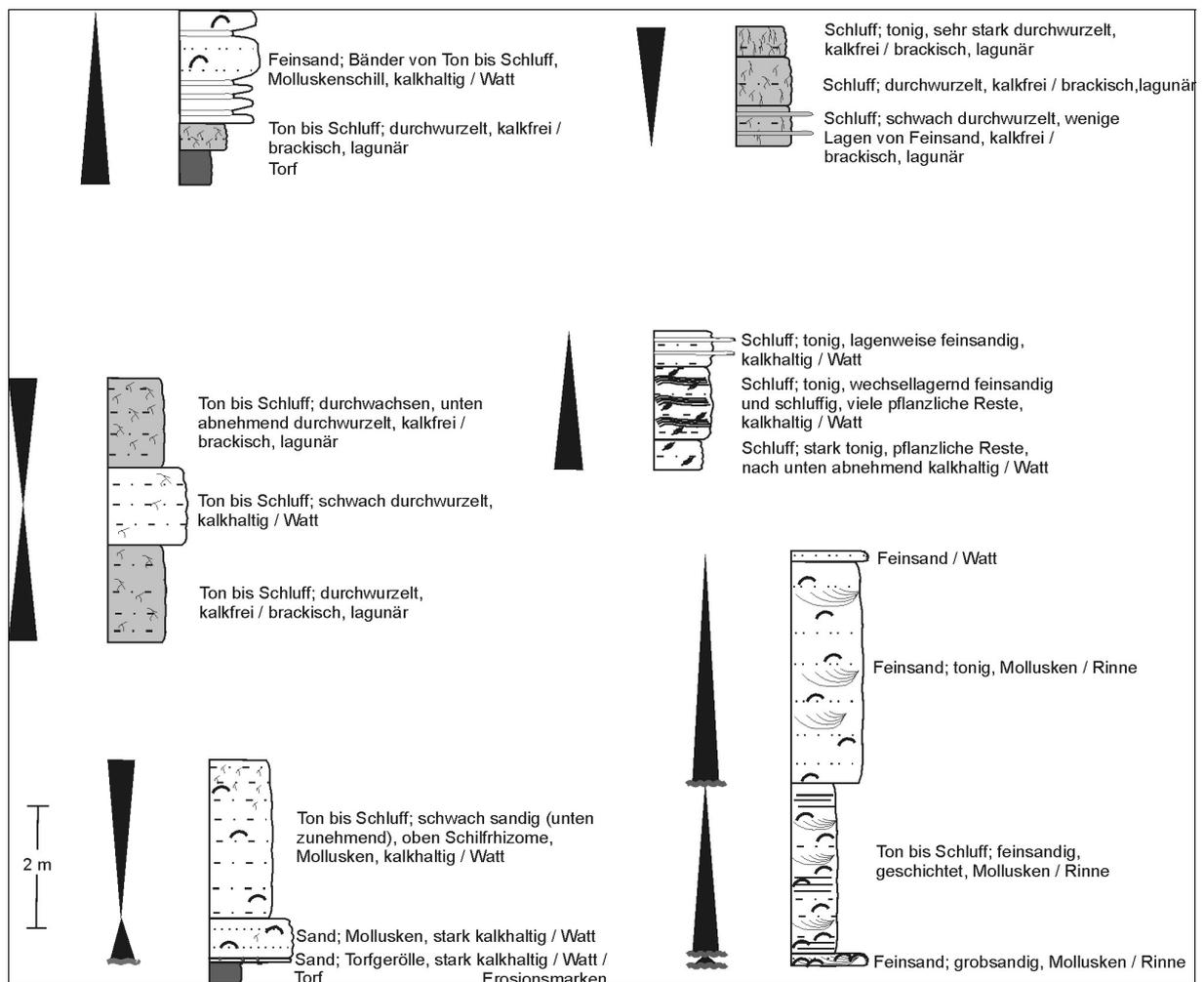


Abb. 2.6: Sedimentsequenzen von Watt- und Küsten-Sub-Environments als *base level*-Motive interpretiert (vgl. RAMON & CROSS 2002).

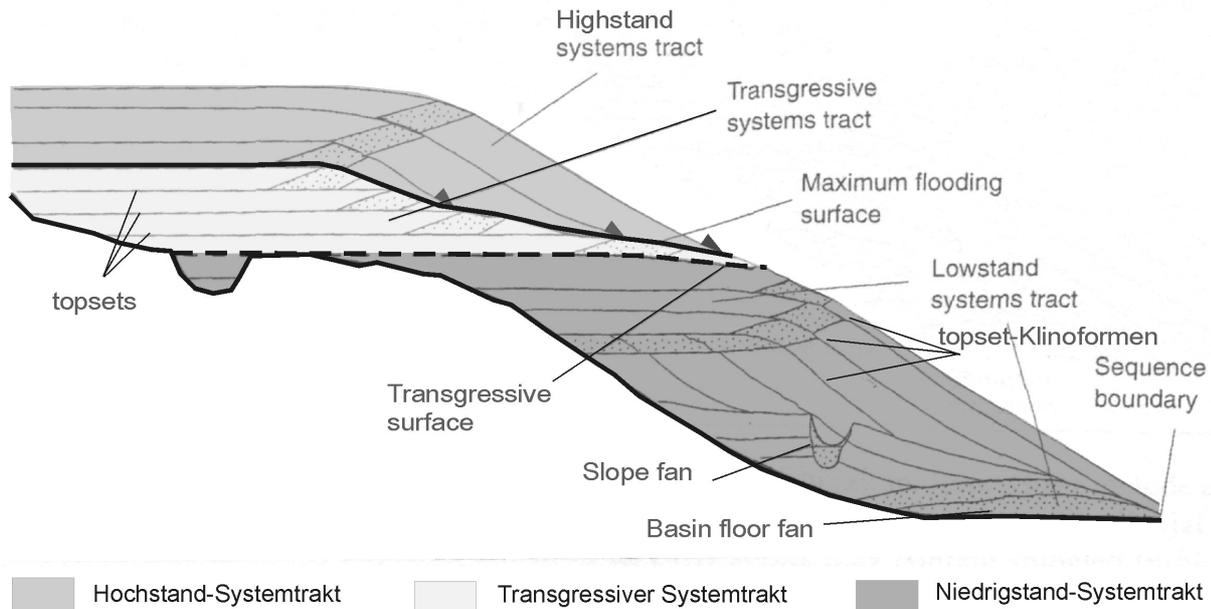


Abb. 2.7: Geometrien in einer schematisierten Sequenz. Fünf verschiedene Sedimentpakete sind aufgezeichnet, die generell in drei Systemtrakte eingeteilt werden: Niedrigstand-, Transgressiver und Hochstand-Systemtrakt. Die drei Systemtrakte sind in verschiedenen Grauschattierungen hervorgehoben. Die sequenzstratigraphischen Flächen, Sequenzgrenze, *transgressive surface* und *maximum flooding surface* sind ebenfalls dargestellt. Die *maximum flooding surface* ist durch das *downlap* der überlagernden Klinoformen gekennzeichnet. (verändert nach EMERY & MYERS 1996).

Sequenzstratigraphische Flächen

In der Sequenzstratigraphie gibt es verschiedene Flächen, die den Sedimentkörper in Systemtrakte unterteilen. Dazu zählen die Sequenzgrenzen, die *transgressive surfaces* und die *maximum flooding surfaces*. Entlang jeder dieser Flächen enden seismische Reflexionen auf charakteristische Art und Weise. Sie werden durch sogenannte *lapouts* beschrieben. Im Folgenden werden zunächst die unterschiedlichen *lapouts* erläutert. Dann wird auf die Bedeutung und die seismische Charakteristik der sequenzstratigraphischen Flächen eingegangen.

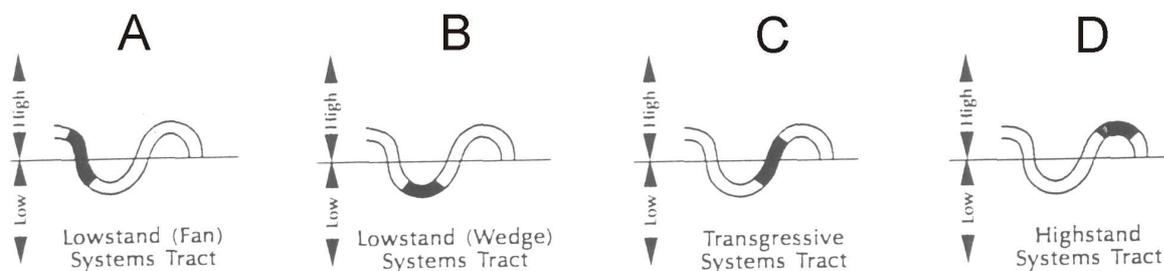


Abb. 2.8: LST, TST und HST bezüglich des jeweiligen Meeresspiegelkurvenabschnittes, aus ZAITLIN et al. (1994).

Baselaps, toplaps und erosional truncation

Lapouts wie *downlaps* und *toplaps* beschreiben die laterale Grenze seismischer Horizonte an eine Oberfläche verursacht durch die Ablagerungsverhältnisse, während *erosional truncation* auf Erosion zurückzuführen ist. *Baselap* ist das Anlagern an eine Oberfläche und wird unterschieden in *downlap*, bei dem der Einfallswinkel der auflagernden Horizonte steiler ist als das der vorhandenen Oberfläche, und *onlap*, bei dem das Einfallen der schon vorhandenen Oberfläche größer ist. *Downlap* und *onlap* können je nach Anchnittswinkel des seismischen Profils durch die Ablagerungsstrukturen nicht unbedingt unterschieden werden und werden hier daher als *baselap* zusammengefasst. *Baselap* kann gemeinhin an der Basis progradierender Klinoformen beobachtet werden und repräsentiert die Progradation von Ablagerungssystemen in Richtung des tieferen Wassers. *Toplap* ist die Beendigung einfallender seismischer Horizonte gegen einen hangenden weniger steil einfallenden Horizont und repräsentiert eine Diskordanz. *Erosional truncation* beschreibt das Auslaufen von Schichten gegen eine erosierte Oberfläche. *Erosional truncation* ist in der Regel stärker ausgeprägt als *toplap* und impliziert entweder die Entwicklung eines erosiven Reliefs oder aber einer unregelmäßigen Diskordanz (EMERY & MYERS 1996). *Erosional truncation* ist nach MITCHUM et al. (1977b) der verlässlichste Hinweis auf eine Sequenzgrenze.

Die verschiedenen *lapouts* sind in Abb. 2.9 in einer Übersicht dargestellt.

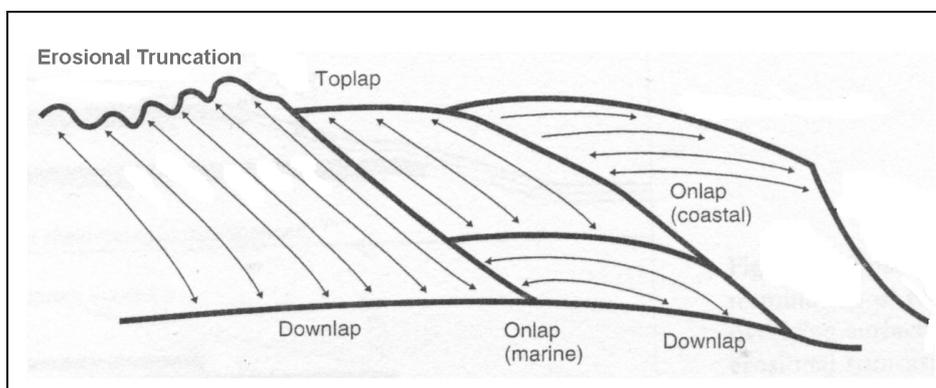


Abb. 2.9: Grenzen seismischer Horizonte und die verschiedenen *lapouts* (Abb. leicht verändert aus EMERY & MYERS 1996).

Sequenzgrenzen

Sequenzgrenzen werden in zwei Typen unterschieden. Eine Sequenzgrenze vom Typ 1 entsteht, wenn der Meeresspiegel sehr schnell sinkt. Die Küstenlinie kann sich so bis zur Schelfkante verlagern. Es findet weitreichende subaerische Erosion statt. Eingeschnittene Flußtäler entstehen auf dem Schelf und submarine Cañons tiefen sich auf dem Kontinentalhang ein. Klastisches Material wird durch die Flüsse und Cañons bis an den Fuß des Kontinentalhanges transportiert, so dass ausgedehnte Tiefstand Systemtrakte entstehen können.

Sequenzgrenzen vom Typ 1 sind oft besonders deutlich anhand der durch ein starkes Relief geprägten Erosionsfläche in der Seismik zu erkennen. Ein anderes Kennzeichen sind abwärts verlagerte *coastal onlaps* aufgrund eines fallenden Meeresspiegels (EMERY & MYERS 1996). Eine Sequenzgrenze vom Typ 2 entsteht bei langsam sinkendem Meeresspiegel, so dass es zu einer graduellen Progradation der Küstenlinie kommt. Sie ist nur geringer subaerischer Erosion ausgesetzt. Sequenzgrenzen vom Typ 2 sind sowohl in der Seismik, als auch im Aufschluß viel schwieriger zu erkennen, da sie nicht durch tiefe Erosion und größere Faziesverschiebungen charakterisiert sind (MIALL 1997).

Sequenzgrenzen zeichnen sich zumindest proximal durch eine Diskordanz aus. Distal sind sie häufig konform und nur schwer zu identifizieren. EMBRY (1995) diskutiert mehrere Lösungsansätze und kommt aus eigener Erfahrung zu dem Schluss, dass die *transgressive surface* die geeignetste stratigraphische Fläche ist, die den distalen, konformen Abschnitt einer Sequenzgrenze repräsentiert. Sie ist durch einen lithologischen Wechsel charakterisiert, sie weist nur eine geringe Zeitverschiebung auf und läuft mit der eigentlichen Sequenzgrenze

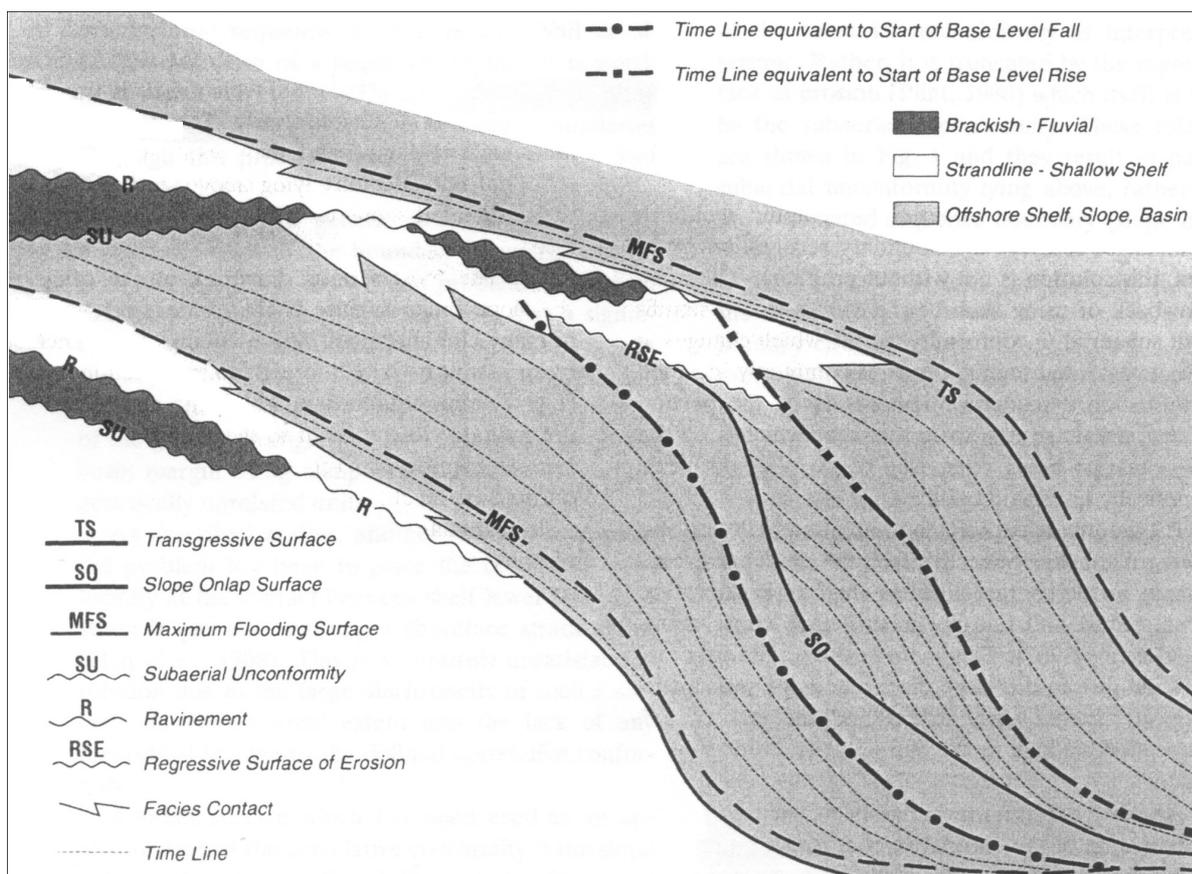


Abb. 2.10: Schematischer Profilschnitt, der das Verhältnis verschiedener sequenzstratigraphischer Flächen zueinander zeigt. Anhand dieser Abbildung soll vor allem gezeigt werden, dass die Sequenzgrenze (entspricht der *subaerial unconformity*) durch die *transgressive surface* fortgesetzt wird, (aus EMBRY 1995).

zusammen (Abb. 2.10). Eine Sequenz, welche die beschriebenen Grenzen hat, wird als T-R Sequenz („*transgressive-regressive*“ Sequenz) bezeichnet (EMBRY 1995).

Transgressive surface

Eine *transgressive surface* markiert den Beginn einer Transgression, eines Transgressiven Systemtraktes. Sie ist nicht unbedingt mit den *lapouts* seismischer Reflexionen assoziiert. In den meisten Fällen markiert sie die Grenze zwischen *topset*-Klinoformen und oberhalb der *transgressive surface* folgenden *topsets* (Abb. 2.7)

Maximum flooding surface

Die *maximum flooding surface* stellt die Grenzfläche zwischen Transgressivem Systemtrakt im Liegenden und Hochstand-Systemtrakt im Hangenden dar. Sie ist die Fläche der maximalen Transgression. In der Seismik ist sie durch *downlaps* auf *topsets* gekennzeichnet, die eventuell eine Erosionsoberfläche widerspiegeln (Abb. 2.7).

Sequenzstratigraphie und Isochronie

Nach (u. a. VAIL et al. 1977, MITCHUM et al. 1977) bilden Sequenzgrenzen und andere sequenzstratigraphische Flächen chronostratigraphische Oberflächen. Diese Chronostratigraphie ist relativ zu sehen. Im Grunde sind die sequenzstratigraphischen Flächen die Flächen innerhalb einer Sequenz, die den geringsten Zeitraum bezogen auf die gesamte T-R Sequenz (s. Absatz „Sequenzgrenzen“) umfassen.

Diskordanzen beispielsweise sind Erosionsflächen oder zeigen einen Hiatus an. Sie sind nicht synchron, haben aber insofern eine chronostratigraphische Signifikanz, als sie ältere Ablagerungen von jüngeren trennen. Auch entlang einer *transgressive surface* ist eine leichte Zeitverschiebung zu erwarten. Dort, wo eine stärkere Sedimentlieferung stattfindet, beginnt die Transgression erst später (EMBRY 1995).

Sequenz-Hierarchie

VAIL et al. (1991) definieren sechs Ordnungen für ein hierarchisches System von Sequenzen, das auf der Dauer der jeweiligen Frequenzen basiert:

1te Ordnung:	50 Ma	4te Ordnung:	0,08 - 0,5 Ma
2te Ordnung:	3 - 50 Ma	5te Ordnung:	0,03 - 0,08 Ma
3te Ordnung:	0,5 - 3 Ma	6te Ordnung:	0,01 - 0,03 Ma

Da jede stratigraphische Abfolge mehrere Sequenzgrenzen enthält, ist es nicht einfach, diese richtig zuzuordnen. EMBRY (1995) weist den Sequenzgrenzen verschiedener Ordnung daher bestimmte Charakteristika zu, welche die jeweilige Größenordnung einer Sequenzgrenze widerspiegeln, so dass sie auch qualitativ erkannt werden können.

Für die vorliegenden Untersuchungen sind Sequenzgrenzen 4ter, 5ter und 6ter Ordnung relevant. Eine Sequenzgrenze 4ter Ordnung ist im Vergleich zu den niedrigeren Ordnung weniger weit ausgedehnt. Sie besteht hauptsächlich aus einer *transgressive surface*. Der diskordante Abschnitt der Sequenzgrenze ist nur an den Flanken des jeweiligen Sedimentbeckens zu finden. Sequenzgrenzen 5ter Ordnung sind *transgressive surfaces*, die nur lokal korreliert werden können und nur geringe Veränderungen *base level* widerspiegeln. Sequenzgrenzen 6ter Ordnung werden nicht weiter beschrieben.

Sedimentologische Horizonte und ihre lokale und regionale Bedeutung

Generell zeichnen sich sequenzstratigraphische Horizonte zumindest am Beckenrand durch markante lithologische Wechsel aus. Der Faziesraum Watt ist durch viele kleinräumige Faziesveränderungen geprägt, die keine regionale sequenzstratigraphische Bedeutung haben, sondern lediglich eine lokale Erscheinung sind. Das bedeutet, dass Horizonte, die sich durch auffällige lithologische Wechsel auszeichnen, nicht unbedingt einen sequenzstratigraphischen Horizont darstellen. Lässt sich aber die regionale Ausdehnung einer potentiellen sequenzstratigraphischen Fläche dadurch absichern, dass ein seismischer Horizont – definiert durch Markanz und *lapouts* – über den Bereich, in dem er eine Diskordanz darstellt, hinaus zu verfolgen ist, kann diesem Horizont durchaus eine sequenzstratigraphische Bedeutung zugewiesen werden. Voraussetzung hierfür ist, dass dieser seismische Horizont distal mit den *turnaround points* der in der Seismik eingehängten Bohrungen zusammenfällt. Die stratigraphische Bedeutung eines Horizontes muss daher im Kontext mit anderen Faziesveränderungen gesehen werden (SÜSS et al. 2001). Dazu liefert die Seismik die wichtigsten Informationen (Kapitel 3.1 „Flachseismik im Watt“).

2.3 Sequenzstratigraphische Einordnung des Küstenholozänkörpers

Während des späten Pleistozän und Holozän (125 000 BP bis heute) ist weltweit eine Sequenz vom Typ 1 (Absatz „Sequenzgrenzen“) 4. Ordnung (Absatz „Sequenz Hierarchie“), bestehend aus Regressivem Systemtrakt (RST), Niedrigstand-Systemtrakt (LST), Transgressivem Systemtrakt (TST) und Hochstand-Systemtrakt (HST), entstanden (LOWRIE & HAMITER 1995, SOMOZA et al. 1998). Das Holozän beinhaltet den letzten Abschnitt des TST und den HST. Diese Beobachtung kann weltweit in gleicher Weise an Barrenküsten und in Deltas (u.a. GENSOUS et al. 1993, SOMOZA et al. 1998) gemacht werden.

Bei der Betrachtung holozäner Meeresspiegelkurven in tektonisch und isostatisch weitgehend stabilen Regionen, wie an der Südküste Englands (Abb. 2.11) oder am Kontinentalrand des Great Barrier Reefs in Australien (Abb. 2.12), kann ein entsprechender Verlauf beobach-

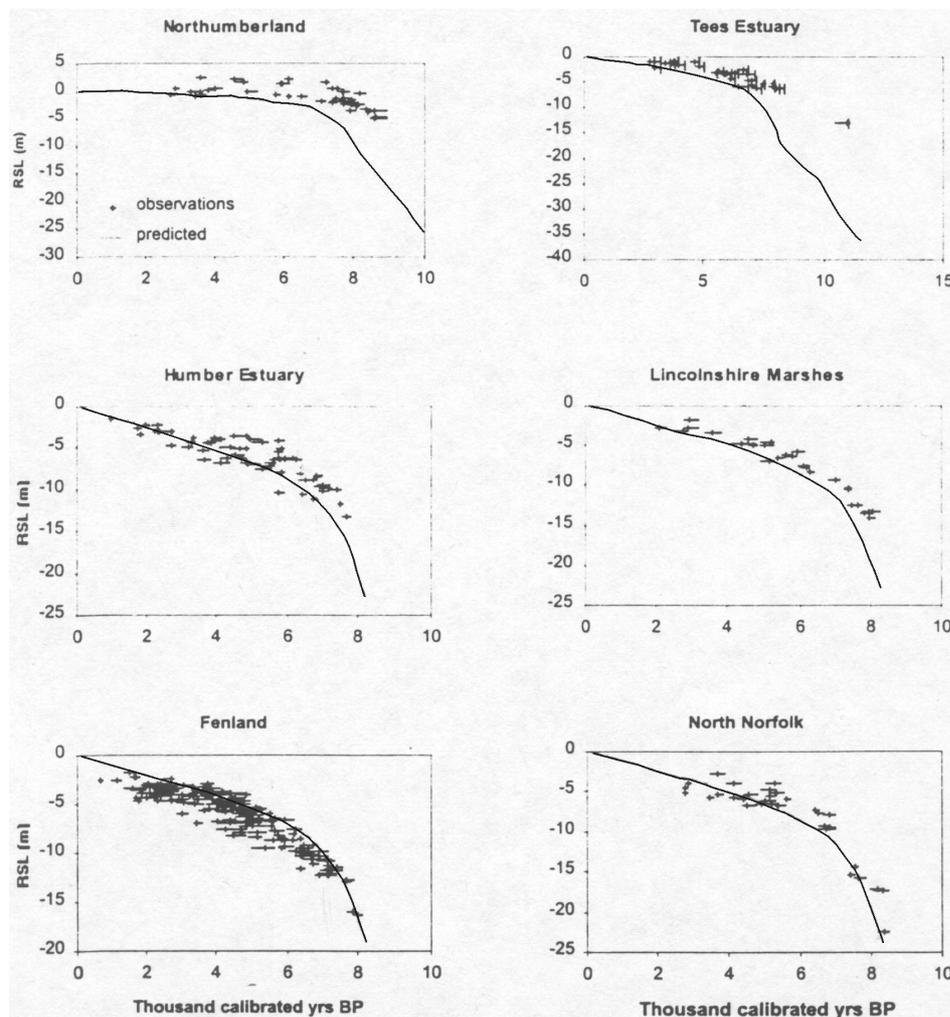


Abb. 2.11: Beobachtungen zum relativen Meeresspiegelanstieg (s. *index points* = *observations*) und daraus abgeleitete Meeresspiegelkurven (*predicted*) (aus SHENNAN et al. 2000).

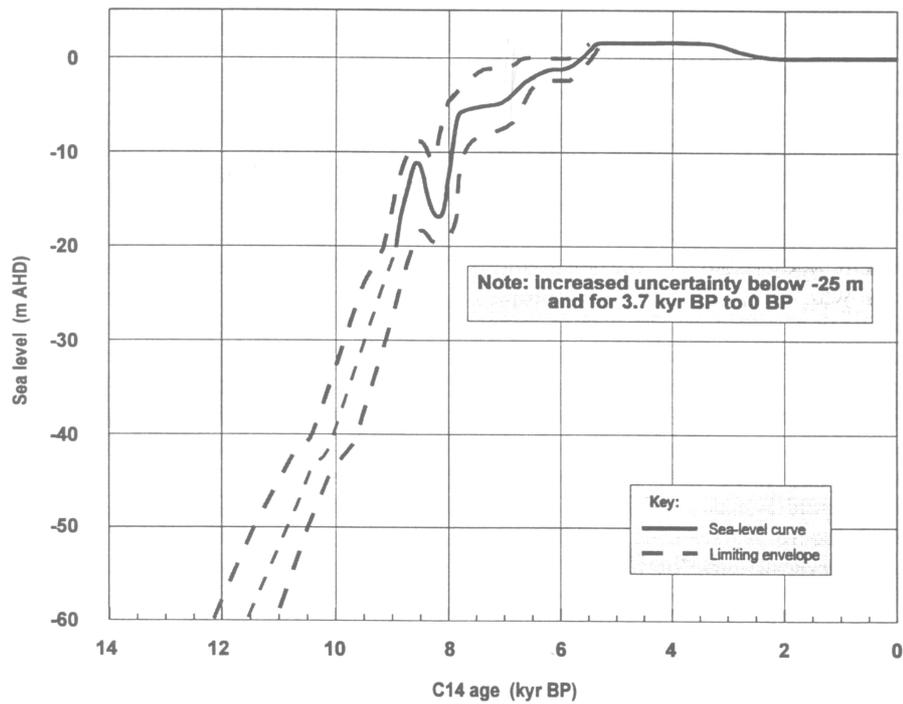


Abb. 12: Kurve für den relativen Meeresspiegelanstieg im Schelf des zentralen Great Barrier Reef / Australien, (LARCOMBE et al. 1995).

tet werden. Alle Kurven zeigen etwa zwischen 6000 und 7000 kal. BP (entspricht 4000 bis 5000 kal BC) einen Knick, bei dem sich der bis dahin steile Anstieg des TST zu einem deutlich verlangsamten Meeresspiegelanstieg des HST abflacht.

3 SEISMIK

3.1 Flachseismik im Watt

Einleitung - Warum Seismik?

Um den Küstenholozänkörper interpretieren und Bohrungen korrelieren zu können, dienen auch in der „Wattenmeergeologie“ Marker bzw. Leithorizonte zur Orientierung. Solche in Bohrkernen enthaltenen Leithorizonte sind durch die Auswahl von seismischen Profilen, welche die einzelnen Bohrpunkte miteinander verbinden, zunächst zweidimensional, bei entsprechender räumlicher Vernetzung auch dreidimensional, auszuhalten.

Die Korrelation von Bohrungen im Watt ist aufgrund der extrem kleinräumig wechselnden Fazies (Abb. 3.1) und der zahlreichen Erosions- und Akkumulationsvorgänge kaum möglich. Wenn auch im Gesamtbild die Zonierung in Schlick-, Misch- und Sandwatt (SINDOWSKI 1973) dominiert, wird diese übergeordnete Fazieseinteilung lokal durch das Auftreten von z. B. Mobilsandzonen und Schlickbänken immer wieder durchbrochen (siehe dazu BUNGENSTOCK 2000). LINKE (1969) äußert sich folgendermaßen dazu: „[...] Auf der Basis der zur Verfügung stehenden Unterlagen – einfache Ventilbohrungen [...] – ist es bei dieser Se-

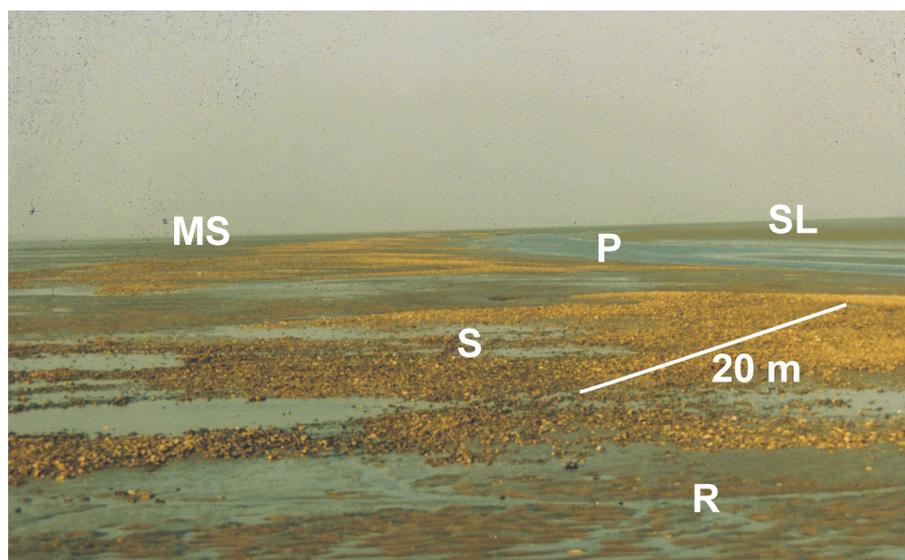


Abb. 3.1: Ausschnitt einer Wattoberfläche, die durch kleinräumige Fazieswechsel geprägt ist: im Vordergrund ist ein Rippelfeld (R) zu sehen, dahinter Schillflächen (S) von unterschiedlichen Muschelarten, im rechten hinteren Bildausschnitt ist ein Priel (P) zu erkennen, jenseits des Priels und links im Hintergrund sind Mobilsandzonen (MS) und Schlickfelder (SL) zu finden.

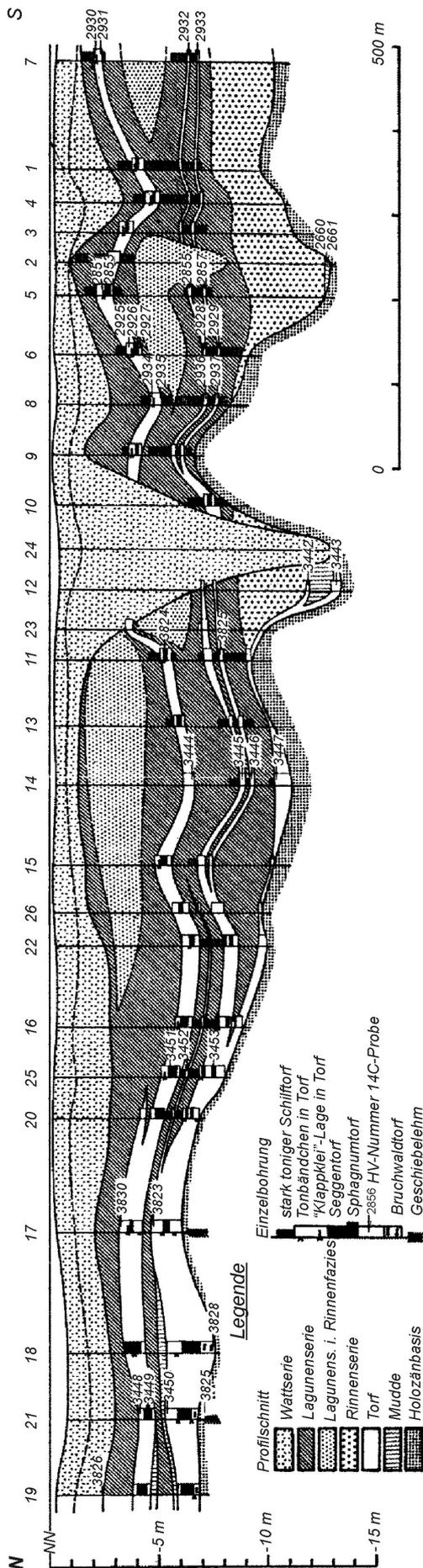


Abb. 3.2: Lithologischer Aufbau des Küstenholozän am Beispiel des Profils von Woltzeten, Ostfriesland, Überhöhung 25fach (aus STREIF 1971). Die Höhenvariation der oberen Torflage, verursacht durch die unterschiedliche Kompaktion der liegenden Schichten, ist besonders auffällig im südlichen Teil des Profils zu sehen.

dimentausbildung unmöglich, zu entscheiden, ob Sande in zwei z. B. über 1 km entfernten Bohrungen einander entsprechen oder durch eine Erosionsgrenze getrennt werden müssen. Wird eine derartige genetische Bearbeitung doch gewagt, dann muss klar gesehen werden, dass es sich dabei um eine Überinterpretation der geologischen Unterlagen handelt.“

Um dieses Problem der Korrelation von Bohrungen lösen zu können, eignen sich als Leithorizonte im Arbeitsgebiet vor allem die Torfhorizonte, die in die klastischen Sedimente des Küstenholozänkörpers eingeschaltet sind und Meeresspiegelschwankungen bzw. -stagnationen anzeigen. In Abbildung 3.2 ist das Profil Woltzeten zu sehen (STREIF 1971), das einen repräsentativen lithologischen Aufbau des Küstenholozän in Ostfriesland zeigt. Die Torfhorizonte sind durch die hohe Bohrdichte (im südlichen Bereich des Profils 9 Bohrungen auf 500 m) und die zahlreichen Datierungen gut über die Strecke zu korrelieren. Auffällig sind die starken Variationen der Höhenlage der einzelnen Torfhorizonte in Abhängigkeit von der Mächtigkeit und der Zusammensetzung der Liegenden Sedimentschichten. Dort, wo die holozäne Sedimentsäule unter dem Torf besonders mächtig ist, sind auch die Auswirkungen der Setzung der Sedimente am stärksten. In anderen Bereichen, wo unterhalb des Torfes Sandlinsen liegen – Ablagerungen ehemali-

ger Rinnen —, ist die Setzung entsprechend geringer (STREIF 1971).

Im Profil Woltzetten, vor allem im südlichen Teil (Abb. 3.2), variiert die Höhenlage der oberen Torflage über einer Entfernung von nur etwa 130 m um 3 m. Das hat für die Auswertung der Daten im Rückseitenwatt von Langeoog folgende Bedeutung: Bei einer Profilkonstruktion mit Hilfe der Bohrungen kann man die angesprochenen Torfe nicht ohne Bedenken korrelieren, zumal die Bohrungsdichte dort mit durchschnittlich etwa 800 m Entfernung voneinander wesentlich geringer ist. Die Torfe können weder eindeutig als ein Horizont angesprochen werden, wenn sie auf der gleichen Höhe liegen, noch können sie als zwei verschiedene Torfe gedeutet werden, wenn sie um mehrere Meter in der Höhenlage variieren. Um eine vertretbare Korrelation zu gewährleisten, ist also eine hohe Dichte von Datierungen nötig oder aber man versucht, wie in der vorliegenden Arbeit geschehen, mit Hilfe der Reflexionsseismik einzelne markante Horizonte über eine längere Strecke zu verfolgen. Das heißt, dass die durch die Bohrungen gelieferten punktuellen Informationen durch die Verfolgung der seismischen Marker in den Profilschnitten über die Strecke ergänzt werden.

Arbeitsgebiet

Arbeitsgebiet war das Rückseitenwatt von Langeoog soweit die Wasserbedeckung eine Befahrung zuließ. Dort liegen Daten von etwa 450 Bohrungen vor, die in den 60er Jahren abgeteuft wurden und teilweise die Holozänbasis durchteufen. Sie sind hauptsächlich auf den Platten, teilweise auch in Rinnennähe angesetzt worden. Wegen Verlagerungen der Rinnen im Laufe der Zeit liegen einige der Bohrungen heute mitten in den Rinnen (Abb. 3.3).

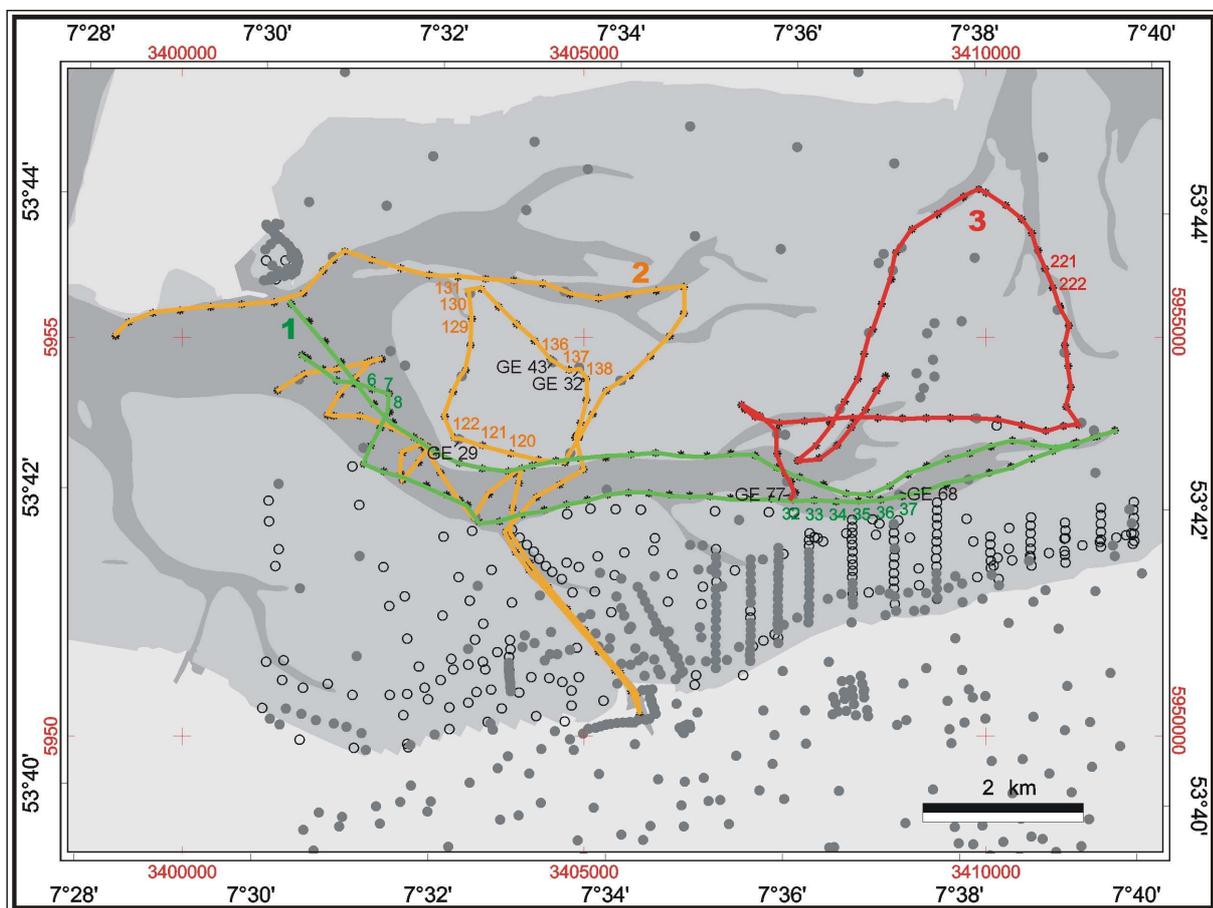
Methode und Meßgeräte

Durchführung der Seismik

In Zusammenarbeit mit Herrn Dr. A. Bartholomä, Abteilung für Marine Sedimentologie des Forschungsinstitutes Senckenberg am Meer in Wilhelmshaven, wurde vom 15. bis 17. Januar 2002 im Rückseitenwatt der Insel Langeoog auf insgesamt rund 68 km hochfrequente marine

Reflexionsseismik aufgenommen. Es handelt sich dabei um Flachseismik mit einer Zweiwegelaufzeit („two way travel time“) von 55 ms.

Die Wetterbedingungen waren am 15. und 16. Januar, als Track 1 und 2 (Abb. 3.3) gefahren wurden, der Jahreszeit entsprechend gut, während es am 17. Januar auffrischte und Track 3 bei mittlerem Wellengang gefahren werden musste. Die Tracks wurden jeweils während einer Hochwasserphase gefahren. Dabei wurden die vorhandenen Bohrpunkte, die mit dem Boot aufgrund der Wasserbedeckung zu erreichen waren, so präzise wie möglich angefahren, um bei der Interpretation der seismischen Profile die Bohrungen einhängen zu können. Die Streckenführung war insgesamt abhängig von der Lage der angesteuerten Bohrungen in Bezug auf den Verlauf der schiffbaren Rinnenverläufe und die Höhe und Dauer der Wasserbedeckung auf den zu überquerenden Platen (Abb. 3.3).



Seismik: — Track 1, 2 und 3 **Bohrungen:** ● bis zur HB GE 29 Bohrungsbezeichnung
● 32 Eventmarke ○ nicht bis zur HB

Abb. 3.3: In dieser Übersichtskarte sind die seismischen Strecken in Grün (Track 1), Orange (Track 2) und Rot (Track 3) eingezeichnet. Die Bohrungen, welche die Holozänbasis (HB) durchteufen, sind als dunkelgraue Punkte dargestellt und die Bohrungen, welche die Holozänbasis nicht erreichen, sind schwarz umrandet. Die Eventmarken von später im Text erläuterten Streckenabschnitten sind an den Tracks abgetragen (farbige Zahlen), vgl. Abb. 4.7. Die Bohrungen, die in die entsprechenden seismischen Profile eingehängt wurden, sind in schwarzer Schrift benannt.

Geräte

Die seismischen Messungen erfolgten mit dem GeoPulse Boomer System (360 Joules *Maximum Input Energy*). Das System besteht aus einem Boomer als Schallquelle (Frequenz Spektrum f von 400 Hz bis 14 kHz), einem Akustischer Empfänger, der Stromversorgung, einem analogen Aufzeichnungsgerät und einem Streamer, in dem 20 Hydrophone in einem Abstand von 50 cm liegen. Als Fahrzeug diente die SAM II, das Beiboot des Forschungskutters „Senckenberg“, ein 6,50 m langes Kajütmotorboot (Verdrängertyp) mit zwei Außenbordmotoren von jeweils 50 PS (Abb. 3.4). Der Boomer wurde zwischen den Schwimmern



Abb. 3.4: SAM II, das Beiboot des FK Senckenberg. Im Vordergrund der Boomer, der zwischen zwei Schwimmern installiert ist.



Abb. 3.5: Boomer und Streamer im Schlepp



Abb. 3.6: Analoges Aufzeichnungsgerät und DGPS in der Kajüte der SAM II.

eines Katamarans (Abb. 3.4, vorne im Bild) befestigt, der wie auch der Streamer an der Wasseroberfläche etwa 5 m hinter dem Boot hergezogen wird (Abb. 3.5). Boomer und Streamer wurden mittels einer am Heck des Bootes befestigten Querstange auf 4 m Abstand gehalten. An das Aufzeichnungsgerät wurde ein Differenziales Global Positioning System (DGPS) gekoppelt (Abb. 3.6), so dass die Streckenführung im Detail rekonstruiert werden konnte (siehe Abb. 3.3).

Der Tiefgang der SAM II mit den Geräten an Bord beträgt etwa 0,8 m. Die Messungen wurden bei einer Fahrtgeschwindigkeit zwischen 3 und 6 Knoten gemacht.

Zu Grunde gelegte Messdaten

Die Kompressionswellengeschwindigkeit (V_p) für Salzwasser liegt bei 1500 m/s. Die Anga-

ben für die Kompressionswellengeschwindigkeit (V_p) für Weichsedimente differieren in der Literatur. Nach HOLLER (1994) liegt sie ebenfalls bei 1500 m/s, nach CARMICHAEL (1982) für Flachwassersedimente der entsprechenden Korngrößen zwischen 1480 m/s und 1770 m/s (medium silt: 1480 m/s, coarse silt: 1510-1530 m/s; very fine sand: 1550 m/s; fine sand: 1550-1700 m/s; medium sand: 1680-1770 m/s), nach ZEILER (2000) bei 1600 m/s und nach TIETZE (1983) ebenfalls bei 1600 m/s. Beide haben ihre seismischen Daten in der Nordsee erhoben. Für die Auswertungen in dieser Arbeit wurde daher ebenfalls $V_p = 1600$ m/s angenommen. Daraus ergibt sich bei einer Zweiwegelaufzeit („*two way travel-time*“, TWT) von 55 ms abhängig von den Sedimenten eine maximale Eindringtiefe von etwa 44 m. Damit entspricht der Abstand der horizontalen Linien auf den seismischen Profilen 4,4 m bzw. 5,5 ms TWT (z. B. Abb. 3.7).

Die Auflösung bei einer Frequenz (f) von 1 bis 15 kHz erreicht rein rechnerisch etwa 8 cm. Dieser Wert ist aber auch unter Annahme günstigster Bedingungen rein theoretisch. Die tatsächliche Auflösung sollte auf etwa 20-30 cm geschätzt werden. Es ist außerdem zu berücksichtigen, dass die Datenqualität stark von den Wetterbedingungen, d. h. vom Wellengang abhängig ist. Diese waren während der Datenaufnahme wechselhaft und vor allem zum Zeitpunkt, als Track 3 (Abb. 3.3) gefahren wurde, nicht sehr gut, was sich deutlich in der Qualität der Aufzeichnungen abbildet. Hinzu kommt, dass Track 3 über die Wattwasserscheide läuft und dort die Wasserbedeckung nur sehr gering war, was ebenfalls einen Einfluss auf die Datenqualität hat.

Da die Holozänbasis im befahrenen Bereich bei maximal 25 m unter Sedimentoberfläche zu erwarten ist, ist mit der Eindringtiefe von maximal 44 m das gesamte Holozän abgedeckt. Durch die hohe Auflösung ist außerdem die Voraussetzung gegeben, selbst solche faziellen Wechsel innerhalb eines vertikalen Profils zu erkennen und zu verfolgen, die durch geringe Mächtigkeiten gekennzeichnet sind.

Das jeweilige NN im Verhältnis zum Wasserstand wurde nach den Pegeldata für das Rückseitenwatt von Langeoog für die Zeiten während der seismischen Messungen errechnet und auf den seismischen Profilen abgetragen. Die Bohrungen, die alle auf NN eingemessen sind, konnten so bei NN eingehängt werden, nachdem sie in dem Maßstab entsprechend der oben ausgeführten Annahme zur Laufzeit ausgedruckt worden waren.

Bei den senkrechten Balken, die auf den seismischen Profilen zu sehen sind (z. B. Abb. 3.7), handelt es sich um Zeit-Markierungen, an denen die Position eingemessen wurde. Sie werden im Folgenden als *Eventmarken* bezeichnet.

Ergebnisse

Kompressionswellengeschwindigkeit der Wattsedimente

Die Kompressionswellengeschwindigkeit (V_p) im Salzwasser beträgt 1500 m/s. Für die holozänen Sedimente der Archivbohrungen wurde sie mit 1600 m/s angenommen (s. vorheriger Abschnitt). Die Archivbohrungen wurden für die Einhängung in die seismischen Profile in einem entsprechenden Maßstab dargestellt. Eine direkte Angleichung der Teufen an die evtl. unterschiedlichen Laufzeiten innerhalb der holozänen Ablagerungen war nicht möglich, da keine Bohrlochgeophysik gemacht wurde. Da aber die Teufen der eingehängten Bohrungen durchschnittlich etwa 7 m betragen, ist der sich aus der fehlenden Umrechnung ergebende Fehler vernachlässigbar. Die Einhängung der Bohrungen in die seismischen Profile zeigte, dass bestimmte sedimentologische Horizonte, vor allem Torfhorizonte (siehe unten, Absatz „*Torfhorizonte*“) immer wieder mit distinktiven Reflektoren korrelierten. Der für die Kompressionswellengeschwindigkeit angenommene Wert von V_p 1600 m/s konnte so bestätigt werden.

Holozänbasis

Die Holozänbasis bildet nur in seltenen Fällen einen markanten oder charakteristischen Reflexionshorizont. Der Reflektor ist sogar oft so schwach, dass er gar nicht oder nur schwer zu verfolgen ist. Generell ist es meist nur durch die eingehängten Bohrungen möglich, einen seismischen Horizont als Holozänbasis zu identifizieren und über mehrere 100 m zu verfolgen (z. B. Abb. 3.7). Zur der Kartierung der Holozänbasis siehe Kapitel 3.2: „Modellierung der Holozänbasisfläche aufgrund der seismischen Daten“.

Torfhorizonte

Die eingeschalteten Torfe bilden im Gegensatz zu den basalen Torfen des Küstenholozänkörpers einen markanten seismischen Horizont und sind teilweise deutlich auch ohne weitere eingehängte Bohrungen über mehrer 100 m auf den seismischen Profilen zu verfolgen (z. B. Abb. 3.7 und 3.8). Somit konnte zum Einen die Korrelation von Torfhorizonten zwischen einzelnen Bohrungen und zum Anderen die zweidimensionale Ausbreitung der eingeschalteten Torf unabhängig von vorhandenem Bohrungsmaterial mit Hilfe der Aufzeichnungen der

Seismik abgesichert werden. Die seismischen Horizonte, die durch den Abgleich mit Bohrungen Torfschichten zugeordnet werden können, werde im Folgenden als „seismische Torfhorizonte“ bezeichnet. Auf weitere Aspekte der Korrelation zwischen Seismik und Bohrungen wird im Kapitel 4 „Sequenzstratigraphie“ eingegangen.

Sedimentstrukturen

In den seismischen Profilen sind Sedimentstrukturen, vor allem Schrägschichtungskörper, erkennbar. Diese Schrägschichtungskörper werden an einigen Stellen diskordant von einem „seismischen Torfhorizont“ überlagert. In anderen Fällen schneiden sie den „seismischen Torfhorizont“ in der Form, dass deutlich wird, dass der Torf aufgrund späterer Erosion nicht mehr vorhanden ist und nicht, weil er primär nicht ausgebildet wurde (Abb. 3.7). Bei den erosiven Strukturen handelt es sich überwiegend um Rinnen, die sich in den vorhan-

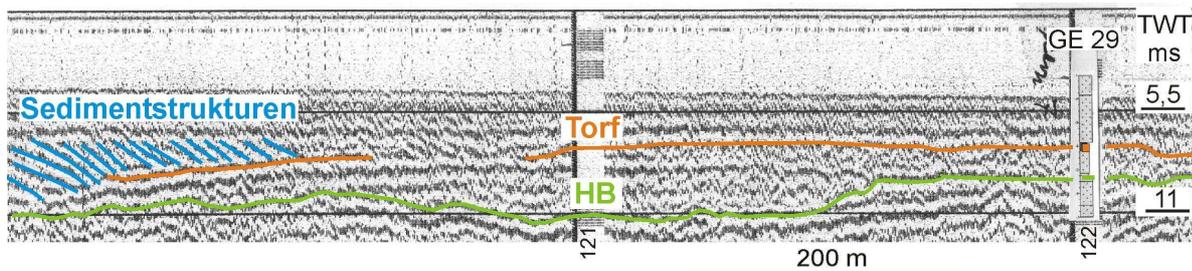


Abb. 3.7: Seismisches Profil von *Eventmarke* 120-122 (Abb. 3.3), in das die Bohrung GE 29 eingehängt wurde. Der eingeschaltete Torf ist orange, die Holozänbasis (HB) grün und die schrägschichteten Sedimentstrukturen blau markiert.

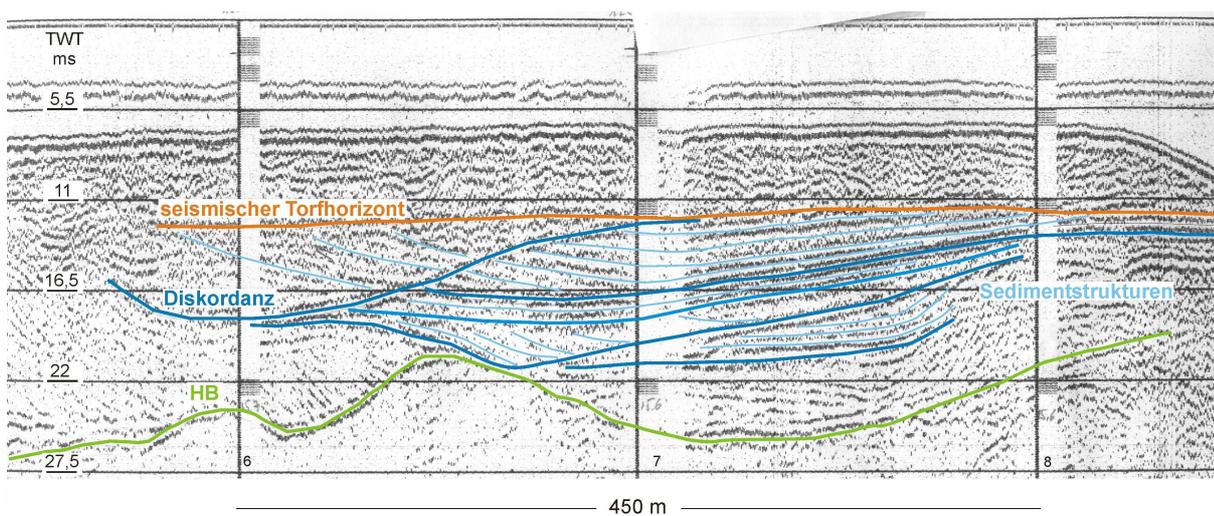


Abb. 3.8: Seismisches Profil von *Eventmarke* 6 bis 8 (Abb. 3.3). Die Holozänbasis ist in Grün, ein „seismischer Torfhorizont“ bzw. der „Haupthorizont“ (siehe dazu Kapitel 4.2 „Sequenzstratigraphische Flächen“) ist in Orange gekennzeichnet. Die Diskordanz bzw. die jeweilige Basis der sich überlagernden Rinnen ist in Dunkelblau gekennzeichnet, die internen Sedimentstrukturen sind in Hellblau gehalten.

denen Sedimentkörper eingeschnitten haben. Ihre Füllung ist aufgrund von Verlagerung durch schräggeschichtete Sedimente charakterisiert.

In einigen Profilabschnitten sind darüber hinaus verschiedene Rinnengenerationen erkennbar, die sich überlagern (Abb. 3.8). Solche sich überlagernden Schrägschichtungskörper sind vor allem in Bereichen zu beobachten, in denen auch heute noch ein höheres Energieniveau herrscht wie in unmittelbarer Nähe größerer Wattpriele.

Baselaps, toplaps und erosional truncation

Bei der Analyse der seismischen Horizonte und deren Strukturen hat sich gezeigt, dass der „seismische Torfhorizont“ an vielen Stellen eine Diskordanz darstellt. Im Hangenden ist der „seismische Torfhorizont“ häufig durch *onlap*-Strukturen (rote Pfeile in Abb. 3.9), im Liegenden durch *toplaps* (grüne Pfeile in Abb. 3.9) charakterisiert.

Anhand der vorgestellten Charakteristika, Markanz des seismischen Horizontes, Verfolgbarkeit im gesamten seismischen Profil und *downlap*-, *onlap*- und *toplap*-Strukturen sowie *erosional truncation*, konnte herausgearbeitet werden, welche der Torfe entweder allein durch ihre großflächige Ausbreitung oder durch die in der Seismik klar zu erkennenden Merkmale, die auch distal der Torfe zu verfolgen sind, sequenzstratigraphische Bedeutung haben und somit für die Meeresspiegelanstiegskurve und das sequenzstratigraphische Modell des Küstenholozänkörpers herangezogen werden können.

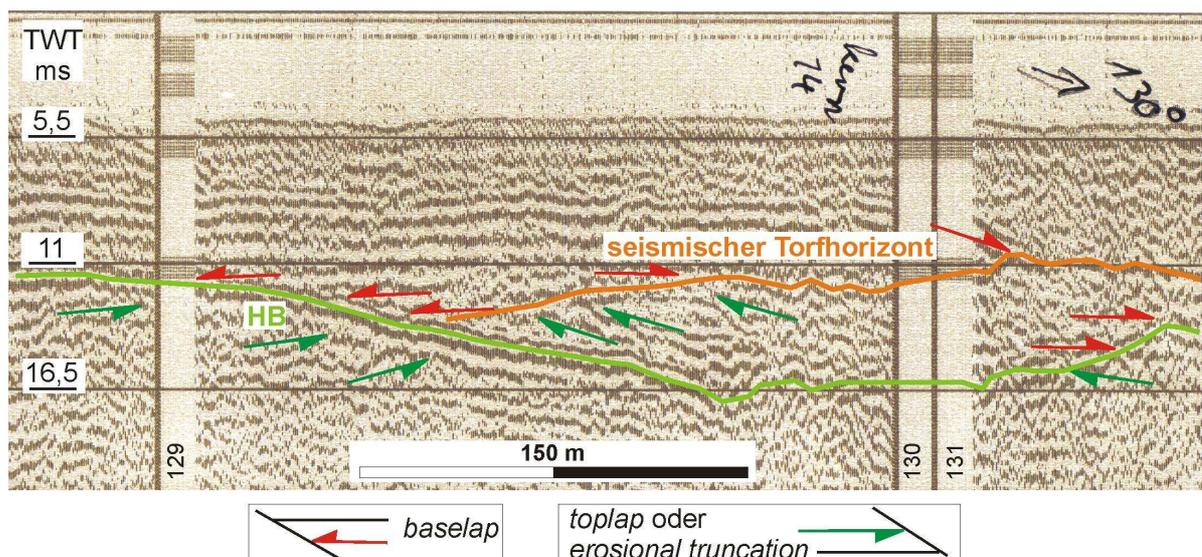


Abb. 3.9: Seismisches Profil von *Eventmarke* 129-131 (Abb. 3.3). Zu sehen sind zwei markante seismische Horizonte, die jeweils durch eine Diskordanz, auf die *baselaps* (*onlaps* und *downlaps*) folgen, charakterisiert sind. Bei der unteren Diskordanz handelt es sich um die Holozänbasis. Der obere, orange markierte seismische Horizont entspricht dem „seismischen Torfhorizont“ in Abb. 3.7 und 3.8.

Anhand dieser Betrachtung wurde vor allem ein Horizont identifiziert, der dem Zeitraum um 3300 cal. BC zugeordnet werden konnte (siehe Kapitel 4.2 Absatz „Zeitliche Zuordnung“).

Diskussion

Torfe und Erosion

Wie bereits zu Anfang beschrieben, sind einige der Bereiche, die in den 60er Jahren in Rinnennähe lagen, heute inmitten einer Rinne positioniert. Das bedeutet einerseits, dass Bohrpunkte in solchen Bereichen nun einfach anzufahren sind, andererseits aber auch, dass ein großer Teil der Bohrbefunde im Hangenden Bohrprofil von damals inzwischen erodiert ist. Die Rinnenverlagerung hat ebenfalls dazu geführt, dass ehemals eingeschaltete Torfe freigelegt und als stark verfestigte Flächen im heutigen Watt zum Vorschein kommen (mdl. Mitteilung von Axel Heinze, Heimatmuseum Esens, und Jobst Barckhausen, ehemals NLFb) oder aber vollständig erodiert werden. Am Beispiel des Profils *Eventmarke 32-37* (Abb. 3.10) ist deutlich zu sehen, wie stark erodiert wurde, so dass die gesamte Sedimentsäule einer Bohrung aus den 60er Jahren inklusive basalem Torf nicht mehr vorhanden ist.

Die Beobachtung, dass durch die heutigen Rinnen Torf erodiert und freigelegt wird, spiegelt sich auch in den Ergebnissen der Arbeit von KRÖGEL (1994) wider. Dort wurde im Rahmen von ökologischen Untersuchungen u. a. der Gehalt an organischem Kohlenstoff im Rückseitenwatt von Langeoog gemessen. Die Werte sind in unmittelbarer Inselnähe, also im Bereich der Salzwiesen, sehr hoch und steigen auch zum Festland hin an, während in den zentralen

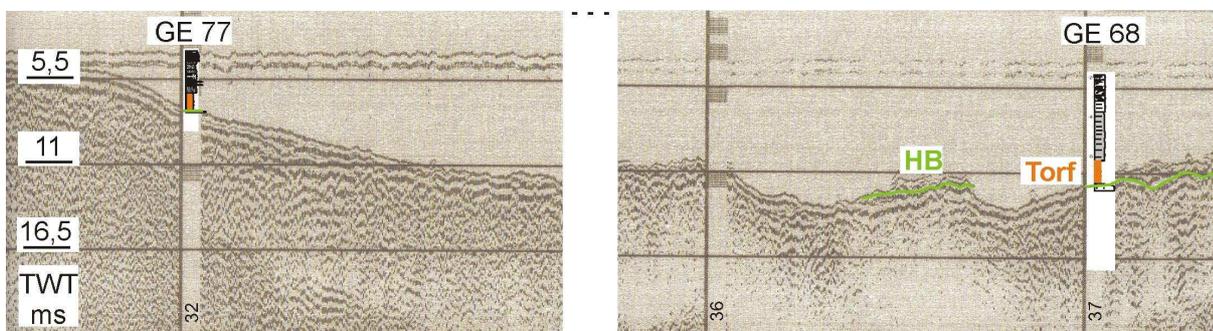


Abb. 3.10: Im linken Teil des seismischen Profils ist *Eventmarke 32* zu sehen, im rechten *Eventmarke 36* und *37* (Abb. 3.3). Die Bohrungen *GE 77* und *GE 68* sind in das seismische Profil eingehängt. Die Torfhorizonte sind orange markiert, die Holozänbasis ist in den Bohrungen als grüne Linie angedeutet. Es ist deutlich zu sehen, dass der Torf von *GE 77* und der obere Torfhorizont von *GE 68* nach den seismischen Daten aufgrund der heutigen Rinnenlage nicht nur freigelegt ist, sondern auch fast vollständig erodiert wurde.

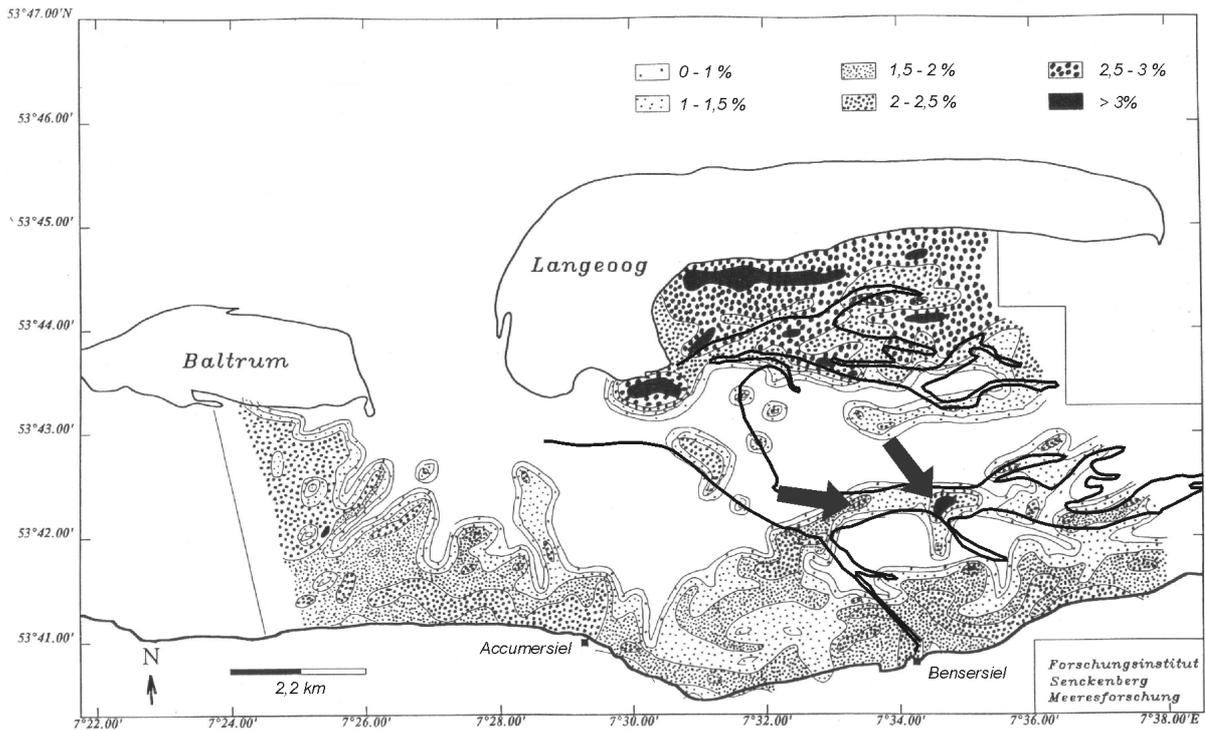


Abb. 3.11: Verteilungsmuster des Gehaltes an organischem Kohlenstoff im Rückseitenwatt von Langeoog (ergänzt aus KRÖGEL 1994). Das Prielsystem des Rückseitenwattes wurde über die Abbildung von KRÖGEL (1994) gelegt. Die Pfeile kennzeichnen im südlichen Hauptpriel relativ hohe Werte an organischem Kohlenstoff. Sie sind vermutlich darauf zurückzuführen, dass Torf durch die Erosionskraft der Rinne erodiert und aufgearbeitet wurde.

Wattbereichen gar kein oder nur sehr geringe Gehalte an organischem Kohlenstoff gemessen wurden (Abb. 3.11). Auffällig ist aber ein langgezogenes Gebiet mit höheren Werten, das im unteren Drittel des Wattes etwa parallel zur Küstenlinie liegt. Teilweise sind dort Werte von über 5% gemessen worden. Das beschriebene Gebiet liegt genau im Verlauf des heutigen südlichen Hauptprieles. Daraus lässt sich ableiten, dass die hohen Werte des organischen Kohlenstoffes im Rückseitenwatt von Langeoog neben den Verlandungszonen dort gemessen wurden, wo durch Verlagerung des südlichen Prieles eine Torflage erodiert und aufgearbeitet wurde, so wie es auch in der Seismik beobachtet werden konnte (s. Abb. 3.10 und 3.11).

Die Holozänbasis als seismischer Horizont

Die Holozänbasis stellt die Grenzfläche zwischen eiszeitlichen, meist fluviatilen Ablagerungen des Pleistozän und dem holozänen Küstensedimentkörper dar. Daher ist grundsätzlich zu erwarten, dass sie sich als markanter seismischer Horizont abbildet. Bei den seismischen Untersuchungen von HOFFMANN (1974) im schleswig-holsteinischen Watt nördlich von Föhr bildet sich die Holozänbasis fast kontinuierlich über die gesamte Messstrecke hinweg als

markanter Reflexionshorizont ab. ZEILER et al. (2000) hingegen konnten beobachten, dass die Holozänbasis im Gegensatz zu älteren Seismogrammen aus der offenen Nordsee im Küstenvorfeld nicht immer als markanter seismischer Horizont zu verfolgen ist. Aufgrund ihrer Beobachtungen treffen ZEILER et al. die Aussage, dass die seismostratigraphische Basis der holozänen Ablagerungen im küstennahen Seegebiet nicht der lithostratigraphischen Holozänbasis entspricht. Auch im hier untersuchten Gebiet zeichnet sich die Holozänbasis nicht als markanter seismischer Horizont ab. Durch die hohe Bohrdichte im Arbeitsgebiet ist es aber dennoch möglich, den nur teilweise erkennbaren seismischen Horizont der Holozänbasis, der sich als solcher durch das Einhängen der Bohrungen identifizieren ließ, über längere Strecken zu verfolgen. Die so gewonnenen neuen Daten wurden mit dem Isolinienplan von STREIF (1990 und unveröff.) abgeglichen (s. dazu Kapitel 3.2 „Modellierung der Holozänbasisfläche aufgrund der seismischen Daten“).

Eine eindeutige Erklärung, warum sich die Holozänbasis in den seismischen Profilen teilweise so schlecht abbildet, gibt es bisher nicht. Möglich wäre, dass die Holozänbasisfläche durch den steigenden Meeresspiegel im späten Holozän und die damit einhergehenden Beeinflussung durch die Gezeiten so stark aufgearbeitet wurde, dass sie nicht mehr durch einen starken Impedanzkontrast zwischen Liegendem und Hangendem zu identifizieren ist.

Die eingeschalteten Torfe als seismische Horizonte

Die eingeschalteten Torfe zeichnen sich durch markante Reflexionshorizonte aus. Auch HOFFMANN (1974), TIETZE (1983) und ZEILER et al. (2000) konnten Torfhorizonte als markante seismische Horizonte im Seismogramm wiederfinden. Nach Zeiler (mdl. Mitteilung) ist es vor allem die Basis des Torfes, die einen Reflektor bildet. Generell bilden sowohl Top als auch Basis des Torfes aufgrund des Impedanzkontrastes einen Reflektor. Die Torfbasis ist häufig durch starken Pflanzenwuchs verdichtet, was sich auch immer wieder im Bohrstock beobachten lässt, was die Bildung eines markanten Reflektors erklären würde. Der Übergang vom Torf zum Hangenden durch langsame Überflutung bei der Ablagerung ist oft sehr graduell. Es ist eine starke Durchmischung von organischem und feinem klastischen Material zu beobachten, so dass ein hoher Impedanzkontrast vom Torf zum Hangenden nicht zwingend ist. Andererseits ist in vielen Bohrungen am Top des Torfes ein erosiver Kontakt erkennbar, was an dieser Stelle wiederum für die Ausbildung eines markanten Reflektors aufgrund des Impedanzkontrastes spricht.

Insgesamt zeigt sich durch die seismischen Untersuchungen, dass der Torf nicht nur im lithologischen Profil, sondern auch im seismischen Profil einen wichtigen Markerhorizont darstellt.

Der seismische Torfhorizont - sequenzstratigraphische Bedeutung

Sequenzstratigraphische Flächen haben eine spezifische Geometrie, s. dazu Kapitel 2 „Theoretische Hintergründe“, Absatz „*Downlaps, onlaps* und *erosional truncation*“, die durch *lap-outs* charakterisiert sind. Der „seismische Torfhorizont“ ist sehr markant und wurde auch dort in den seismischen Profilen verfolgt, wo er nicht mehr durch eingehängte Bohrungen abgesichert werden konnte, entweder weil in den Bohrungen kein Torf mehr beschrieben wurde oder aber weil keine weiteren Bohrdaten vorhanden waren. Es zeigte sich, dass der seismische Horizont an vielen Stellen eine Diskordanz markiert. Wenn diese über größere Entfernungen und auch distal der Torfhorizonte verfolgt werden konnten, wurde zunächst ein Horizont mit sequenzstratigraphischer Bedeutung angenommen. Wenn dieser Horizont außerdem durch *baselap*-Strukturen gekennzeichnet war (bspw. Abb. 3.9), konnte die Annahme einer sequenzstratigraphischen Bedeutung gestützt werden, und der Horizont wurde zur weiteren Interpretation und zur Erstellung einer Meeresspiegelanstiegskurve herangezogen. Insgesamt ist dabei zu bedenken, dass die Wattflächen und der gesamte holozäne Sedimentkörper stark durch zahlreiche Rinnenstrukturen überprägt ist, die u. U. kleinräumig eine fehlleitende Architektur in der Seismik vorgeben. Untersuchungen von REINECK (1958) im Rückseitenwatt von Wangerooge haben ergeben, dass in einem Zeitraum von 68 Jahren über 50% der Wattfläche „...durch das Mäandrieren von Wattrinnen umgelagert und damit in longitudinale Schrägschichtung umgewandelt worden ist.... Auf dem Rinnenboden ist meist ein Sohlenpflaster aus Schill und Schlickgeröllen zu finden, das bei seitlicher Verlagerung der Rinne von Gleithangschichten überdeckt wird.“ Dies bietet die Voraussetzungen für einen diskordant verlaufenden markanten Horizont, der aber nicht weiter zur sequenzstratigraphischen Interpretation herangezogen werden sollte (bspw. Abb. 3.8). Es gilt auch hier, Strukturen von sequenzstratigraphischer Bedeutung von solchen, die nur eine lokale Bedeutung haben, zu unterscheiden. Die Tiefe der Umlagerungen reicht nach REINECK (1958) von



Abb. 3.12: Prielverlagerung durch abbrechenden Prallhang und aufwachsenden Gleithang. Die im Prielboden liegenden und bewegten Schille werden als Schicht fixiert (SCHÄFER 1962).

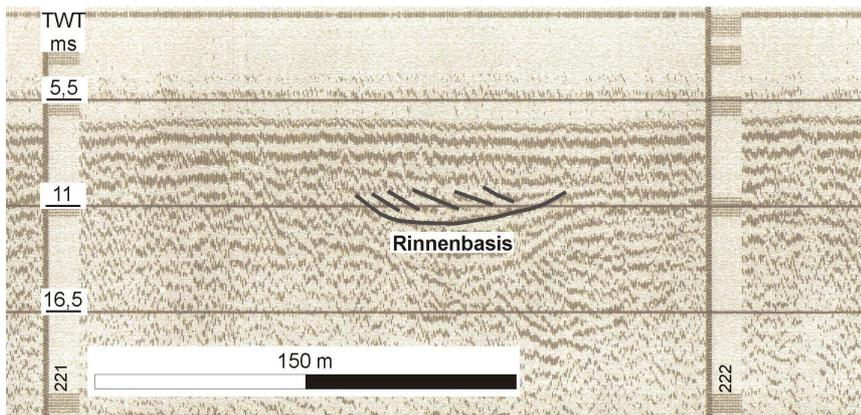


Abb. 3.13: Seismisches Profil von *Eventmarke* 221-222 (vgl. Abb. 3.3). Hervorgehoben ist ein Schrägschichtungskörper, dessen Basis einen rinnenförmigen Querschnitt andeutet.

wenigen Dezimetern bis zu 6 m. Die Erosionsdynamik von Rinnen ist unabhängig von vorangegangenen Ablagerungsprozessen, so dass sie auch sequenzstratigraphische Horizonte, die sich als solche in der Seismik abbilden, durchbrechen (vgl. ALLEN 2003) und somit eindeutig als Rinne auszumachen sind. Weiterhin sind Rinnenfüllungen durch laterale Sedimentation an den Gleithängen und damit longitudinale Schrägschichtung charakterisiert (Abb. 3.7 und 3.12). In einigen Fällen ist sogar die rinnenförmige Basis noch zu erkennen (Abb. 3.13). Es ist also in den meisten Fällen möglich, seismische Strukturen, die durch lokale Rinnenablagerungen verursacht wurden, eindeutig von Strukturen, die regionale Diskordanzen darstellen, zu unterscheiden.

Zusammenfassung

Die reflexionsseismischen Profilmessungen im Rahmen dieser Arbeit haben gezeigt, dass die Seismik auch in sehr kleinen Skalen, nämlich bei einem Untersuchungsgebiet von etwa 8 x 10 km, einer Sedimentmächtigkeit von maximal 20 m, und insgesamt relativ homogenen Sedimentsäulen, wie man sie im Küstenholozän der südlichen Nordsee findet, ein nützliches Instrument zur Aufschlüsselung der Ablagerungsstrukturen bietet.

Neben der Identifikation von Torfhorizonten und der lokalen Zuordnung von Sedimentstrukturen und Erosion ehemaliger Rinnen in den seismischen Profilen war es letztendlich möglich, aufgrund der seismischen Daten Flächen von sequenzstratigraphischer Bedeutung im Küstenholozän zwischen der Insel Langeoog und dem Festland zu beschreiben. Es wurde zum Einen dokumentiert, dass Torfhorizonte markante seismische Horizonte bilden und zum Anderen, dass die entsprechenden seismischen Horizonte über die Torfbildung hinaus verfolgt werden können und Charakteristika aufweisen, die auf eine sequenzstratigraphische

Bedeutung schließen lassen. Auf diese wird im Kapitel 4 „Sequenzstratigraphie“ noch weiter eingegangen, wie auch auf die sequenzstratigraphische Interpretation der Bohrungen.

Zusammen mit den Datierungen des Bohrkernmaterials liefern diese Ergebnisse die Grundlage für ein sequenzstratigraphisches Modell und eine Meeresspiegelanstiegskurve während des Holozän an der südlichen Nordsee.

Die Qualität der Ergebnisse könnte dadurch verbessert werden, dass nicht die Lage der Bohrungen die seismischen Messfahrten vorgibt, sondern die Bohrungen als zweiter Arbeitsschritt dort abgeteuft würden, wo die Seismik interessante Strukturen erkennen lässt.

3.2 Modellierung der Holozänbasisfläche aufgrund der seismischen Daten

Einleitung

Die Holozänbasisfläche ist die Fläche, auf der im Laufe des holozänen Meeresspiegelanstiegs Sedimente abgelagert wurden. Sie ist durch ein Rinnensystem geprägt, das durch die Entwässerung der Geest am Ende der letzten Eiszeit entstanden ist (u. a. STREIF 1998). Die so primär angelegte Morphologie der Holozänbasis spielt eine Rolle in Bezug auf die Ausbreitung der eingeschalteten Torfe. Die ältesten holozänen Torfe konnten sich nur in den tiefen Rinnen ausbilden, da der Grundwasserspiegel noch entsprechend niedrig war. Dadurch ist die flächige Ausbildung der Torfe sehr begrenzt. Um Profile richtig zu konstruieren und zu interpretieren, und letztendlich den holozänen Sedimentkörper richtig zu verstehen, ist es notwendig, seine Basisfläche möglichst genau zu kennen.

Wie im Kapitel 3.1 „Flachseismik im Watt“ ausgeführt, konnte die Holozänbasis im Rückseitenwatt von Langeoog zumindest auf den seismischen Profilabschnitten, in denen die Bohrungen eingehängt werden konnten, über größere Entfernungen bis zu mehreren Kilometern verfolgt werden. Dabei hat sich gezeigt, dass die von Streif (unpub. Daten) konstruierte Holozänbasisfläche in der Tendenz der Morphologie mit geringen Abweichungen von den Teufen eine sehr gute Grundlage liefert, aber mit Hilfe der durch die Seismik neu gewonnenen Daten noch verbessert werden kann (Abb. 3.14). Mit Hilfe der Modellierung wurde im Rahmen dieser Arbeit eine neue Holozänbasisfläche konstruiert, was im Folgenden in Einzelschritten dargestellt wird.

Datengrundlagen

Die Datengrundlage für die Konstruktion der Holozänbasis liefern zunächst die vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung (NLfB) zur Verfügung gestellten Bohrdaten. Diese Bohrdaten wurden durch die Erkenntnisse aus der Seismik ergänzt. Auf den Strecken, auf denen ein seismischer Horizont mit Hilfe der vorhandenen Bohrungen als Holozänbasis angesprochen und verfolgt werden konnte, wurden die entsprechenden *Eventmarken* mit den jeweiligen Teufen der Holozänbasis zu dem vorhandenen Datennetz aus den Bohrungen zur

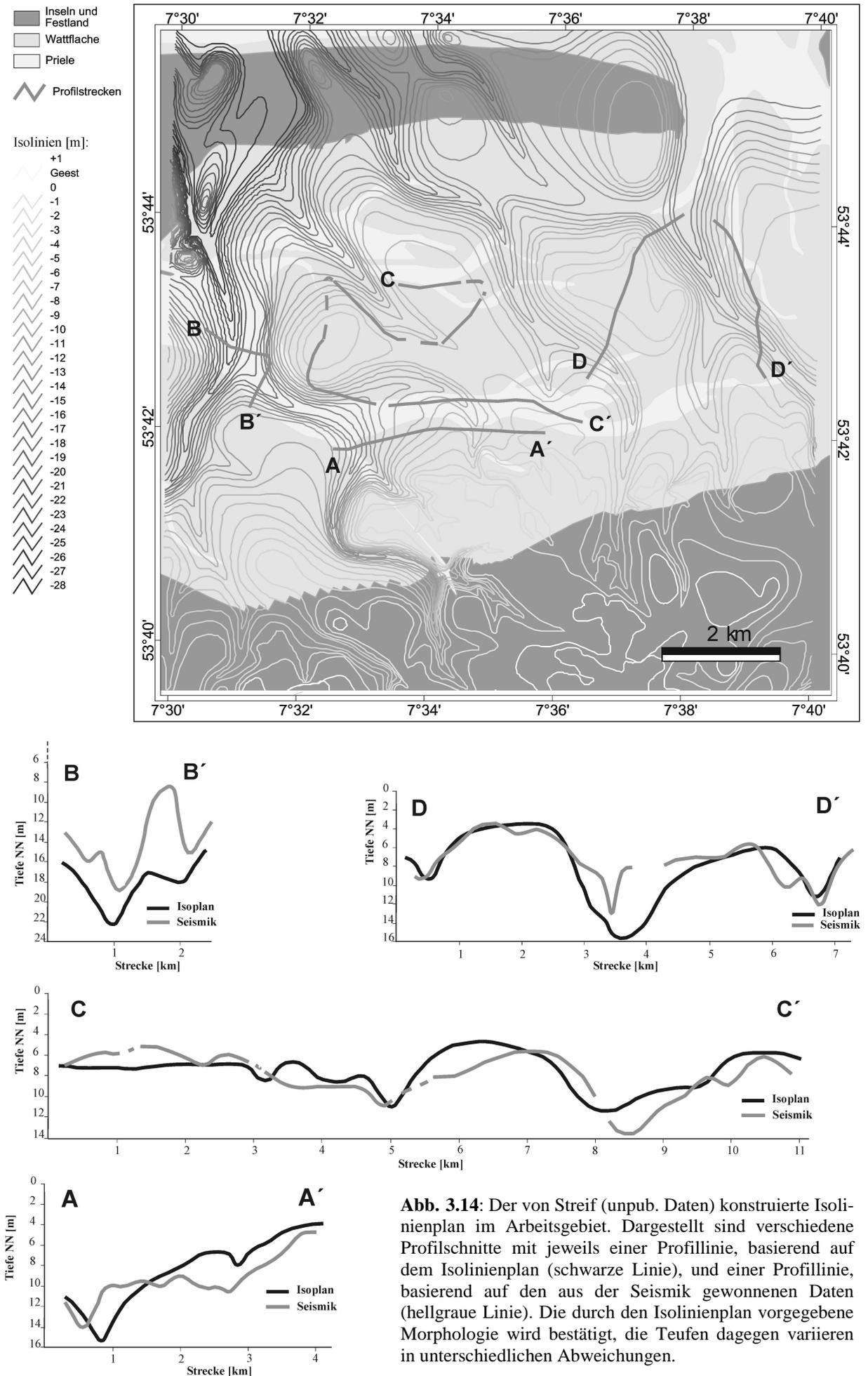


Abb. 3.14: Der von Streif (unpub. Daten) konstruierte Isolinienplan im Arbeitsgebiet. Dargestellt sind verschiedene Profilschnitte mit jeweils einer Profillinie, basierend auf dem Isolinienplan (schwarze Linie), und einer Profillinie, basierend auf den aus der Seismik gewonnenen Daten (hellgraue Linie). Die durch den Isolinienplan vorgegebene Morphologie wird bestätigt, die Tiefen dagegen variieren in unterschiedlichen Abweichungen.

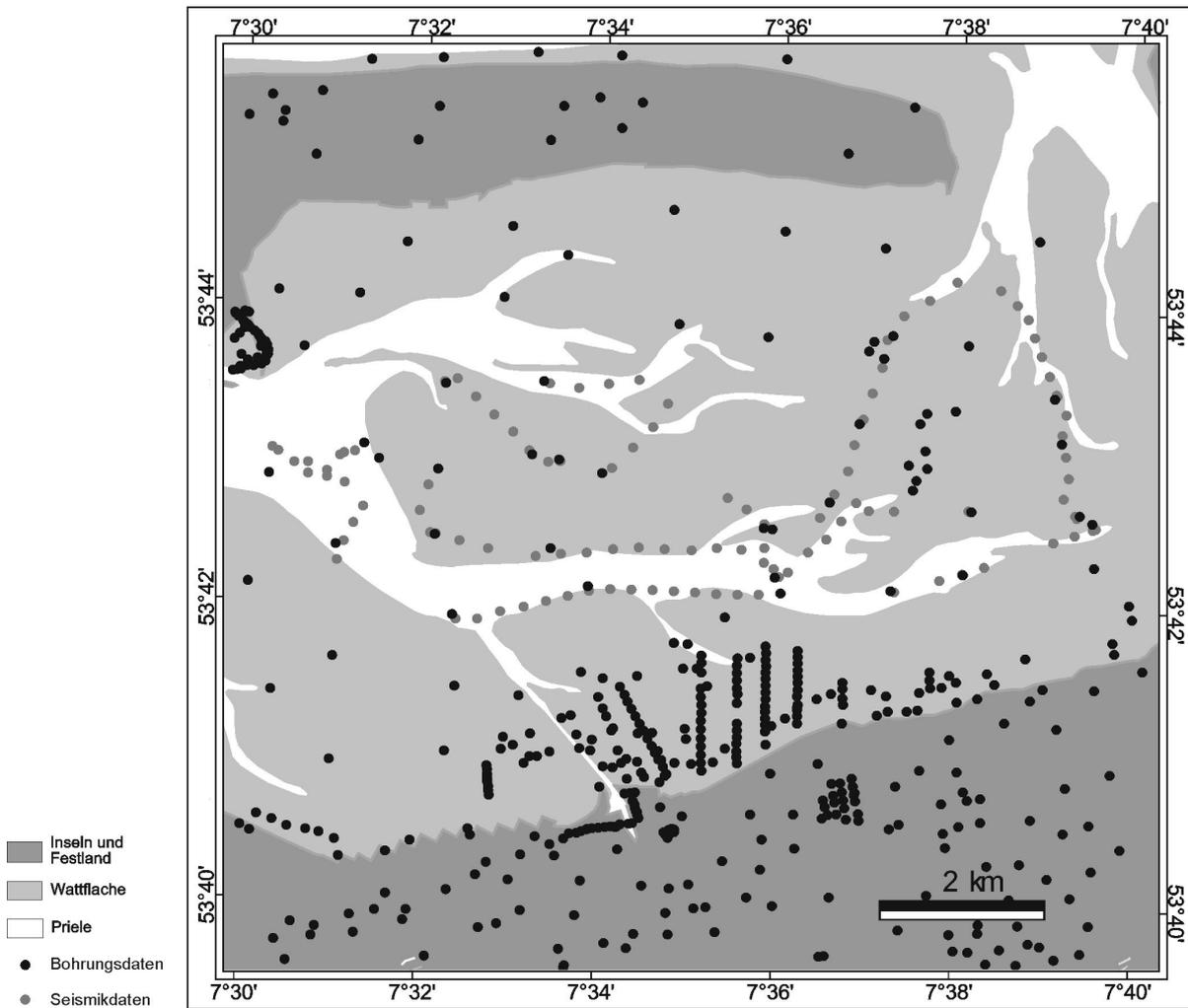


Abb. 3.15: Das Rückseitenwatt von Langeoog mit den Positionen der „harten“ Daten.

Konstruktion der Holozänbasis hinzugefügt. Es handelt sich bei dieser Datenmenge aus den Bohrdaten und der Seismik um die „harten“ Daten zur Konstruktion der Holozänbasis (Abb. 3.15).

Eine weitere Grundlage zur Interpolation lieferte der von Streif (unpub. Daten.) konstruierte Isolinenplan der Holozänbasis (siehe Abb. 3.14). Es handelt sich dabei um ein geologisches Modell, das neben der Triangulation der Tiefenwerte aus den verfügbaren Bohrdaten auch die Geomorphologie der Umgebung berücksichtigt. Zusätzlich zu der rein mathematischen Auswertung der vorhandenen Daten fließen somit auch die Erfahrungen des jeweiligen Bearbeiters zu Rinnenverläufen und Landschaftsformen und auch die Vorstellung über die paläogeographische Entwicklung des Raumes mit ein (STREIF 1998).

Die „harten“ Daten werden teilweise mit den Informationen aus dem Isolinenplan ergänzt, die als „weiche“ Daten bezeichnet werden. Weiche Daten deshalb, weil sie bereits auf einer Modellierung, in diesem Fall einer Triangulation beruhen, und keine Messwerte darstellen.

Die Modellierung

Wahl der Interpolationsmethode

Für die vorliegende Arbeit wurde zur Kartendarstellung und zwecks Interpolation der Holozänbasisfläche das Geoinformationssystem (GIS) ArcView verwendet. Die in diesem Softwareprogramm angebotenen Rechenmethoden zur Interpolation von Flächen sind *Inverse Distance Point (IDW)*, *Kriging* und *Spline*. Bei der Interpolationsmethode *Spline* wird die neu erzeugte Fläche so wenig wie möglich gekrümmt, was insgesamt ein natürlicheres Bild erzeugt, aber auch sehr stark zwischen den Daten interpoliert. *Spline* wurde für die Enddarstellung der neu modellierten Holozänbasisfläche angewendet. Für die Modellierung selber wurde in dieser Arbeit als Interpolationsmethode IDW mit *Power: 2* (d. h. Polynom 2. Grades) und *Neighbours: 12* gewählt. IDW ist neben den Interpolationsmethoden *Spline* und *Kriging* am besten nachzuvollziehen (vgl. RASE 1996; ArcMap 2002). Es basiert auf der Annahme, dass die interpolierte Oberfläche am stärksten durch die nächstgelegenen Punkte als durch die weiter entfernten beeinflusst wird und ergibt daher beim Berechnen von Flächen aus der gegebenen Datenmenge verständliche Oberflächenformen.

Vorgehensweise

Als erster Schritt wurde eine Interpolation mit IDW auf Grundlage der „harten“ Daten gemacht. Auf die sich daraus ergebene Oberfläche wurde der Isolinenplan der von Streif konstruierten Holozänbasisfläche gelegt. Schon nach diesem ersten Schritt lassen sich gute Übereinstimmungen zwischen der modellierten Holozänbasisfläche und der von Streif konstruierten erkennen (Abb. 3.16). Allerdings zeigt dabei die neu interpolierte Holozänbasisfläche, wie nicht anders zu erwarten, noch kaum natürliche Geländeformen. Um die neue Holozänbasisfläche, die bisher nur auf reinen Rechenergebnissen basiert, noch besser zu modellieren, werden in einem zweiten Schritt die sogenannten „weichen“ Daten erzeugt: entlang der Rinnentiefen und der „Höhenrücken“ der Streif'schen Holozänbasis werden weitere Punkte gesetzt, um die bisherige Modellierung aus den „harten“ Daten weiter zu formen (siehe Abb. 3.17). Dabei werden in den Bereichen, in denen die durch die Seismik neu gewonnenen Informationen liegen, die Tiefenangaben für die Lage der Holozänbasis entsprechend angeglichen, so dass einerseits auf die Morphologie eingegangen wird, andererseits die neuen Informationen aus der Seismik zur Tiefenlage mit berücksichtigt werden.

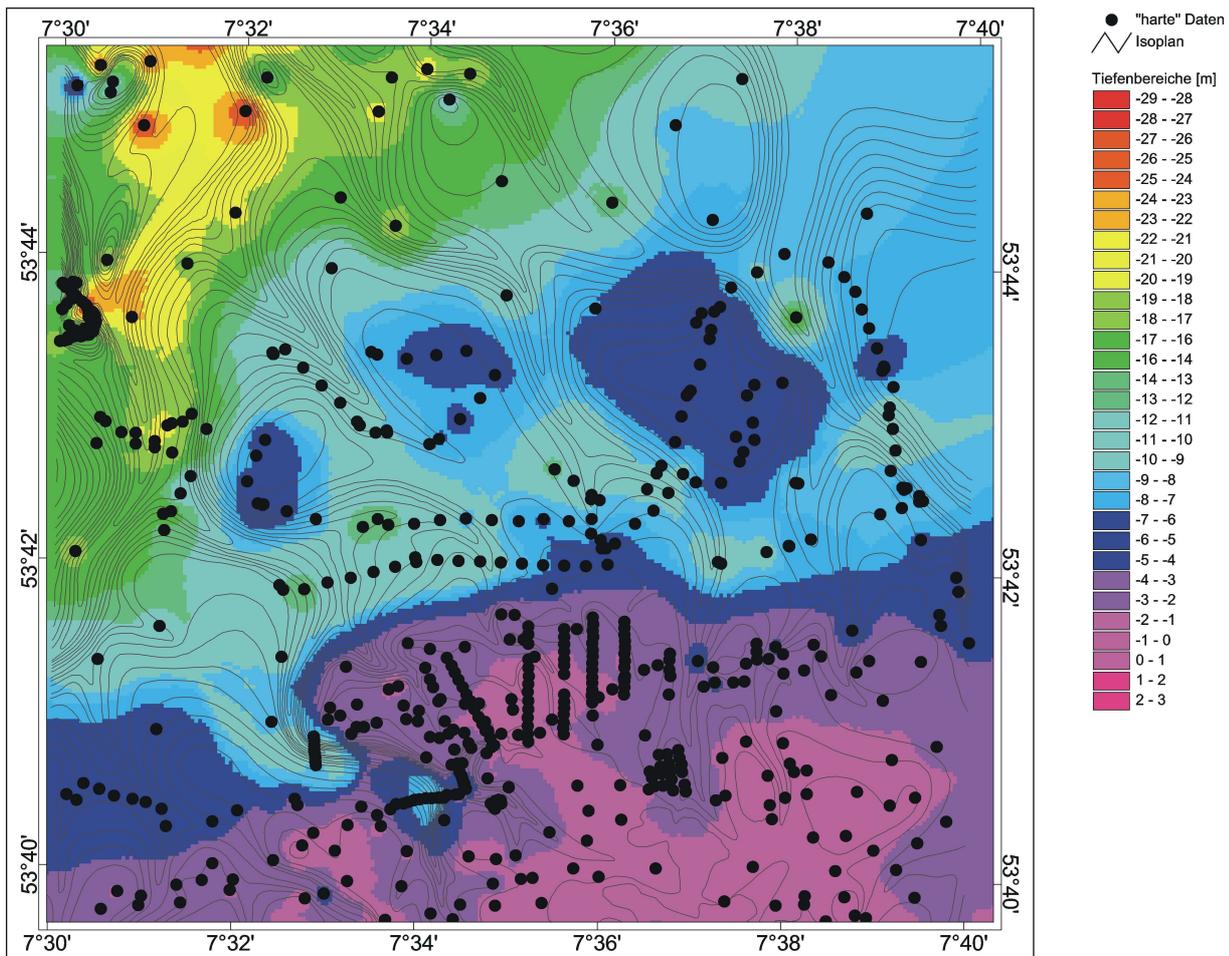


Abb. 3.16: Der Isolinienplan der Holozänbasis von Streif (unpub. Daten) über der ersten Interpolation (farbig ausgehaltene Tiefenbereiche) auf Grundlage der "harten" Daten.

Die Tiefenabstufung der Isolinien beträgt 1 m.

Dieser Schritt wird so oft wiederholt, bis die neu interpolierte, auf den Seismikdaten basierende, Holozänbasisfläche optimal an die Streif'sche Holozänbasis angeglichen ist. Auf der Grundlage dieser neuen Holozänbasisfläche wurde ein neuer Isolinienplan gezeichnet (Abb. 3.18).

Für die Darstellung des Endergebnisses der Modellierung wurde die Interpolationsmethode *Spline* gewählt. Bei *Spline* wird die neu erzeugte Fläche so wenig wie möglich gekrümmt, so dass beispielsweise die tieferen Bereiche der Holozänbasisfläche zu Rinnen verbunden werden und somit insgesamt ein natürlicheres Abbild erzeugt wird als mit IDW. Um bei der Berechnung mit IDW aus einer Aneinanderreihung von Kratern (Abb. 3.16 und 3.17) ein Rinne zu erzeugen, müssten dagegen extrem viele „weiche“ Daten gesetzt werden. *Spline* wird daher als Interpolationsmethode für die Enddarstellung vorgezogen.

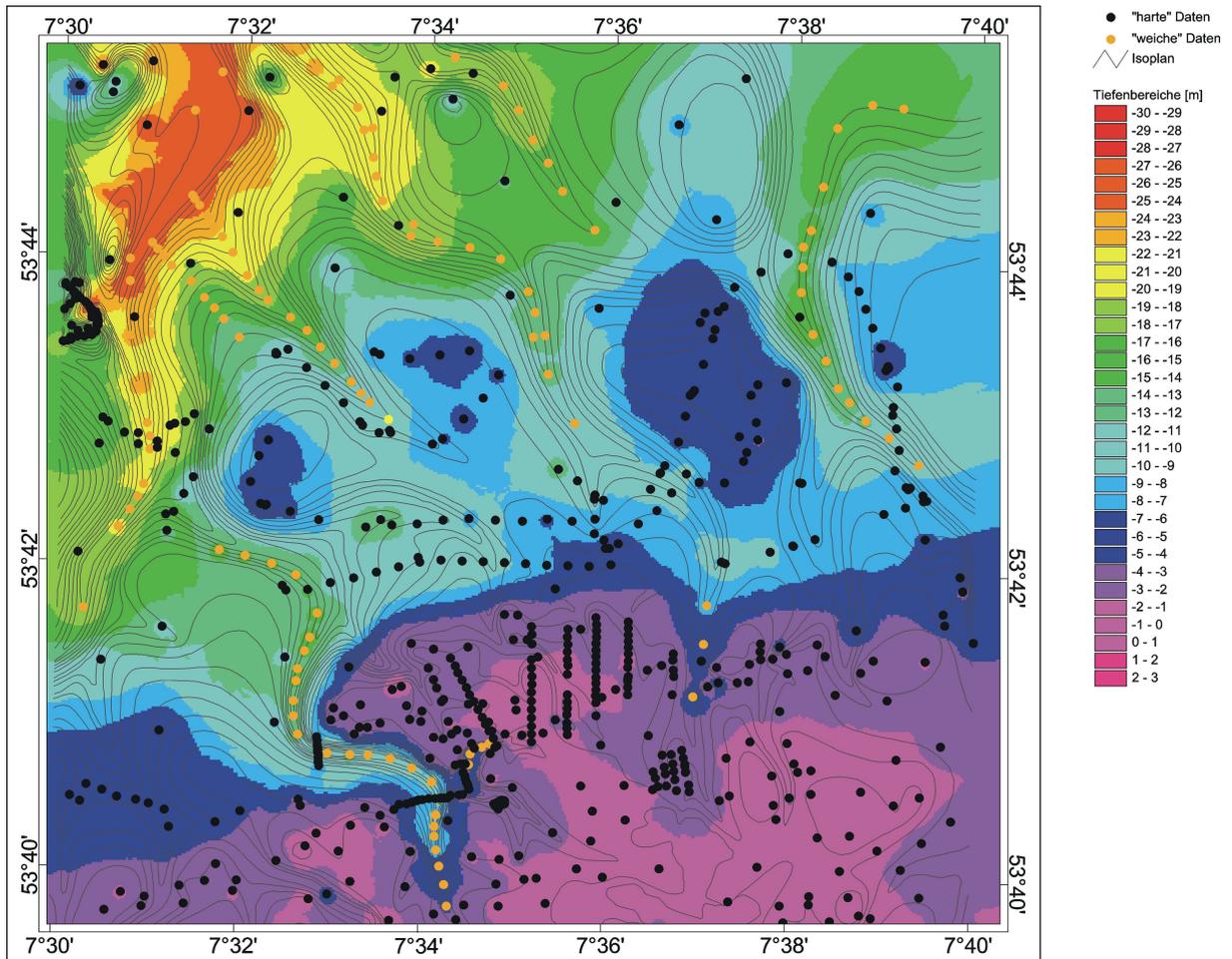


Abb. 3.17: Beispiel für einen Zwischenschritt der Modellierung: in Orange die gesetzten „weichen“ Daten anhand des vorhandenen Isolinienplans und das sich daraus ergebende Ergebnis der Interpolation (vgl. Abb. 3.16). Die Teufenabstufung der Isolinien beträgt 1 m.

Ergebnis

Das Ergebnis aus der Interpolation mit den „harten“ und „weichen“ Daten und der zeichnerischen Auswertung der Rinnenverläufe ist auf Abb. 3.18 zu sehen.

Beim Vergleich der beiden Holozänbasisflächen, des neu interpolierten und des Streif'schen Isolinienplans, zeigt sich, dass sich aus den zusätzlich aus der Seismik eingegangenen Informationen zur Holozänbasisfläche neue Aspekte ergeben haben. Wie schon auf Abb. 3.14 zu sehen, stimmt das Gesamtbild der beiden Isolinienpläne relativ gut überein. Es wurden aber einige Rinnen in Bezug auf ihre Lage als auch auf ihre Tiefe modifiziert.

Die Nummerierung von 1 bis 5 in Abb. 3.18 weist auf einige Modifikationen im Vergleich mit dem Streif'schen Isoplan hin. Bei Punkt 1 ist ein nach Norden verlängerter Höhenrücken zu sehen, der bisher in zwei Höhenrücken unterteilt war. Punkt 2 und 3 zeigen auslaufende

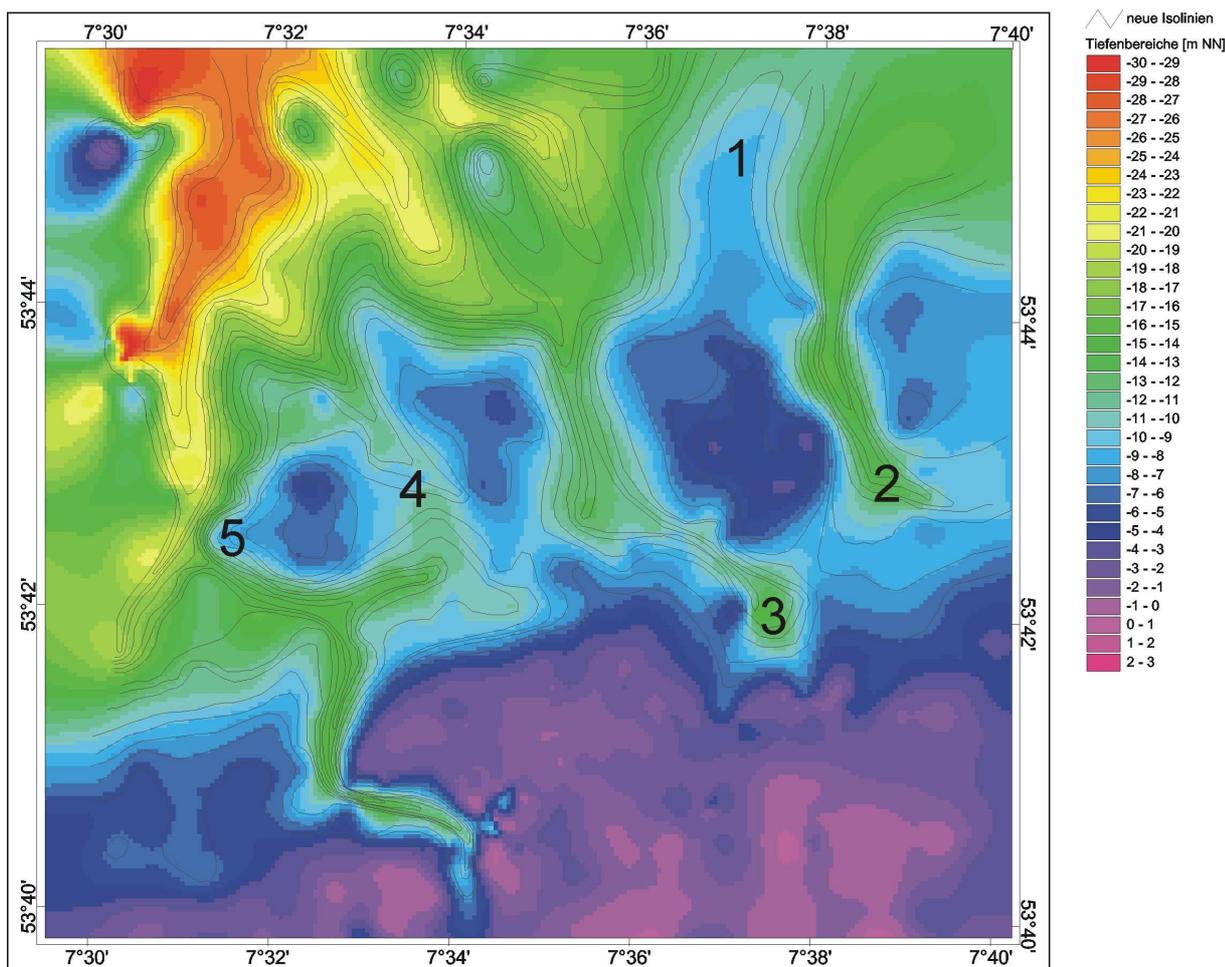


Abb. 3.18: Der neue Isolinienplan und die daran angepasste Modellierung. Die Teufenabstufung der Isolinien beträgt 1 m.

Rinnen, die weniger stark verzweigt enden als im bisherigen Isolinienplan. Bei Punkt 4 laufen die Rinnen stärker als bisher zusammen, so dass der dortige Höhenrücken beinahe unterteilt wird. Schließlich zeigt die in Nord-Süd-Richtung verlaufende Rinne, die bei Punkt 5 nach Südosten abknickt zum Einen eine etwas stärkere Einengung durch den östlich liegenden Höhenrücken und zum Anderen eine geringere Teufe als bisher.

Im Gesamtbild ist zu erkennen, dass die Holozänbasisfläche im Wesentlichen eine nach Norden einfallende Fläche abbildet, die durch tief eingeschnittene Rinnen segmentiert wird.

Zusammenfassung

Durch die vorgestellte Vorgehensweise der Modellierung konnte die Erfahrung und aufwendige Arbeit der früheren Bearbeiter der Holozänbasis genutzt werden. Es wurden sowohl

Kenntnisse erfahrener Quartärgeologen Norddeutschlands über die paläogeographischen Gestaltungsprozesse und die Landschaftsformen, als auch die neu gewonnenen Daten in das Ergebnis integriert und liefern so eine optimierte Version eines Modells der Holozänbasisfläche im Rückseitenwatt der Insel Langeoog. Dabei ist nicht zu vergessen, dass es sich um ein geologisch-morphologisches Modell handelt und nicht um ein exaktes Bild natürlicher Gegebenheiten, wobei die Zielsetzung ist, sich diesen möglichst optimal anzunähern.

Ausblick

Die durch Bohrungen vorhandene Datengrundlage speziell bei Langeoog ist sehr dicht im Vergleich zu der Datenbasis der anderen ostfriesischen Inseln (vgl. Bohrpunktkarten-online des NLFb unter www.nlfb.de, Produkte, Karten). Aus diesem Grund wären gerade in den Rückseitenwatten der anderen Inseln seismische Untersuchungen sehr interessant, um weitere Erkenntnisse zur Lage der Holozänbasis und zum Verlauf nacheiszeitlicher Entwässerungsrinnen der Geest zu erlangen.

4 SEQUENZSTRATIGRAPHISCHE ANSÄTZE

4.1 Sequenzstratigraphische Bedeutung der Torfe

Die Torfe nehmen sedimentologisch und sequenzstratigraphisch eine Sonderstellung ein. Es handelt sich bei den Torfen um eine Biofazies und nicht um eine Lithofazies. Ihre Akkumulation ist durch Wachstum gesteuert, das sehr empfindlich auf verschiedenste Einflüsse wie beispielsweise Klima, aber auch Überflutungen durch Salzwasser reagiert. Als Anhaltspunkt kann man bei Mooren von einer Wachstumsrate von 0,5 mm pro Jahr ausgehen (SUCCOW & JOOSTEN 2001). Dies macht deutlich, dass für die Akkumulation von Torf relativ viel Zeit nötig ist. Das bedeutet, dass Torfe nur an den Kenterpunkten der episodischen Meeresspiegelbewegungen, wenn die Küstenlinienverschiebung entsprechend langsam ist, also beim Wechsel von transgressiver zur regressiver Phase und umgekehrt, entstehen können (vgl. DIESSEL 1992). Auch bei einer deutlichen Verlangsamung des Meeresspiegelanstiegs wäre bei entsprechender Sedimentanlieferung ein Torfwachstum denkbar. Bei einer starken Regression, sprich einer Absenkung des Meeresspiegels, würde der Grundwasserspiegel entsprechend fallen und es käme gar nicht erst zur Moorbildung, sondern zu einer Bodenbildung (s. dazu Abb. 4.13). Bei einem schon existierenden Moor würde dieses absterben und es würde ein Zersetzungshorizont im Torf entstehen. Torfe könnten also nur dort entstehen bzw. existieren, wo der Meeresspiegel bzw. Grundwasserspiegel etwa auf einem Niveau bleibt oder nur so langsam ansteigt, dass er nicht das Moorbildung übersteigt. Torfe sind demnach an der Basis einer Sequenz, während eine Niedrigstand-Systemtrakt oder am Top einer Sequenz in einem Hochstand-Systemtrakt zu erwarten.

Transgressive Torfe

Transgressive Torfe entstehen landwärts des vordringenden Meeres. Das Grundwasser steigt mit dem Meeresspiegel und entspricht der Höhe des Mittelwassers (BEHRE & STREIF 1980). Durch das steigenden Grundwasser wiederum vernässt der Untergrund und es kommt zur Bildung von Mooren. Der Torf bildet sich dabei so lange, wie das Wachstum im Gleichge-

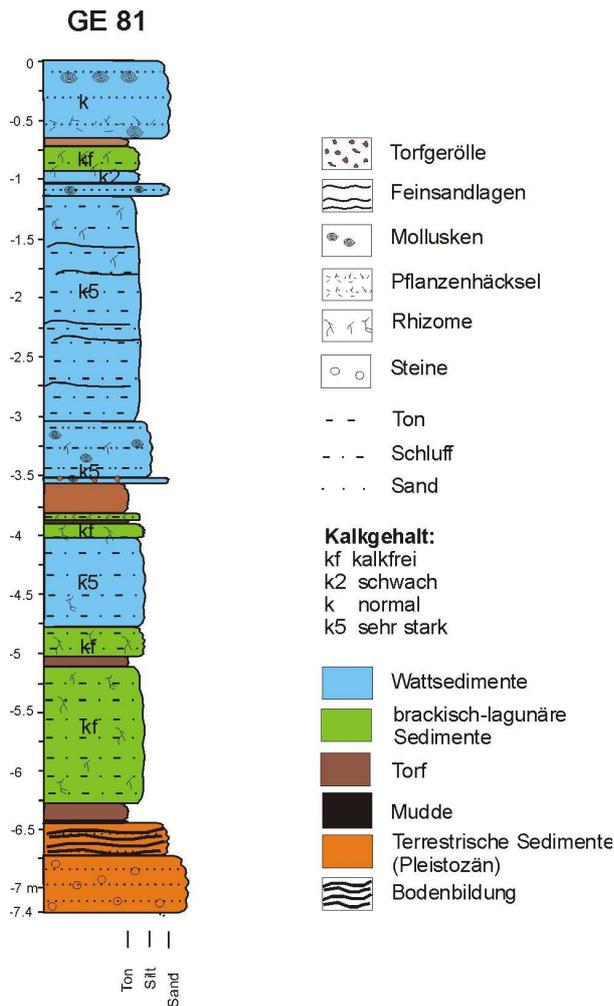


Abb. 4.1: Darstellung der Bohrung GE 81 aus dem Arbeitsgebiet, Teufen bezogen auf die Geländeoberfläche.

Dem Pleistozän liegt der Basistorf auf, der den Ausführungen im Text entsprechend als transgressiver Torf anzusprechen ist. Im klastischen Sediment eingeschaltet sind weitere Torfe, die sich jeweils aus einem regressiven Torf, der in einen transgressiven Torf übergeht, aufbauen, bzw. bei 3,57 m durch eine Transgression erodiert wurden, angezeigt durch den sehr stark kalkhaltigen Horizont mit den Torfgeröllen.

allgemein als Basistorf bezeichnet. Im Laufe der holozänen Transgression ist er entsprechend der retrogradierenden Küstenlinie immer weiter landwärts vorgewachsen und seewärts mit klastischen Sedimenten überlagert worden.

wicht mit dem Wasserspiegel ist. Steigt der Meeresspiegelanstieg schneller als das Moor wachsen kann, wird es überflutet und ertränkt. Voraussetzung für die Bildung von transgressiven Torfen ist dabei gleichzeitig, dass die Sedimentzulieferung aus dem Hinterland durch klastischen Sedimente so gering ist, dass die Moore nicht zerstört werden und wachsen können (vgl. HAMPSON et al. 1999). Dies kann aufgrund der nicht vorhandenen Sedimentfracht aus dem Hinterland durch Flüsse für den vorliegenden Faziesraum der ostfriesischen Küste für jeden Zeitpunkt der relevanten Ablagerungsgeschichte angenommen werden.

Transgressive Torfe sind durch Wurzelhorizonte in terrestrischen Sedimenten im Liegenden und lagunäre Ablagerungen im Hangenden, auf die marine Sedimente folgen oder die durch marine Sedimente erodiert wurden, gekennzeichnet (Abb. 4.1).

Bezogen auf das Küstenholozän liegt an der Basis des holozänen Sedimentkörpers, der durch die brackische und schließlich marine Transgression (STREIF 2004) aufgebaut wurden, also ein transgressiver Torf. Er wird

Regressive Torfe

Bei marinen Regressionen, im Sinne von horizontaler Küstenverschiebung, dringt das Moor seawärts vor. Dabei entsteht entlang der Küste ein Gebiet, in dem der durch die Regression neu geschaffene terrestrische Ablagerungsraum und das Torfwachstum im Gleichgewicht sind. Eingespülte klastische Sedimente werden entweder um die Moorflächen verteilt oder in Rinnen kanalisiert und an der Küste abgelagert, wodurch wiederum neue Flächen für das seawärtige Vordringen der Moore geschaffen werden (DIESEL 1992). Das Torfwachstum wird nach DIESEL (1992) meist durch ein erhöhtes Energieniveau aufgrund fluviatiler Einflüsse von Land her beendet. Bei dem in dieser Arbeit bearbeiteten Sedimentationsraum kann jedoch davon ausgegangen werden, dass dem Torfwachstum durch erneute transgressive Prozesse ein Ende gesetzt wurde.

Regressive Torfe wachsen auf Flächen auf, die vormals wasserbedeckt waren. Sie sind also im vorliegenden Sedimentationsraum dadurch gekennzeichnet, dass im Liegenden lagunäre und marine Sedimente vorzufinden sind (Abb. 4.1). Sie werden daher in der gängigen Nordsee-Literatur als eingeschaltete oder auch schwimmende Torfe bezeichnet.

Bei der Analyse der regressiven Torfe ist zu bedenken, dass, wie in der vorliegenden Arbeit

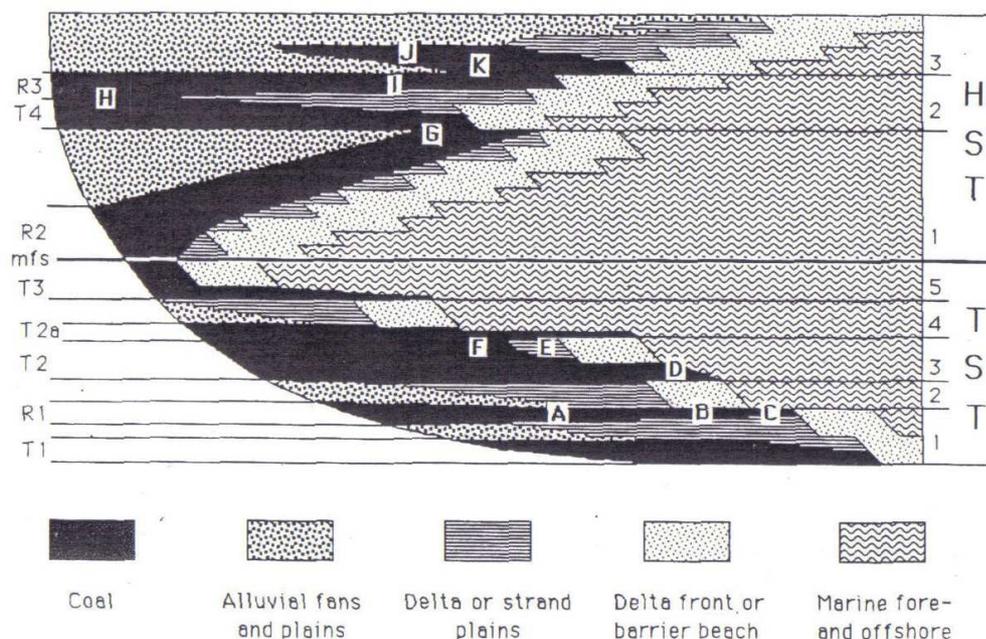


Abb. 4.2: Schematische Darstellung der sequenzstratigraphischen Zuordnung von Kohlelagen. TST Transgressiver Systemtrakt, HST Hochstand-Systemtrakt, mfs *maximum flooding surface*, T Transgression, R Regression.

„G“ und „K“ zeigen den Übergang von einer regressiven zu einer transgressiven Kohlelage, bei der *maximum flooding surface* und bei „H“ geht dagegen eine transgressive in eine regressiv Kohlelage (entsprechend Torflage) über (aus DIESEL 1992).

dokumentiert, auf einem regressiven Torf bei erneuter Transgression, sofern diese nicht zu stark ist – in diesem Fall käme es zu Erosion – ein transgressiver Torf entstehen kann. Das in die klastischen Sedimente eingeschaltete Torfpaket ist dann sequenzstratigraphisch in einen regressiven und einen transgressiven Torf zu unterteilen. Dieser Fall ist in Abb. 4.2 bei „G“ und „K“ zu sehen. Umgekehrt kann auf einen transgressiven Torf ein regressiver Torf folgen, der bei weiterer Sedimentation entsprechend progradieren würde. Dieser Fall ist in Abb. 4.2 auf Höhe der *maximum flooding surface* dargestellt.

Bei der Entstehung von Torf stehen Torfwachstum und Ablagerungsraum im Gleichgewicht. Dies ist jeweils an den Wendepunkte der Meeresspiegelkurve der Fall, also während eines Niedrigstand-Systemtraktes oder eines Hochstand-Systemtraktes. Bei einer Meeresspiegelabsenkung käme es allerdings eher zu einer Bodenbildung als zur Entstehung von Torfen, s. Einleitung zu diesem Kapitel. Das bedeutet in Bezug auf die Meeresspiegelkurve, dass eine regressive Torfbildung charakteristisch für einen jeweiligen Meeresspiegelhochstand, den Hochstand-Systemtrakt ist, und in dem Moment wieder in eine transgressive Torfbildung übergeht, wenn der Transgressive Systemtrakt einsetzt.

Bewertung der Torfe in Bezug auf die Meeresspiegelkurve

Es liegen insgesamt 108 Pollen- und Radiokohlenstoff-Datierungen von Torfhorizonten und Pflanzenresten oder -wurzeln im Liegenden oder Hangenden der Torfe aus den Archivdaten des NLFb vor (s. Anhang, Tabelle 1). Bei einigen Proben wurde Schillmaterial datiert. Es stammt z. T. aus Spülsäumen, in anderen Fällen gibt es keine genauere Beschreibung, ob es sich um disartikulierte oder artikulierte Schalen in Lebendstellung handelt. Diese Datierungen werden wegen der möglichen Umlagerung daher als zu unsicher für die Verwendung für die Meeresspiegelkurve gewertet. Ebenfalls werden Daten von Basaltorfen und Daten von Sedimenten, die dem Pleistozän zuzuordnen sind, nicht für die Konstruktion der Meeresspiegelkurve herangezogen.

Die Daten, die für die Konstruktion der Meeresspiegelkurve herangezogen werden, stammen aus den eingeschalteten Torfen. Mit Hilfe der Seismik wurde die sequenzstratigraphische Bedeutung der Torfe an der lateralen Kontinuität der Horizonte abgelesen (vgl. SÜSS et al. 2001). Andere Torfe wurden mit Hilfe der Interpretation im Sinne von *base level* Veränderungen ausgewertet. Torfe, die nicht flächenhaft verfolgt werden konnten, wurden als lokale

und als nicht unbedingt auf Meeresspiegelbewegungen zurückzuführende Bildungen betrachtet (vgl. BAETEMAN 1999).

Auf Abb. 4.3 sind zudem die Streckenabschnitte, auf denen eingeschaltete Torfe in der Seismik zu verfolgen sind, dargestellt. Unter anderen konnten auch die eingeschalteten und datierten Torfe der Bohrungen GE 58, 70 und 81 auf den beschriebenen Streckenabschnitten verfolgt werden, so dass die Datierungen dieser Torfe für die Konstruktion der Meeresspiegelkurve herangezogen wurden.

Neben der Seismik wurden außerdem Profilschnitte anhand von Bohrungen erstellt, um die Bedeutung der eingeschalteten Torfe durch Korrelation zu bewerten. Auf der Karte in Abb. 4.4 sind die in diesem Kapitel erläuterten Profile eingezeichnet. Der Profilschnitt L (Abb. 4.5), der u. a. auch die bereits durch die Seismik abgesicherte Bohrung GE 70 enthält, zeigt eine Korrelation, die sogar relativ Höhen-synchron ist, so dass auch die Datierungen der Bohrungen GE 80, GE 365 und B 510 für die Meeresspiegelkurve herangezogen wurden.

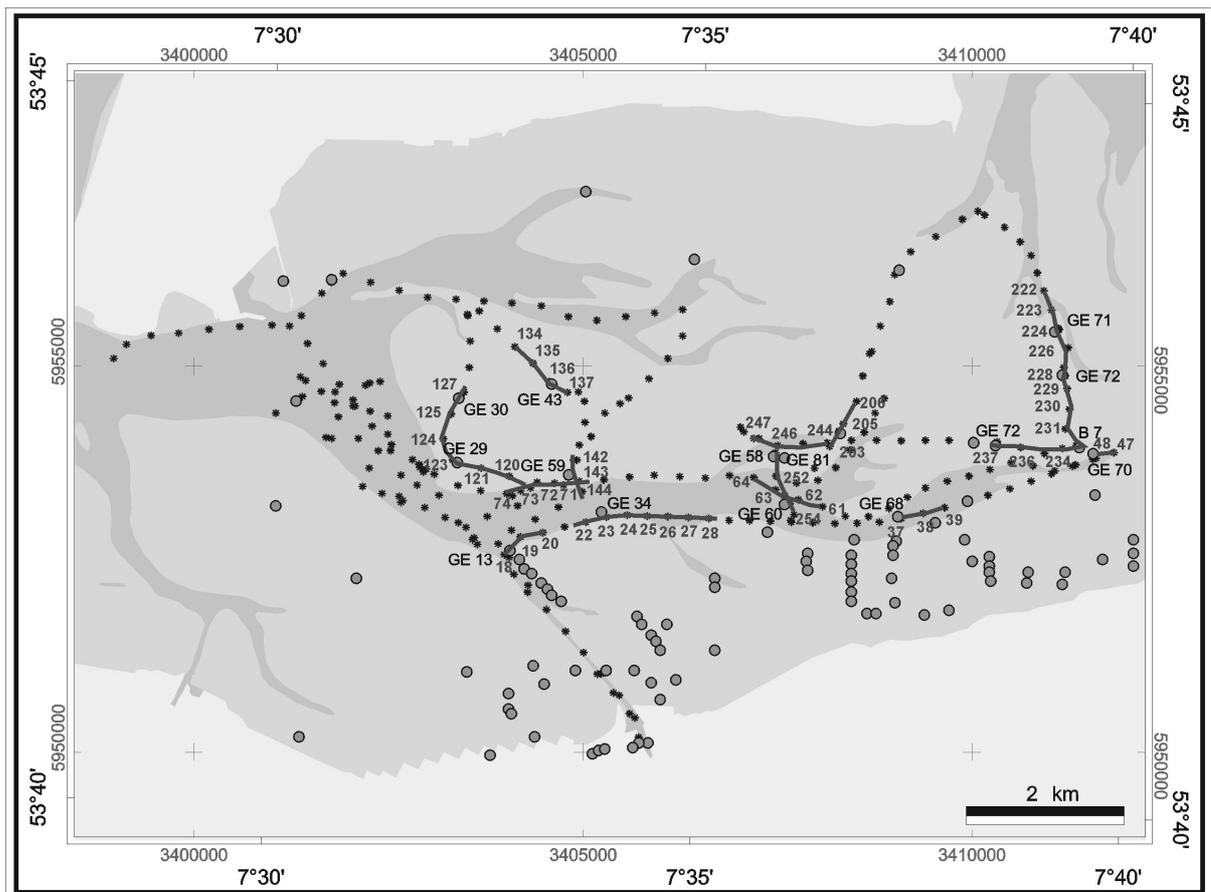
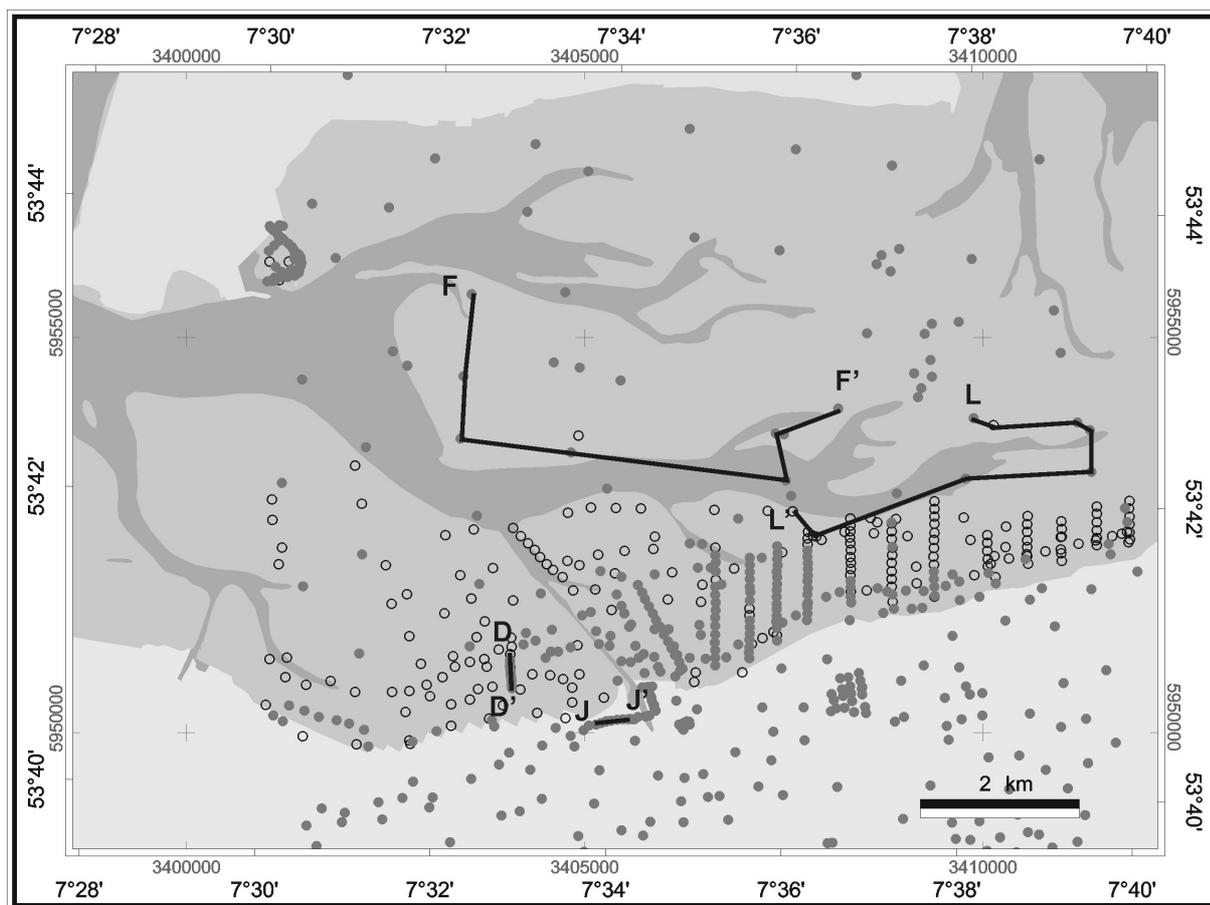


Abb. 4.3: Streckenabschnitte der Seismik, auf denen eingeschaltete Torfhorizonte verfolgt werden konnten (dunkelgraue Linien) und Bohrungen, die eingeschaltete Torfe dokumentieren.



D-D': GE 174, 176, 177, 178, 181, 182, 183, 184 (Abb. 4.18)

J-J': GE 187, 189, 193

F-F': GE 30, 29, 59, 60, 58, 67 (Abb. 4.10)

L-L': GE 69, 79, 82, 70, 80, 78, 365, B 510 (Abb. 4.17)

Abb. 4.4: Übersicht über die Lage der beschriebenen Profilschnitte.

Das Gleiche gilt für die Datierungen der eingeschalteten Torfe auf der Profilstrecke J (Abb. 4.6) in den Bohrungen GE 187, GE 189 und GE 193, die auf einer Strecke von über 400 m ebenfalls eine Höhen-synchrone Korrelation zeigen.

Auf anderen Profilschnitten zeigt sich, dass Daten, die in Rinnen liegen, nicht unbedingt für die Meeresspiegelkurve herangezogen werden sollten, da ihre Höhenlage durch verstärkte Setzung verfälscht wurde. Die Datierung aus der Bohrung GE 181 fällt aus diesem Grund aus der Meeresspiegelanstiegskurve heraus. Auf Abb. 4.7 ist der Profilschnitt D durch eine durch pleistozäne Sedimente vorgegebene Rinnenstruktur dargestellt, in der auch die Bohrung GE 181 liegt. Die Rinnenstruktur zeichnet sich auch in den hangenden holozänen Sedimenten ab, beginnend mit der Bildung eines Basaltorfes um 5300 BC in dem betrachteten Bereich. Anhand der *base level hemicycles* und mit Hilfe der Datierungen kann für den Zeitraum um 1200 BC eine chronostratigraphische Linie verfolgt werden, entlang der ein Hö-

henunterschied von mehr als 4 m vom Rinnenrand zur Rinnenmitte zu erkennen ist. Die datierte Probe aus GE 181, die unmittelbar unterhalb der chronostratigraphischen Linie liegt, wird aufgrund dieser wahrscheinlich auf unterschiedliche Setzung zurückzuführende Höhendifferenz nicht für die Konstruktion der Meeresspiegelkurve in Abb. 4.8 herangezogen.

Insgesamt wurden von den 108 vorliegenden Pollen- und Radiokohlenstoff-Proben 23 Pollen-Datierungen und 17 Radiokohlenstoff-Datierungen aus insgesamt 13 Bohrungen als für die Konstruktion der Meeresspiegelkurve relevant herausgearbeitet. Der sich daraus ergebende vorläufige Entwurf einer Meeresspiegelkurve ist in Abb. 4.8 dargestellt. Für die Proben-tiefen wurden gemäß den Hinweisen von SHENNAN (1986) entsprechende Fehlerbalken errechnet. Die Fehlerberechnungen in Bezug auf die Genauigkeit der Höhenmessung und auf die Kompaktion können im Anhang der Tabelle 2 entnommen werden.

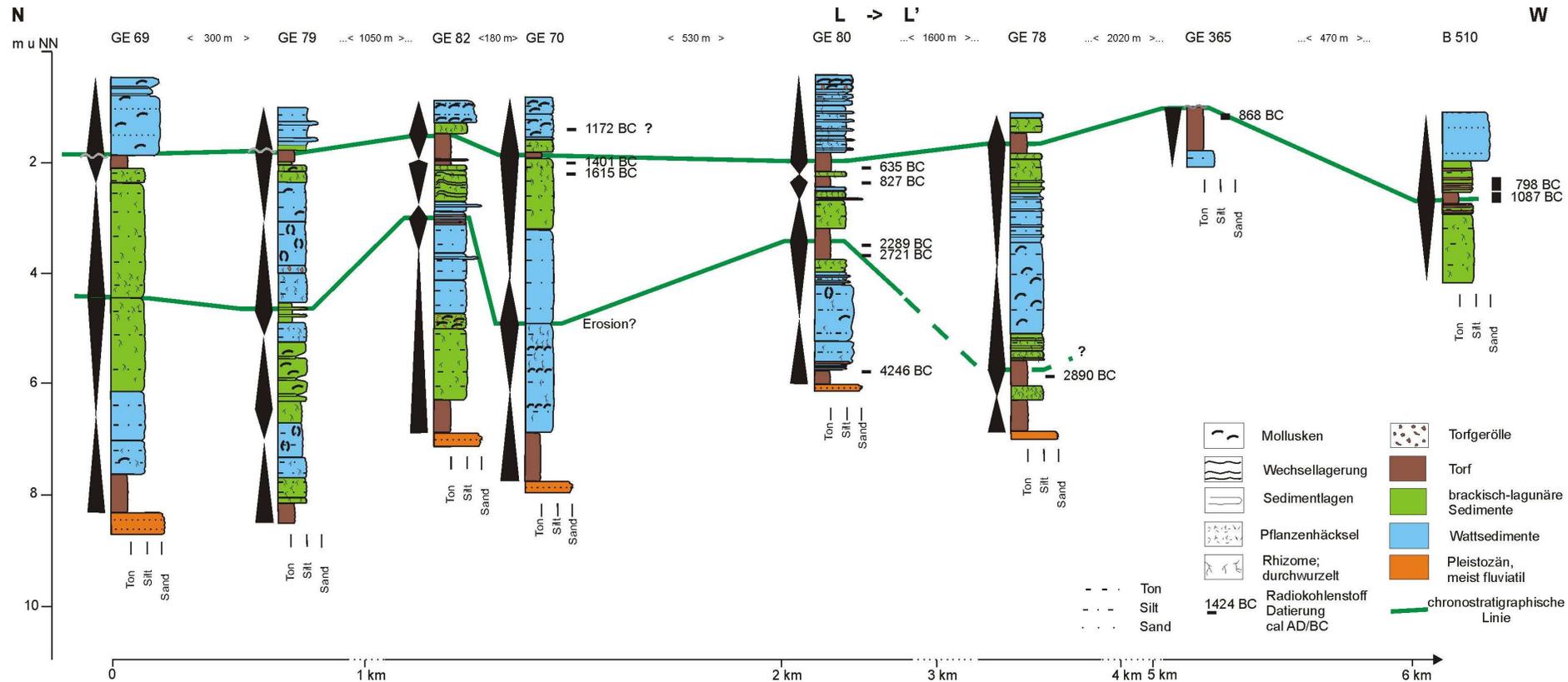


Abb. 4.5: Profilschnitt L, siehe Übersichtskarte Abb. 4.4.

Das Profil zeigt die Interpretation von Bohrkernen im Sinne von *base level cycles* und die Korrelation derselben gestützt durch Radiokohlenstoff-Datierungen. Es sind zwei chronostratigraphische Linien eingezeichnet. Die Untere gilt für etwa 2100 BC, die Obere für etwa 700 BC.

Die jüngste Datierung von GE 70 gibt ein Alter von 1172 BC an und liegt oberhalb der oberen chronostratigraphischen Linie. Die Probe wurde aus einem klastischen Sedimentpaket entnommen, das keine Durchwurzelung oder Pflanzenreste, die sich zur Datierung geeignet hätten, aufweist. Daher wird angenommen, dass Schillmaterial datiert wurde. Bei Schillmaterial ist zu berücksichtigen, dass es sich um verdriftetes Material handeln kann, so dass ein nicht aussagekräftiges Alter ermittelt wird.

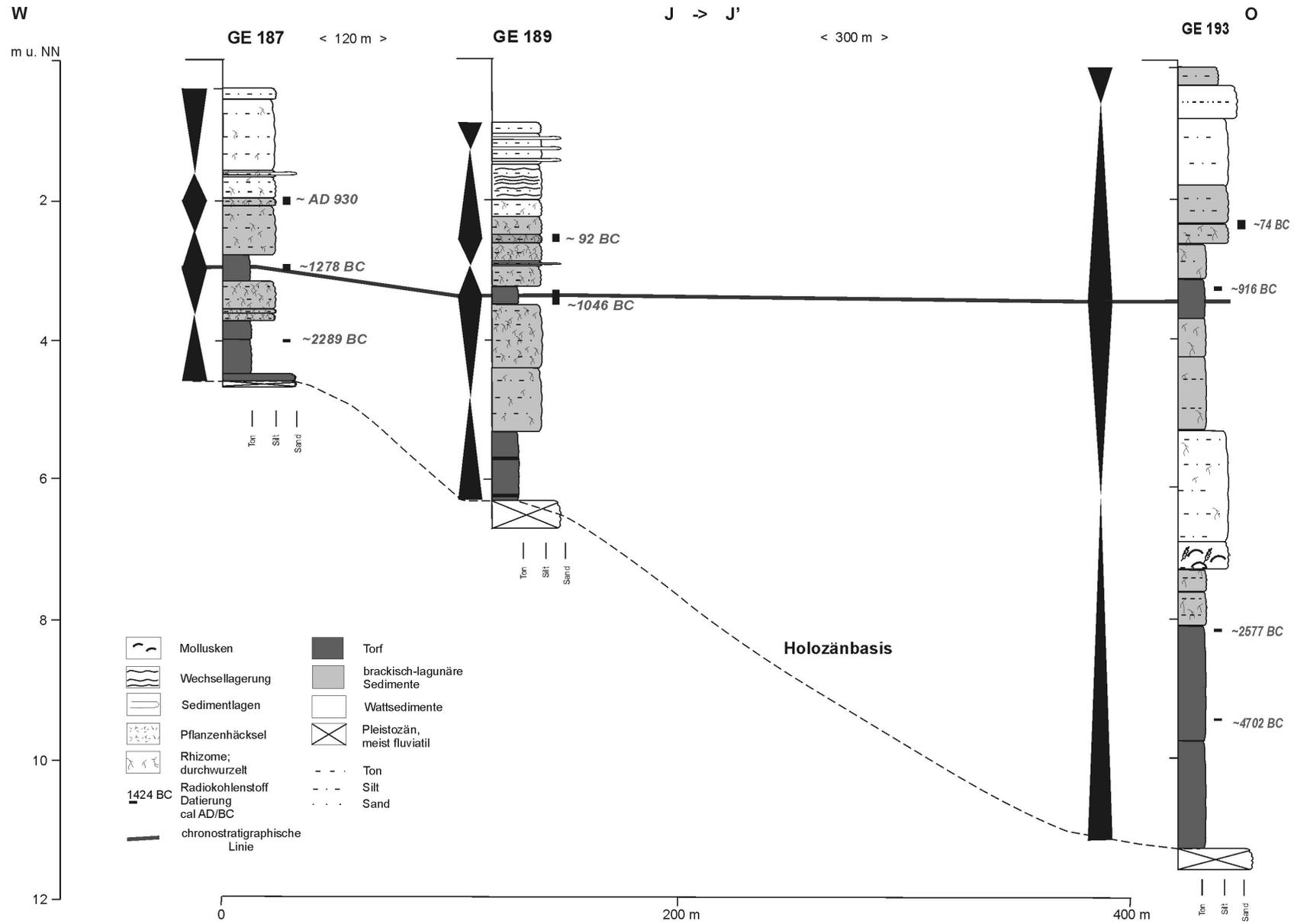


Abb. 4.6: Profilschnitt J, s. Übersichtskarte in Abb. 4.4.

Der eingeschaltete Torf kann über mehr als 400 m auf einer Höhe korreliert werden. Die Radiokohlenstoff-Datierungen aus dem Torfhorizont werden daher für die Meeresspiegelkurve herangezogen.

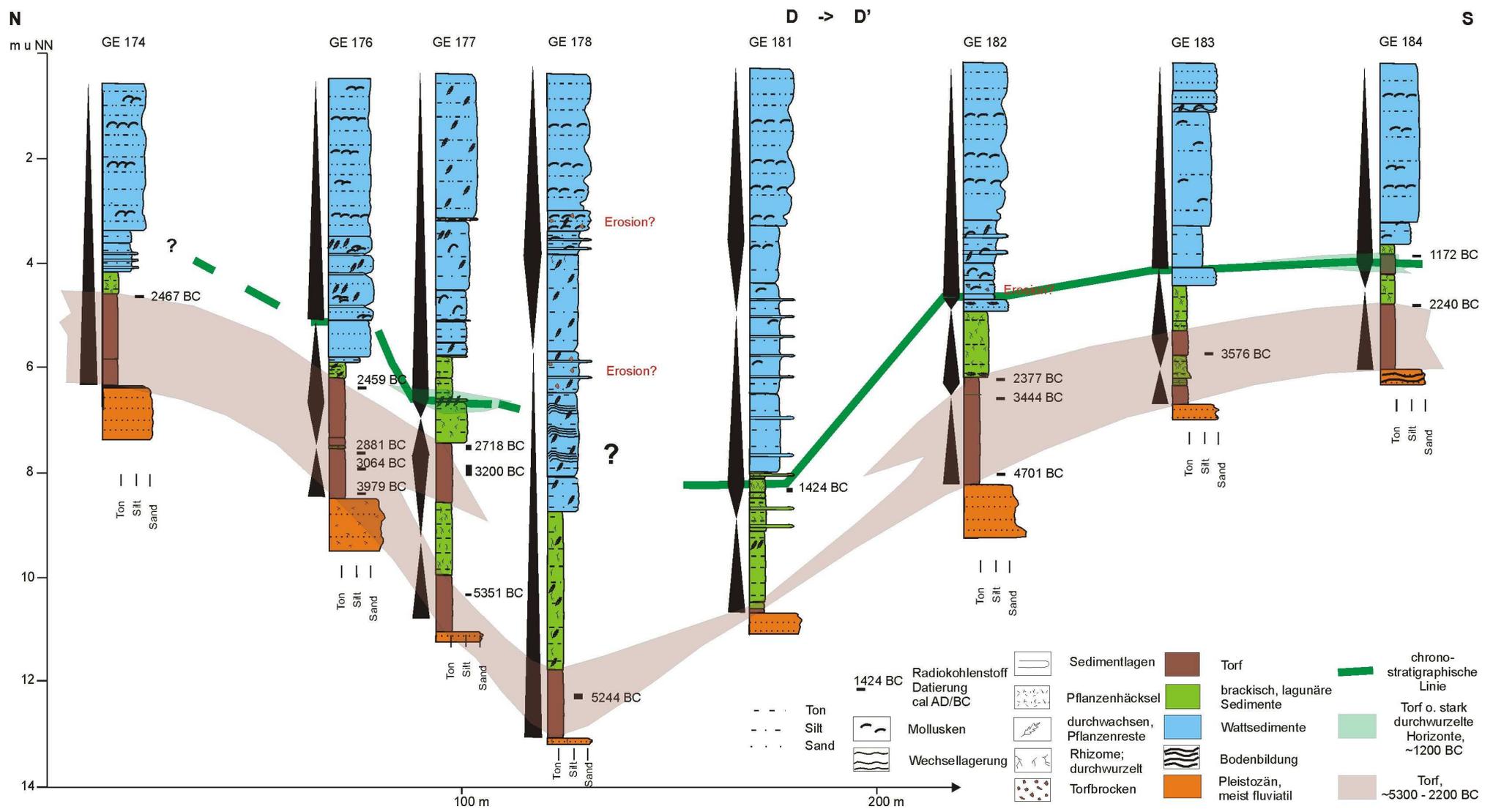


Abb. 4.7: Profilschnitt D, s. Übersichtskarte in Abb. 4.4. Hervorzuheben ist die unterschiedliche Höhenlage der chronostratigraphischen Linie im Bereich der durch die pleistozänen Ablagerungen vorgegebenen Rinnenstruktur.

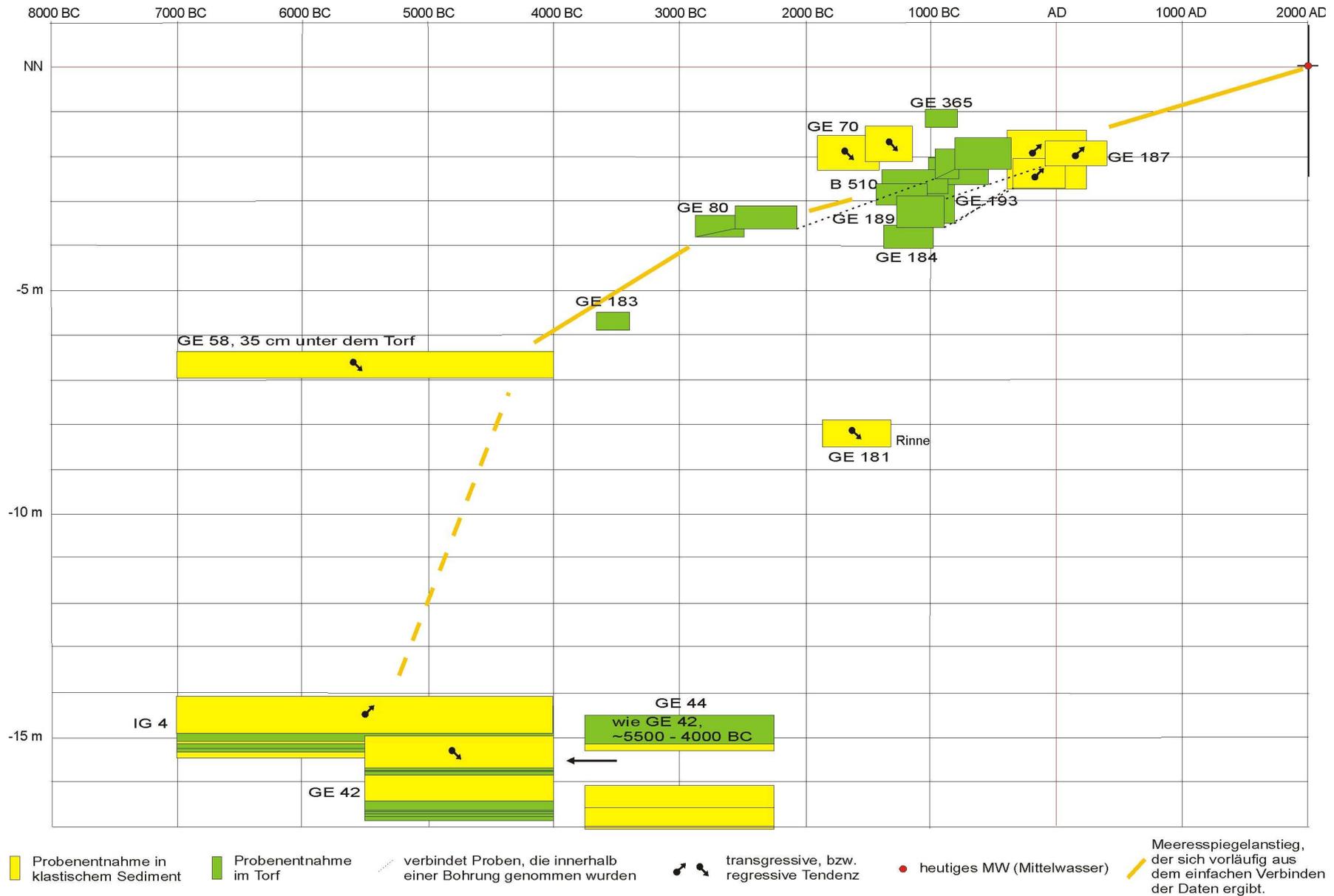


Abb. 4.8: Erste Skizze des Meeresspiegelanstiegs von ~7000 BC bis heute. Die Kurve basiert auf einigen wenigen Pollendatierungen (GE 58, 42 und IG4) und auf kalibrierten Radiokohlenstoff-Datierungen dargestellt mit dem 2-Sigma-Fehlerbalken. Es wurden die Daten dargestellt, die mit Hilfe der Seismik und von Bohrprofilen als „stratigraphisch wertvoll“ befunden werden konnten. Die Torfe von GE 42, 44 und IG4 konnten nicht sequenzstratigraphisch überprüft werden. Sie liegen innerhalb tieferer Rinnen und sind nicht großflächig zu verfolgen. Da sie die einzigen Proben sind, die Daten älter als 5000 BC liefern, wurden sie trotzdem herangezogen.

4.2 Sequenzstratigraphische Flächen

Der seismische „Haupthorizont“

Bei der Interpretation der seismischen Profile konnte vor allem ein markanter seismischer Horizont verfolgt werden, hier als „Haupthorizont“ bezeichnet. Auf seine Charakteristika in Bezug auf Geometrie in der Seismik, auf Verfolgbarkeit zwischen kreuzenden Profilschnitten, seine Korrelation mit der cyclostratigraphischen Interpretation der Bohrungen und schließlich seine sequenzstratigraphische Bedeutung soll in den folgenden Abschnitten eingegangen werden.

Verlauf entsprechend der Torfhorizonte

Die eingeschalteten Torfe liegen auf den *turnaround points* von einem *base level fall* zu einem *base level rise*. Der „Haupthorizont“ fällt auffallend oft mit eingeschalteten Torfhorizonten zusammen und lässt sich über die in den eingehängten Bohrungen belegten Torfe hinaus verfolgen. Dabei ist zu beobachten, dass er auch in den Bohrungen, die keine Torfe dokumentieren, entsprechend mit den *turnaround points* der Interpretation im Sinne von *base level changes* zusammenfällt (s. u. Absatz „Sequenzstratigraphische Aussage“).

Charakteristika

Der „Haupthorizont“, der mit den *turnaround points* der Bohrungen korreliert und auf meh-

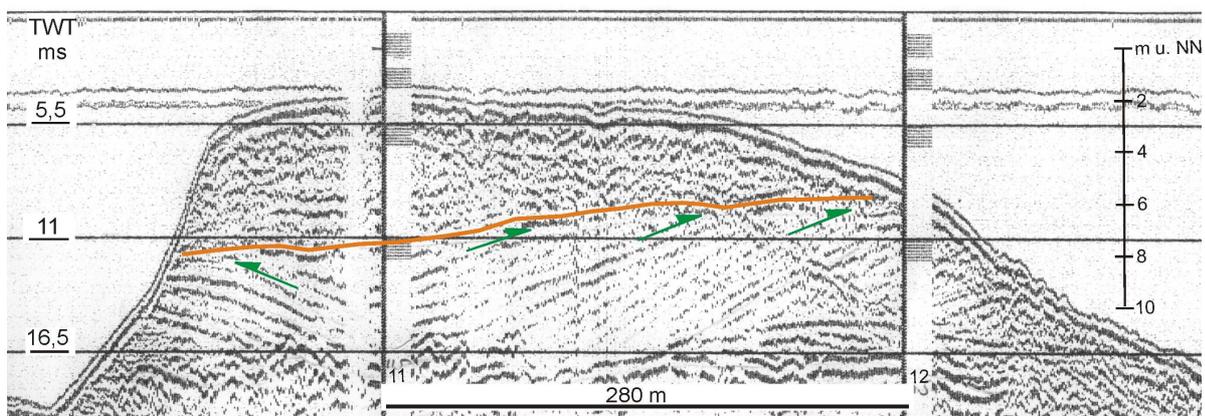


Abb. 4.9: Seismisches Profil bei *Eventmarke* 11 und 12, Lage s. Abb. 4.11. Der „Haupthorizont“, der diskordant auf schräggeschichteten Strukturen liegt, ist in Orange nachgezogen. Die *toplaps* sind mit grünen Pfeilen hervorgehoben. Die entgegengesetzte Einfallrichtung der Schrägichtung rührt daher, dass das Boot mit Boomer und Hydrophonschlauch in diesem Bereich eine Kurve von etwa 90° gefahren ist. Der Reflektor der Holozänbasis konnte in diesem Profilschnitt nicht eindeutig zugewiesen werden.

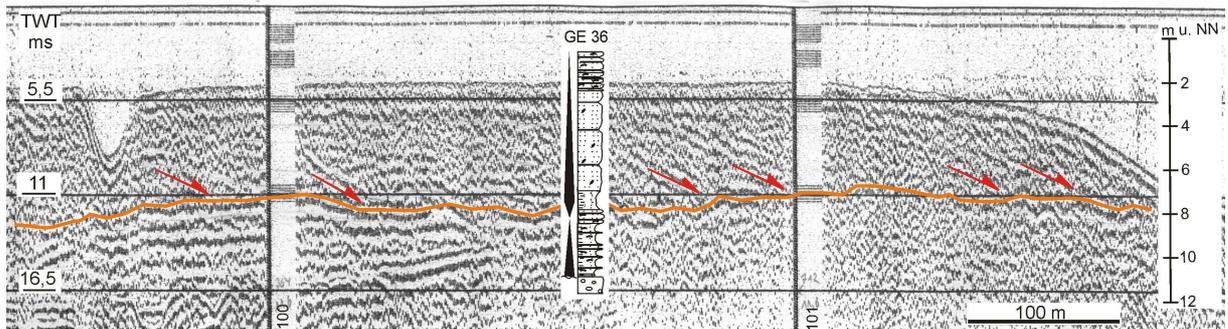


Abb. 4.10: Seismisches Profil bei *Eventmarke* 100 und 101, Lage s. Abb. 4.11.

Der „Haupthorizont“ ist in Orange nachgezogen. Die *downlap* Strukturen sind durch rote Pfeile gekennzeichnet. Der „Haupthorizont“ konnte zum Einen durch den Abgleich mit der Profilstrecke 129-135 definiert werden, zum Anderen handelt es sich auf dem abgebildeten Streckenabschnitt typischerweise um einen markanten Reflektor, der zudem durch *downlap*-Strukturen im Hangenden charakterisiert ist. Die Bohrung GE 36 wurde aus etwa 350 m auf den Profilschnitt projiziert. Es ist zu sehen, dass der „Haupthorizont“ an dem *turnaround point* von *base level fall* zu *base level rise* der Bohrung liegt.

Die Holozänbasis ist auf diesem Profilabschnitt nicht eindeutig als Reflexionshorizont erkennbar.

Deren Profilstrecken zu verfolgen ist, fällt in erster Linie dadurch auf, dass er einen markanten seismischen Horizont darstellt. Der Horizont zeigt sich auf vielen Strecken als Diskordanz, die am Top oder auch an der Basis von schräggeschichteten Strukturen liegt.

Der „Haupthorizont“ wird als Diskordanz in Bezug auf die seismischen Strukturen durch *toplaps* im Liegenden (Abb. 4.9) und *baselaps* im Hangenden (Abb. 4.10) charakterisiert.

Verfolgbarkeit über die untersuchte Fläche

Der sich durch die oben beschriebenen Charakteristika auszeichnende, als „Haupthorizont“ beschriebene markante seismische Horizont ist auf mehreren Streckenabschnitten des durch seismische Profilstrecken abgedeckten Arbeitsgebietes zu verfolgen. In Abb. 4.11 sind ausschließlich die Streckenabschnitte gekennzeichnet, in denen der „Haupthorizont“ eindeutig als solcher zu identifizieren ist.

Durch den Abgleich sehr dicht nebeneinander liegender und sich überkreuzender Streckenabschnitte wurde die Identifizierung des Horizontes abgesichert.

Er ist nicht auf allen Profilen zu erkennen, was zu einem gewissen Teil mit der unterschiedlichen Qualität der Seismik zusammenhängt, die auch bei ungünstigen Wetterlagen gefahren wurde. Die Strecke von *Eventmarke* 195 bis 255 (Abb. 4.11) im östlichen Teil des Arbeitsgebietes wurde bei stürmischen Wetter gefahren, was sich auf die Datenqualität ausgewirkt hat. Auf den entsprechenden seismischen Profilen ist kein seismischer Horizont eindeutig als „Haupthorizont“ zu erkennen. Auf anderen Streckenabschnitten, wie beispielweise von

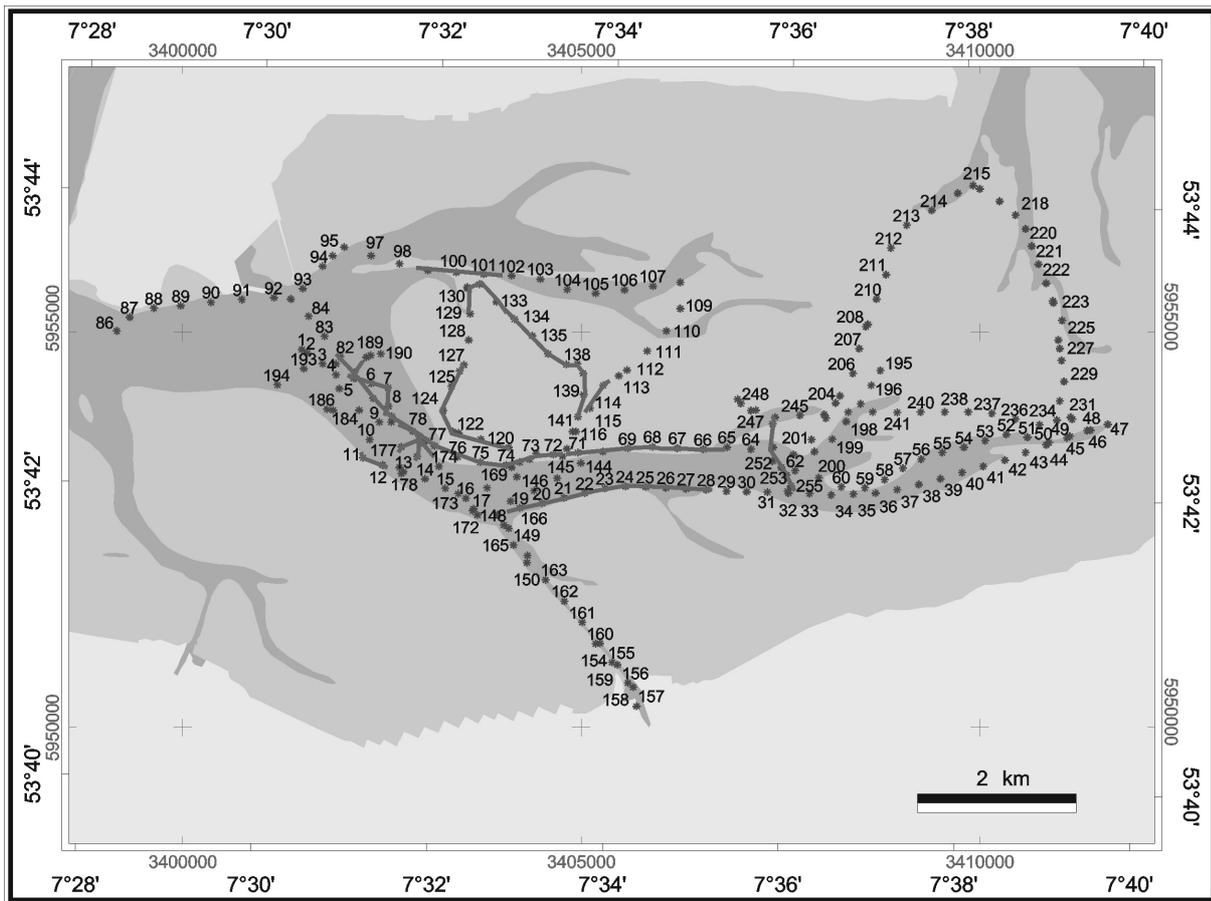


Abb. 4.11: Streckenabschnitte, auf denen der „Haupthorizont“ identifiziert werden konnte. Die *Eventmarken* der Seismik sind als Sternchen dargestellt und durchnummeriert. Aus Gründen der Lesbarkeit wurden einige Nummern ausgelassen, um Überlappungen zu vermeiden.

Eventmarke 86 bis 96 (Abb. 4.11), ist die heutige Hauptrinne des Rückseitenwattes von Langeoog so tief erodiert, dass die entsprechenden Sedimente nicht mehr vorhanden sind. Auch an anderen Stellen ist der „Haupthorizont“ wahrscheinlich durch Rinnen, die sich nach seiner Bildung verlagert haben, erodiert bzw. überprägt worden.

Da in den seismischen Profilen jeweils nur ein seismischer Horizont mit den beschriebenen Charakteristika zu erkennen ist und dieser zum einen durch die Tiefenlage (siehe folgender Abschnitt) und zum anderen durch sich überkreuzende Profile verfolgt werden konnte, wird davon ausgegangen, dass es sich insgesamt um einen Reflexionshorizont der gleichen Genese handelt.

Teufe

Die *Teufe* des „Haupthorizontes“ variiert in dem befahrenen Gebiet zwischen 4 und 8 m unter NN (Abb. 4.12). Bei genauerer Betrachtung der Tiefenlage im Vergleich mit der model-

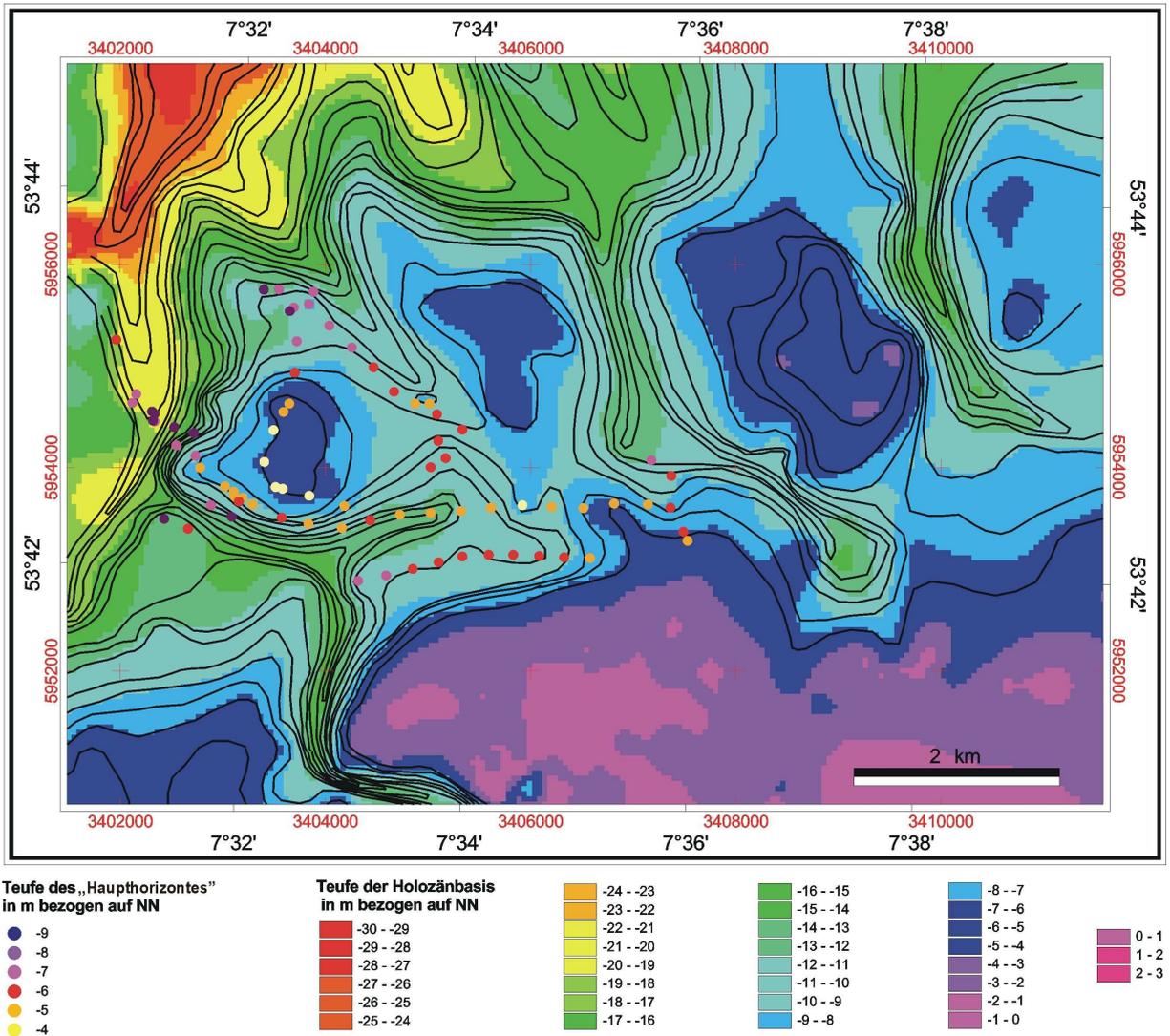


Abb. 4.12: Die Tiefenlage des „Haupthorizontes“ im Vergleich mit der Holozänbasisfläche.

lierten Holozänbasisfläche zeigt sich, dass es einen Zusammenhang zwischen der Teufe des „Haupthorizontes“ und der Morphologie der Holozänbasis zu geben scheint. Dort, wo die Holozänbasis tiefer und damit die Sedimentmächtigkeit größer ist, liegt der seismische Horizont ebenfalls tiefer. Die Holozänbasis ist eine insgesamt nach Norden einfallende Fläche, deren Morphologie im Wesentlichen durch die Tiefenlage des „Haupthorizontes“ nachgezeichnet wird.

Sequenzstratigraphische Aussage

Die Schlüsseloberflächen, die Sedimente in Systemtrakte unterteilen, sind *transgressive surfaces*, *maximum flooding surfaces* und *marine onlap/downlap surfaces* zwischen *lowstand fans* und *lowstand wedges*. Diese Flächen können meist als seismische Horizonte identifiziert werden.

ziert werden (EMERY & MYERS 1996).

Neben der Kennzeichnung durch *lapouts*, die nicht notwendigerweise vorhanden sein müssen (s. Kapitel 2 „Theoretische Hintergründe“), liegt die *transgressive surface* in jedem Fall an den *turnaround points* von *base level fall* zu *base level rise* (Abb. 4.13)

Der „Haupthorizont“ ist sowohl als markanter Horizont in den seismischen Profilen zu verfolgen, als auch als Diskordanz, die durch *onlaps* (Abb. 3.9), *downlaps* (Abb. 4.10) und *toplaps* (Abb. 4.9) charakterisiert ist, zu identifizieren. Auffällig ist weiterhin, dass der seismische „Haupthorizont“ in allen Bohrungen, sowohl in denen, die einen eingeschalteten Torfhorizont aufweisen, also auch in Bohrungen ohne eingeschalteten Torfhorizont, mit den *turn-around points* von *base level fall* zu *base level rise* zusammenfallen. Besonders deutlich wird dies in der Profilkorrelation in Abb. 4.14 aufgezeigt. Dort ist zu sehen, dass die Korrelation der Bohrungen aufgrund der *base level hemicycles*, bzw. festgelegt an den *turnaround points* von *base level fall* zu *rise*, mit dem Verlauf des seismischen „Haupthorizontes“ übereinstimmt. Die Bohrung GE 36 im Westen des Profilschnittes beinhaltet keinen Torfhorizont, kann aber trotzdem im Sinne von *base level hemicycles* interpretiert werden, s. Kapitel 2.2, Absatz „Interpretation von Bohrungen im Sinne von *base level hemicycles*“). Der „Haupthorizont“ verläuft auch hier durch den *turnaround point* von *base level fall* zu *rise* (s. a. Abb. 4.17).

Diese Beobachtungen führen insgesamt dazu, dass der „Haupthorizont“ als *transgressive*

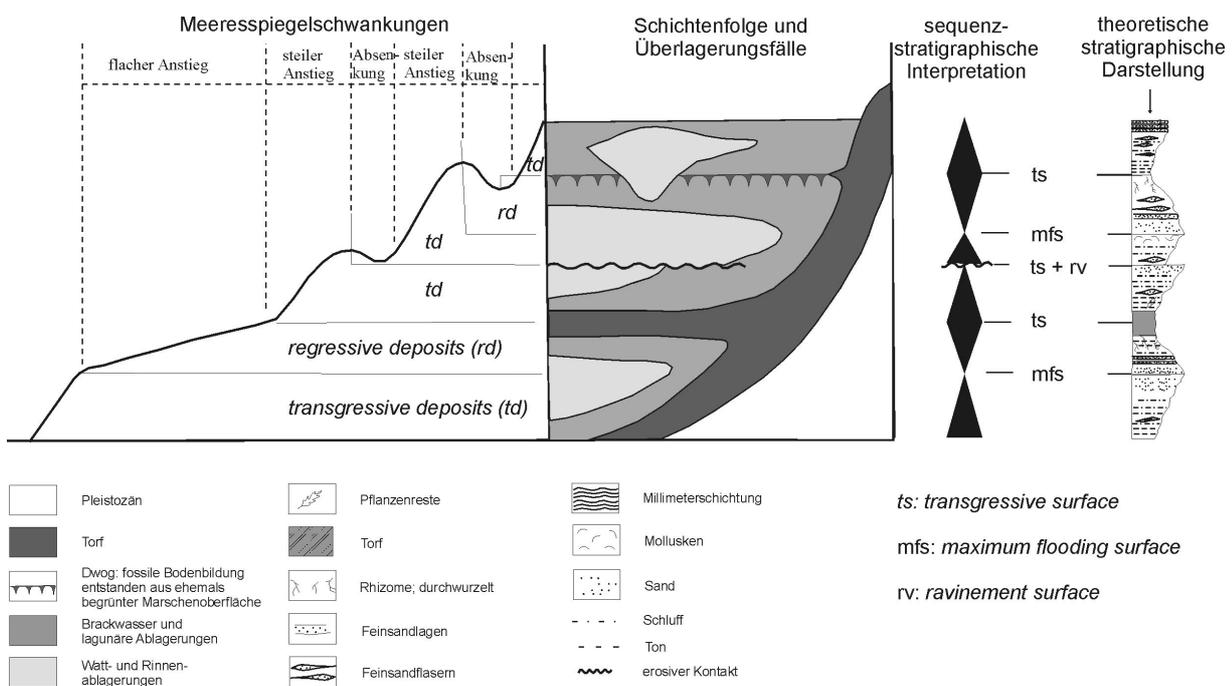


Abb. 4.13: Schematische Darstellung der Meeresspiegelbewegungen und der damit zusammenhängenden Sedimentation und Erosion (verändert und ergänzt nach STREIF 1990).

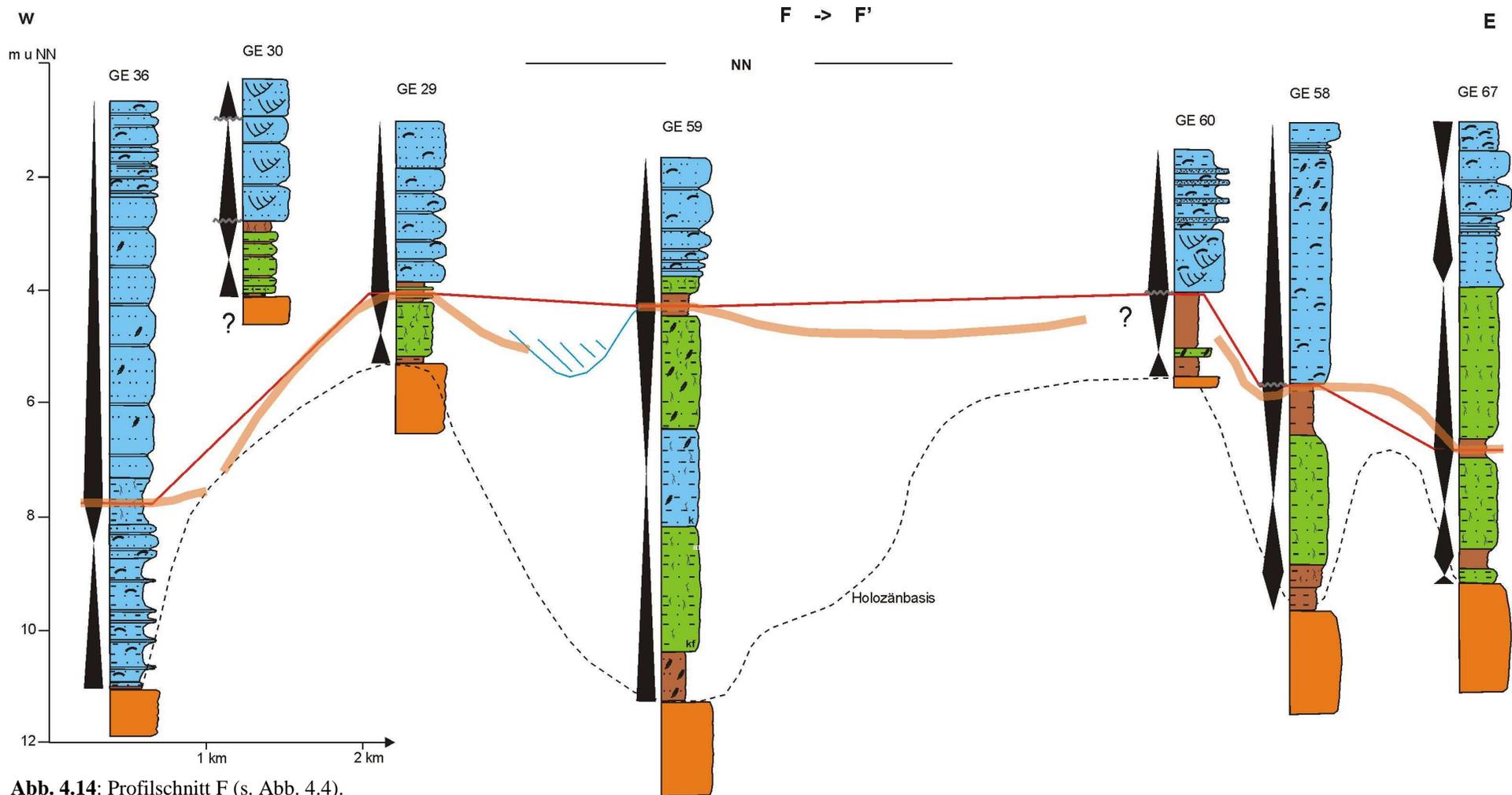


Abb. 4.14: Profilschnitt F (s. Abb. 4.4).

Zum Einen wurden die Bohrungen anhand der Interpretation der *base level cycles* korreliert (rote Linie), zum Anderen anhand des Verlaufs des seismischen „Haupthorizontes“ (rotfarbenedes Band).

Die Angaben aus der Bohrung GE 30 zur Lage der Holozänbasis entsprechen nicht den Daten aus der Seismik. An dieser Stelle ist die Holozänbasis als sehr markanter diskordanter seismischer Horizont über eine größere Entfernung und abgesichert durch andere Bohrungen zu verfolgen. Eine mögliche Erklärung wäre, dass die pleistozänen Ablagerungen an dieser Stelle stark umgelagert wurden, so dass die sich aufgrund der Lagerung im seismischen Profil abzeichnende Holozänbasis entsprechend tiefer liegt.

- | | | | | | | | |
|--|---|--|-----------------|--|-----------------------------|--|------------------------------|
| | Sedimentstrukturen (Seismik) | | Ton | | Mollusken | | Mudde |
| | erosiver Kontakt | | Schluff | | Rhizome; durchwurzelt | | brackisch/lagunäre Sedimente |
| | Korrelation aufgrund der <i>base level cycles</i> | | Sand | | durchwachsen, Pflanzenreste | | Wattablagerungen |
| | seismischer „Haupthorizont“ | | Sedimentlagen | | Torf | | Pleistozän |
| | | | Rinnensedimente | | | | |

surface (ts) angesprochen werden kann.

Eine *transgressive surface* ist die chronostratigraphische Basisfläche eines Transgressiven Systemtraktes. Die seismische Datenlage reicht allerdings nicht aus, um die typischen Geometrien der Systemtrakte erkennen zu lassen. Einzig der geneigte Verlauf der *transgressive surface* ist ansatzweise nachzuvollziehen. Wie in Abb. 4.12 dokumentiert, variiert die Tiefe der *transgressive surface* in Abhängigkeit von der Entfernung der pleistozänen Hochlagen. Auf Abb. 4.14 ist sie von 8 m unter NN bis 4 m unter NN zu verfolgen.

Die zeitliche Zuordnung dieser *transgressive surface* wird im folgenden Absatz diskutiert.

Zeitliche Zuordnung

Eine zeitliche Zuordnung der *transgressive surface* ist einigermaßen schwierig. Es gibt nur einen seismischen Streckenabschnitt, in den eine Bohrung mit einer Datierung zumindest in der Nähe der Tiefe des beschriebenen Horizontes eingehängt werden kann (Abb. 4.15). Dabei handelt es sich um eine Pollendatierung von MÜLLER (1957) aus der Bohrung GE 58 (Abb. 4.14), die auf Atlantikum datiert. Das bedeutet für den ostfriesischen Raum gemäß der im Kapitel 5.2 „Pollenanalyse“ erstellten Tabelle (Abb. 5.6) eine Altersspanne von ~7000-4000 BC. Die Probe liegt 35 cm unterhalb eines eingeschalteten Torfhorizontes. Die zeitlich nächste vorhandene Datierung (Abb. 4.8) stammt von der Basis des eingeschalteten Torfhorizontes in der Bohrung GE 183 (Abb. 4.7). Es ist eine Radiokohlenstoff-Datierung, die eine Altersspanne von etwa 3660-3390 cal BC angibt (s. Anhang, Tabelle 1). Aufgrund des Alters und auch der Höhenlage kann davon ausgegangen werden, dass der Torf aus GE 183 mit dem Torf aus GE 58 korreliert (Abb. 4.16). Die zeitlich folgende und rund 2 m höher liegen-

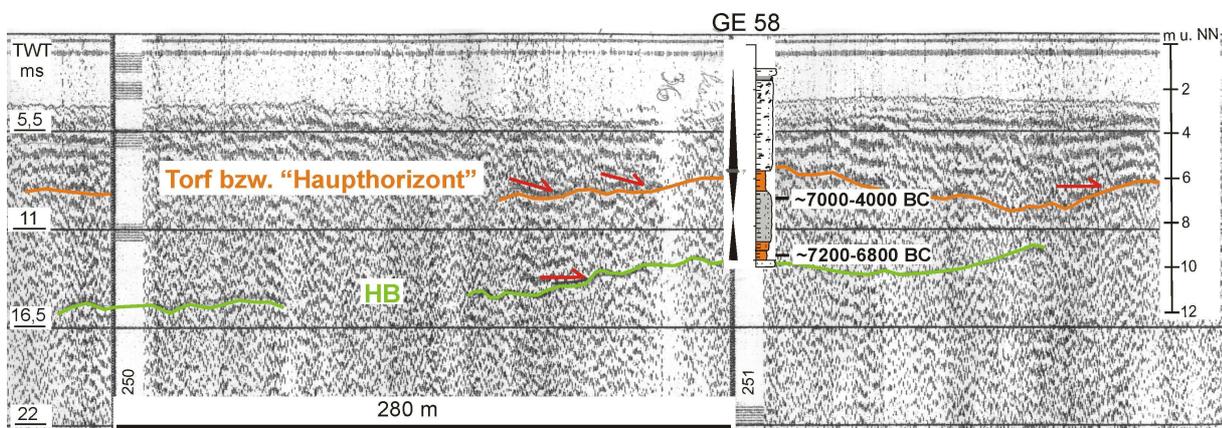


Abb. 4.15: Profilabschnitt im Bereich der *Eventmarken* 250 und 251, Lage s. Abb. 4.11.

Der „Haupthorizont“, der hier mit einem eingeschalteten Torf zusammenfällt, ist in Orange dargestellt, die Holozänbasis (HB) in Grün. An beiden Reflektoren sind durch rote Pfeile gekennzeichnete *onlap*-Strukturen zu erkennen.

Die Reflektoren konnten nicht durchgehend im seismischen Profil verfolgt werden.

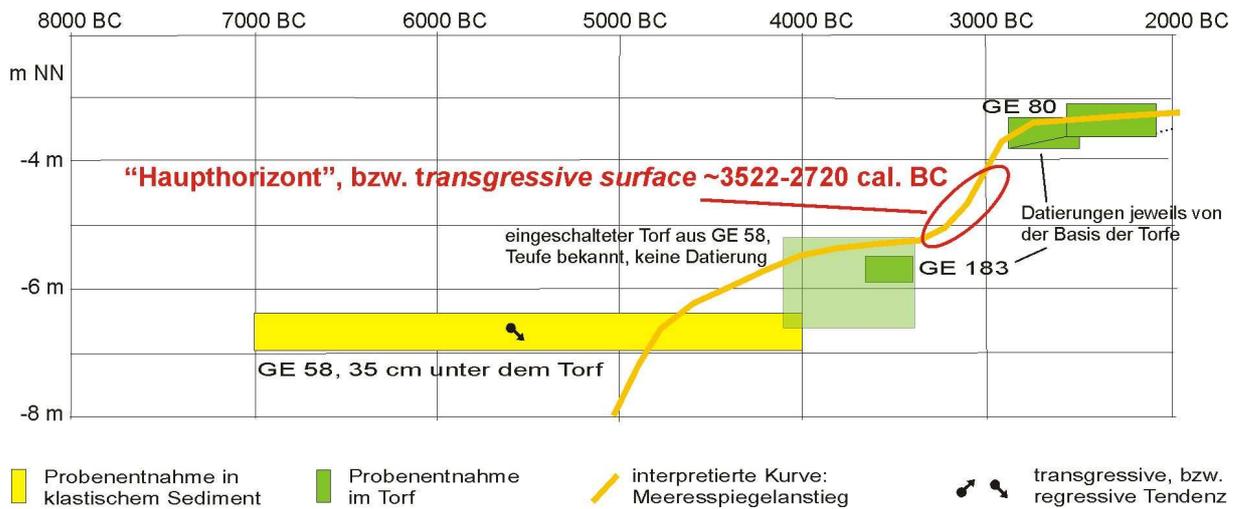


Abb. 4.16: Rekonstruktion zur Abschätzung des Alters des „Haupthorizontes“, der als *transgressive surface* identifiziert wurde.

Die Datierung ist die von der Basis des unteren eingeschalteten Torfes aus GE 80 (Abb. 4.16) mit etwa 2880-2490 cal BC (s. Anhang, Tabelle 1). Gemäß den Ausführungen in Kapitel 4.1 „Sequenzstratigraphische Bedeutung der Torfe“ gehen die eingeschalteten Torfe jeweils von einer regressiven in eine transgressive Torfbildung über. Die *transgressive surface* verläuft also durch den Torf von GE 58 und GE 183. Sie ist somit jünger als 3522 cal. BC und älter als 2720 cal. BC und liegt eher im Zeitraum der älteren Datierung von 3522 cal. BC. Sie wird entsprechend der Zeichnung in Abb. 4.16 für die weiteren Ausführungen auf ~3300 BC geschätzt.

Die Holozänbasis als Sequenzgrenze

Während des späten Pleistozän und des Holozän (125 ka BP bis heute) ist weltweit eine Sequenz 4ter Ordnung, bestehend aus Regressivem, Niedrigstand-, Transgressivem und Hochstand-Systemtrakt, entstanden (LOWRIE & HAMITER 1995, SOMOZA et al. 1998). Die Sequenzgrenze 4ter Ordnung zu dieser Sequenz wird im Küstenbereich der Südlichen Nordsee (proximale Position) durch die eine Diskordanz darstellende Holozänbasisfläche repräsentiert.

Chronostratigraphisch gesehen umfassen Sequenzgrenzen Zeiträume, deren Dauer am längsten am Beckenrand und am kürzesten im Beckenzentrum ist, wo die Ablagerung bei einem Meeresspiegelanstieg zuerst einsetzt.

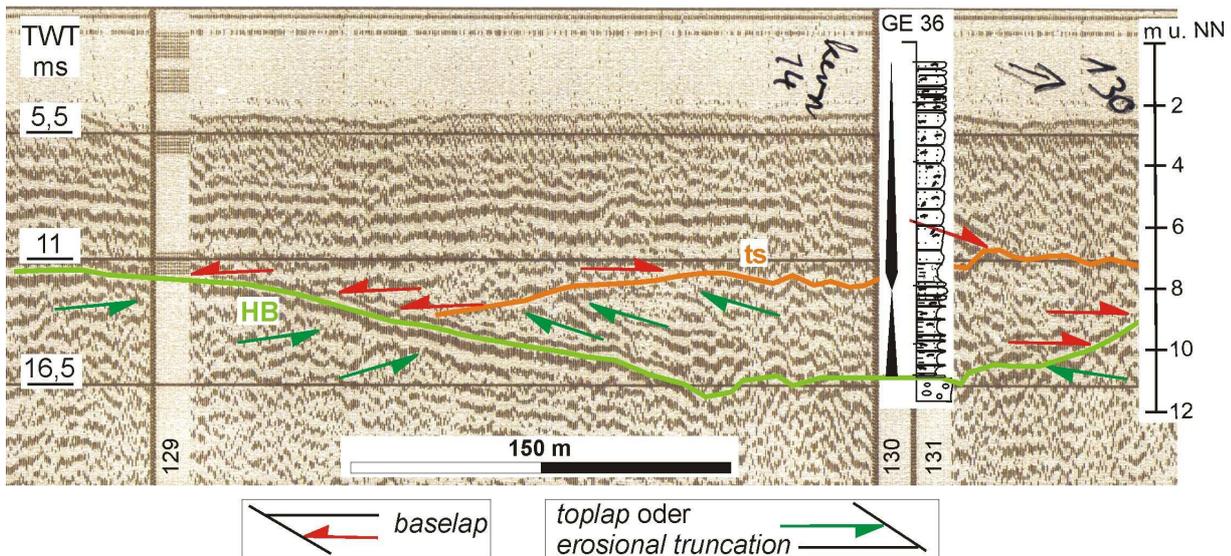


Abb. 4.17: Seismisches Profil von Eventmarke 129-131, siehe Abb. 4.11. Zu sehen ist zum Einen die *transgressive surface* in Orange und zum Anderen die Holozänbasis in Grün. Die roten Pfeile stellen *baselap*-Strukturen dar, die nicht weiter in *downlap* und *onlap* unterschieden wurden. Die grünen Pfeile kennzeichnen *toplaps* bzw. Strukturen, die durch Erosion entstanden sind (*erosional truncation*). Die Abbildung zeigt den gleichen Profilabschnitt wie Abb. 3.9 (Kapitel 3.1 „Flachseismik im Watt“). In der hier gezeigten Abbildung ist zusätzlich die Bohrung GE 36 mit der Interpretation der *base level hemicycles* eingehängt, um die Lage der *transgressive surface* auf dem *fall* zu *rise turnaround point* zu dokumentieren.

Die Holozänbasis ist als Sequenzgrenze des Typs 1 nach VAN WAGONER et al. (1988) einzu-
stufen: *“...is characterized by subaerial exposure and concurrent subaerial erosion associa-
ted with stream rejuvenation, a basinward shift in facies, a downward shift in coastal onlap,
and onlap of overlying strata...”* Sie ist eine typische Sequenzgrenze, die bei glazialen

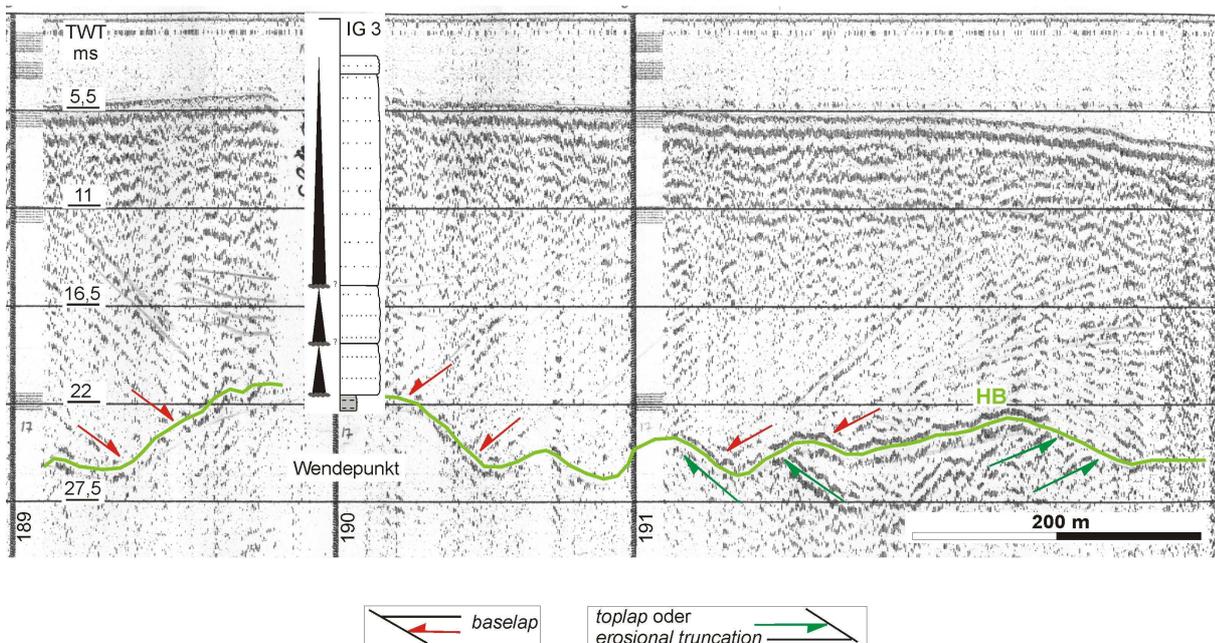


Abb. 4.18: Seismisches Profil von Eventmarke 189 bis 191, s. Abb. 4.11. Die Holozänbasis ist in Grün nachgezogen. Sie ist auf diesem Profilabschnitt durch ein erosives Relief charakterisiert. Bei Eventmarke 190 (Wendepunkt) wurde eine Wende um etwa 180° gefahren. Das erklärt die entgegengesetzten Einfallrichtungen im Hangenden der Holozänbasis.

Meeresspiegeltiefstand und fluvialer Erosion entstanden ist (s. EMERY & MYERS 1996).

Wie in der Seismik beobachtet, zeichnet sich die Holozänbasis nicht auf allen Streckenabschnitten als markanter Reflektor ab, lässt sich aber auf den meisten als seismischer Horizont verfolgen und ist auf einigen seismischen Profilen auch als markanter Reflektor zu erkennen. Sie stellt in den meisten Fällen eine deutlich zu erkennende Diskordanz dar, die im Liegenden durch *toplaps* und im Hangenden durch *onlaps* charakterisiert ist (Abb. 4.17).

Typisch für eine Sequenzgrenze 1. Ordnung sind erosive Flächen, die sich durch ein markantes Relief auszeichnen, wie es beispielsweise in Abb. 4.18 zu sehen sind. In Bezug auf die Holozänbasisfläche im Bereich der Watten ist zu bedenken, dass die erosiven Flächen nicht allein durch subaerische Exposition und fluviale Aufarbeitung während des Altholozän geprägt worden sein müssen, sondern auch zu einem späteren Zeitpunkt während der holozänen Transgression durch Verlagerung der Hauptwattrinnen entstanden sein können.

4.3 Verlauf der Meeresspiegelkurve

Geometrie der Meeresspiegelbewegungen

Neben dem „Haupthorizont“ sind es vor allem die seismischen Torfhorizonte, die sich streckenweise gut verfolgen lassen.

Die Torfe wurden in den vorangegangenen Überlegungen dem Übergang von einem Hochstand-Systemtrakt (HST) zu einem Transgressiven Systemtrakt (TST) zugeordnet. So konnte auch der seismische „Haupthorizont“ als *transgressive surface* identifiziert werden. Diese Zuordnung wurde durch die Korrelation mit den *turnaround points* in den Bohrungen, die räumliche Verbreitung und die Beobachtungen der Strukturen in der Seismik unterstützt. Neben dem seismischen „Haupthorizont“ bilden auch andere Torfe seismische Horizonte (Abb. 4.19) und lassen sich auf größeren Entfernungen korrelieren (s. Abb. 4.5). Sie werden ebenfalls als *transgressive surfaces* gedeutet.

Diese Interpretation bedeutet gleichzeitig für die Meeresspiegelkurve, dass für einen stufenförmiger Anstieg argumentiert wird. Schwankungen im Sinne von Absenkungen können allein durch Torfbildung nicht belegt werden (s. Kapitel 4.1 „Sequenzstratigraphische Bedeutung der Torfe“), auch gibt es bei der vorhandenen Datenlage keine Hinweise auf einen Niedrigstand-Systemtrakt (LST).

In Abb. 4.20 ist der jeweilige Kurvenabschnitt einer potentiellen Meeresspiegelkurve zum Zeitpunkt eines LST, TST und HST gekennzeichnet. Die sich daraus und der Interpretation der Torfe als *transgressive surfaces* ergebenden Erkenntnisse zum Verlauf der Meeresspiegelkurve zum Zeitpunkt der Torfbildung sind in die Meeresspiegelkurve in Abb. 4.21 integriert.

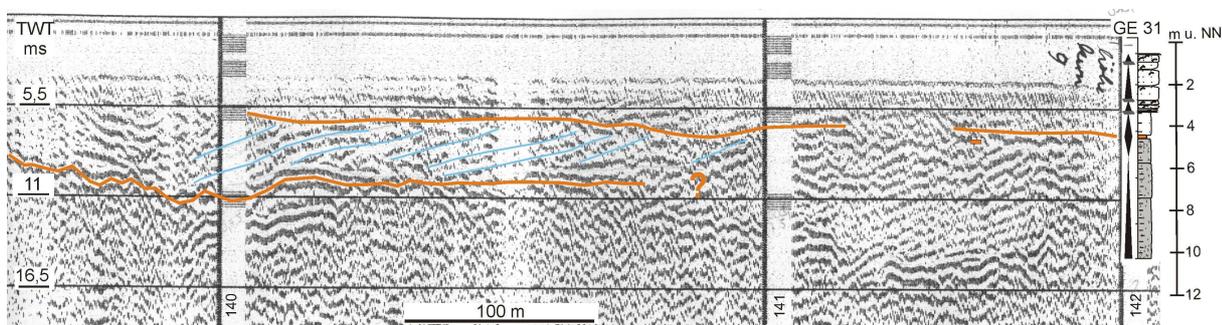


Abb. 4.19: Seismisches Profil von *Eventmarke* 140 bis 142, Abb. 4.11.

Der Torf in der Bohrung GE 31 ist in Orange hervorgehoben und auch der entsprechende „seismische Torfhorizont“ ist in Orange gekennzeichnet. Der tiefer liegende seismische „Haupthorizont“ ist ebenfalls in Orange nachgezogen worden. Der Schrägschichtungskörper, der auf eine ehemalige Rinne hinweist, ist in blauen Linien nachgezeichnet.

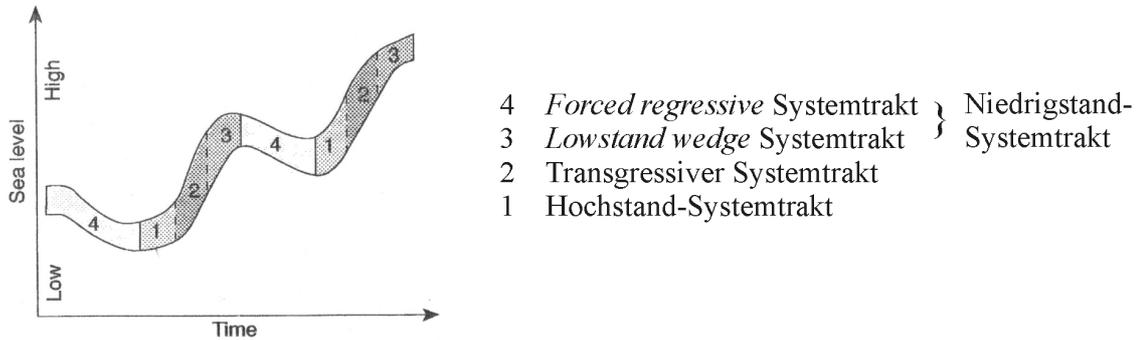


Abb. 4.20: LST, TST und HST bezüglich des jeweiligen Meeresspiegelkurvenabschnittes, aus HELLAND-HANSEN & GJELBERG (1994).

riert. Die Meeresspiegelkurve ist in Form eines Bandes dargestellt, das die möglichen Fehler und Korrekturen beinhaltet. Zusätzlich ist eine Linie angedeutet, die in Anlehnung an die Ausführungen in diesem Absatz den stufenartigen Verlauf der Kurve klar herausstellen soll.

Hierarchie der Meeresspiegelbewegungen

Teilweise sind in den seismischen Profilabschnitten Strukturen zu erkennen, die Hinweise auf das Sedimentationsgeschehen zur Zeit der Torfbildung geben. So liegt beispielsweise der Torfhorizont auf dem Profil von *Eventmarke* 140 bis 142 in Abb. 4.19 im distalen Bereich der Bohrung GE 31 diskordant auf einem Schrägschichtungskörper. Dabei handelt es sich vermutlich um ehemalige Rinnenablagerungen, auf die bei veränderten Verhältnissen von Ablagerungsraum und Sedimentzulieferung Moor aufgewachsen ist. Dagegen ist von *Eventmarke* 120 bis 122 (Abb. 3.7) der Torfhorizont an der Basis eines durch Rinnenverlagerung entstandenen Schrägschichtungskörpers zu verfolgen. Zum Teil ist er durch die Rinne erodiert worden, zum Teil scheint er aber auch ihre Sohle gebildet zu haben. Bei diesen Schrägschichtungskörpern, die wahrscheinlich lokalen Rinnenbildungen zugeordnet werden müssen, handelt es sich um sehr kleinskalige Sedimentationseinheiten, die aber in ihrer Gesamtheit durchaus eine Tendenz angeben. Die seismischen Horizonte werden dementsprechend als *transgressive surfaces* auf kleinster Ebene innerhalb der holozänen Meeresspiegelkurve gedeutet. Die liegenden Sedimente werden einem HST und die hangenden Sedimente einem TST, ebenfalls auf kleinster Ebene, zugeordnet. Inwiefern eine sequenzstratigraphische Ordnung zugewiesen werden kann, wird in Kapitel 6 „Synthese“ diskutiert.

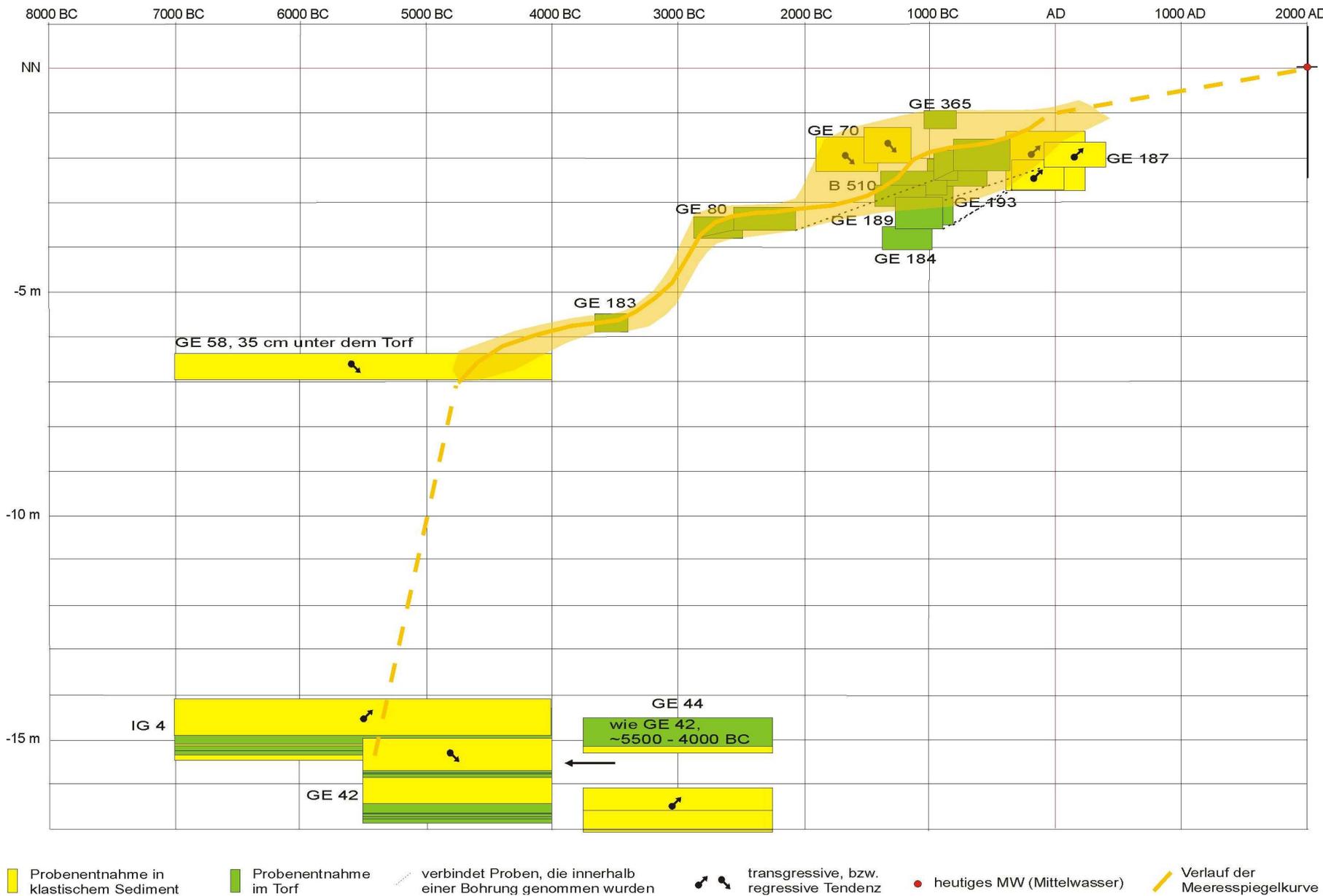


Abb. 4.21: Der Kurvenverlauf nach der sequenzstratigraphischen Bewertung der Torfe.
 Für den Torf aus GE 58 liegt keine Datierung vor. Er wurde nach der Rekonstruktion der Meeresspiegelkurve (siehe Kapitel 4.2 „Sequenzstratigraphische Flächen“) entsprechend seiner Teufe eingehängt.

5 DATIERUNGEN

In den folgenden 3 Unterkapiteln, 5.1 „Radiokohlenstoff-Datierung“, 5.2 „Pollenanalyse und 5.3 „Optisch stimulierte Lumineszenz“ werden die in dieser Arbeit verwendeten Datierungsmethoden vorgestellt. Die Radiokohlenstoff-Alter und die Alter aus der Pollenanalyse stammen alle aus den Archivdaten des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung in Hannover (NLfB). Die Daten aus der AMS-Datierung und der optisch stimulierten Lumineszenz (OSL) wurden speziell für die vorliegende Arbeit erhoben.

Die Datierungen aus dem Archiv des NLfB sind in der Tabelle 1 im Anhang aufgelistet. Dort finden sich genaue Angaben zur Position, Entnahmetiefen, Probenmaterial und die Benennung der jeweiligen Bohrung, aus der das Material entnommen wurde.

Weiterhin sind im Anhang alle die Bohrungen, deren Datierungen für die weitere Auswertung als relevant eingestuft wurden, als lithologisches Profil mit den jeweiligen Datierungen zu finden.

In Abb. 5.1 ist eine Übersichtskarte mit der räumlichen Verteilung aller Datierungen zu sehen. Die Probenpunkte sind mit dem Namen der jeweiligen Bohrung, aus der das Probenmaterial entnommen wurde, gekennzeichnet.

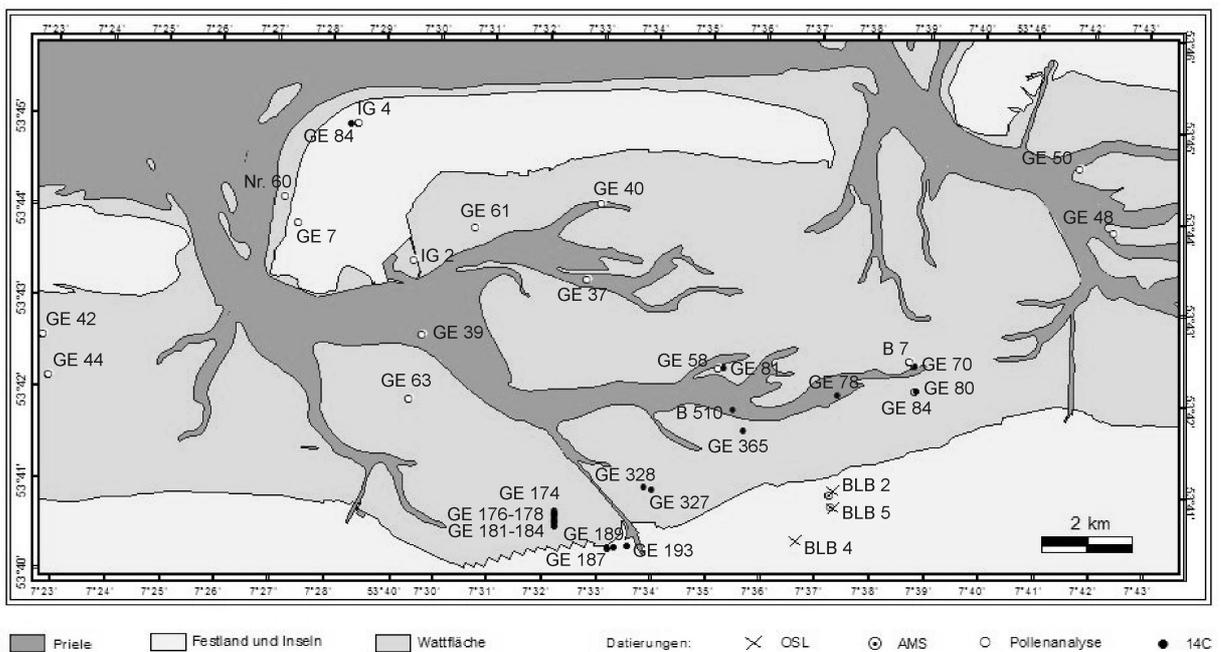


Abb. 5.1: Übersicht über die räumliche Verteilung der OSL, AMS, ¹⁴C- und Pollen-Datierungen im Arbeitsgebiet. Bei den meisten Lokationen sind mehrere Datierungen in unterschiedlichen Tiefen eines Bohrkerns durchgeführt worden.

5.1 Radiokohlenstoff-Datierung

Die konventionelle Radiokohlenstoff-Datierung

Die Radiokohlenstoff-Datierung wurde in den späten 40er Jahren von William Libby eingeführt (s. BURLEIGH 1981). Sie basiert auf dem Zerfall des instabilen Isotops ^{14}C zum stabilen ^{14}N mit einer konstanten Rate.

Das Kohlenstoffisotop ^{14}C entsteht, wenn kosmische Strahlung freie Neutronen erzeugt, die mit ^{14}N zum radioaktiven ^{14}C reagieren. Produktion und Zerfall des instabilen ^{14}C -Isotops führen in der Atmosphäre zu einem Gleichgewicht mit den stabilen Kohlenstoffisotopen. Über die Photosynthese gelangt ^{14}C und das dominante ^{12}C in alle Pflanzen und über die Nahrungskette in alle Lebewesen. Mit dem Tod des Lebewesens scheidet es aus dem globalen Kohlenstoff-Kreislauf aus, und das Verhältnis zwischen ^{14}C und ^{12}C nimmt durch den Zerfall von ^{14}C ab. Die Halbwertszeit beträgt 5730 ± 40 Jahre. Generell kann man mit einer Isotopen-Datierung einen Zeitbereich, der etwa 10 x der Halbwertszeit entspricht, datieren. Das bedeutet für die Radiokohlenstoff-Methode, dass sie für Datierungen in einer Größenordnung von maximal 60 000 Jahren angewendet werden kann. Für Proben, die jünger als 150 Jahre sind, ist sie nicht geeignet.

Der aus einer zu datierenden Probe gewonnene Kohlenstoff wird zu CO_2 verbrannt. In einem Müller-Geiger-Zähler wird dann die ^{14}C -Aktivität der Probe gemessen, aus der sich letztendlich das Alter errechnen lässt. Aufgrund der langen Halbwertszeiten von ^{14}C und der sehr kleinen ^{14}C -Konzentrationen erfordert die konventionelle ^{14}C -Datierung lange Messzeiten und große Probenmengen, nämlich 5 g reinen Kohlenstoff (ZÖLLER & WAGNER 2002), was mehrere 10er g Probenmaterial bedeutet .

AMS (Accelerator Mass Spectrometer)

Bei der konventionellen ^{14}C -Datierung wird die Anzahl der Zerfälle von ^{14}C pro Zeiteinheit und die exakte Masse der Probe gemessen. Bei der AMS hingegen wird mit einem Massenspektrometer direkt der Anteil an ^{14}C -Atomen in einer Kohlenstoffprobe bestimmt. Die empfohlene Mindestmenge für eine präzise AMS-Datierung ist wesentlich geringer, es reicht

1 mg Kohlenstoff (ZÖLLER & WAGNER 2002). Dies ermöglicht eine viel genauere Beprobung. Gerade bei der Entnahme von Torfproben aus Torfen in Bohrkernen spielt das eine wesentliche Rolle, da Torfe sehr langsam „wachsen“. Je mehr Probenmaterial man entnimmt, desto mehr Zeit beinhaltet das Material.

Kalibrierung von ^{14}C -Datierungen

Man ging zunächst davon aus, dass die ^{14}C -Konzentration in der Atmosphäre während der letzten Jahrtausende konstant gewesen ist. Mit Hilfe der Dendrochronologie hat man jedoch herausgefunden, dass dies nicht der Fall ist und die ^{14}C -Konzentration im Laufe der Zeit geschwankt hat, was auf die sich ändernde Aktivität der Sonne zurückgeführt wird. Dadurch wird die Intensität der auf die Erde auftreffenden kosmischen Strahlung beeinflusst und somit auch die ^{14}C -Produktion (s. FAIRBRIDGE 1983). Andere Einflüsse sind die Industrialisierung vor etwa 300 Jahren und die Atombombentest in den letzten 50 Jahren.

Die Dendrochronologie hat es erlaubt, eine Kurve der atmosphärischen ^{14}C -Konzentration in den letzten 10 000 Jahren zu erstellen (Abb. 5.2). Kalibrationsprogramme wie OxCal von BRONK RAMSEY (2001) und CALIB von STUIVER & REIMER (1993) ermöglichen ein schnelles Umrechnen der konventionellen ^{14}C -Alter in kalibrierte Alter. Da die Kalibrationskurve des ^{14}C -Gehaltes Schwankungen unterworfen ist und außerdem bei den konventionellen Al-

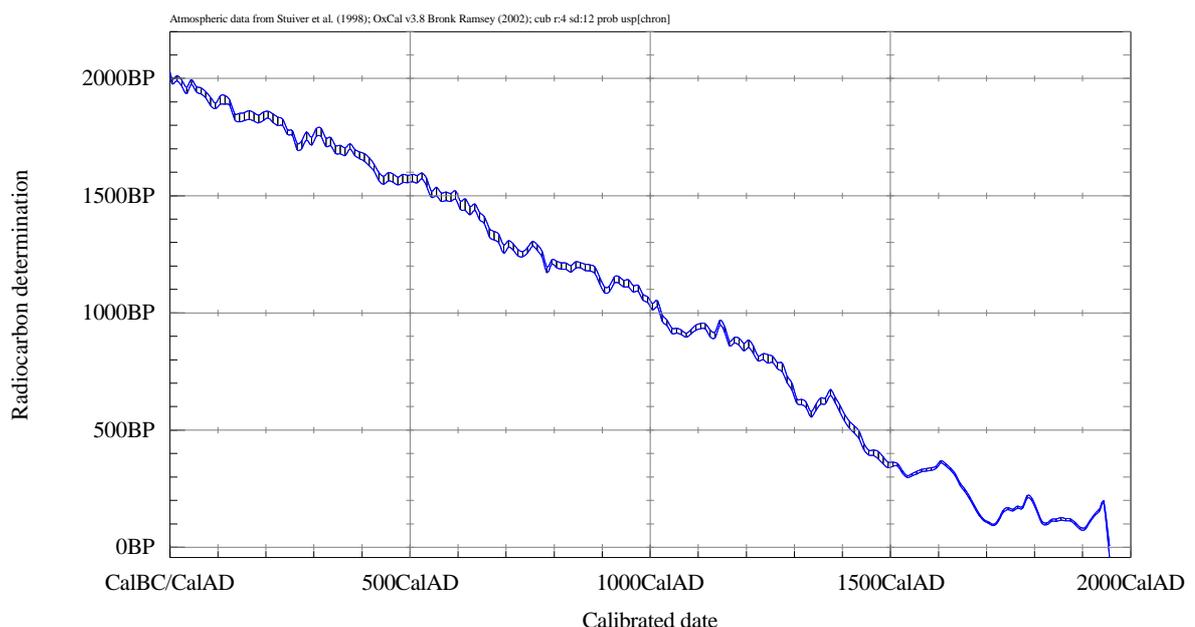


Abb. 5.2: Änderung der atmosphärischen ^{14}C -Konzentration in den letzten 2000 Jahren bestimmt durch Messungen an Baumringen. BP Before Present, AD Anno Domini, Cal kalibriert.

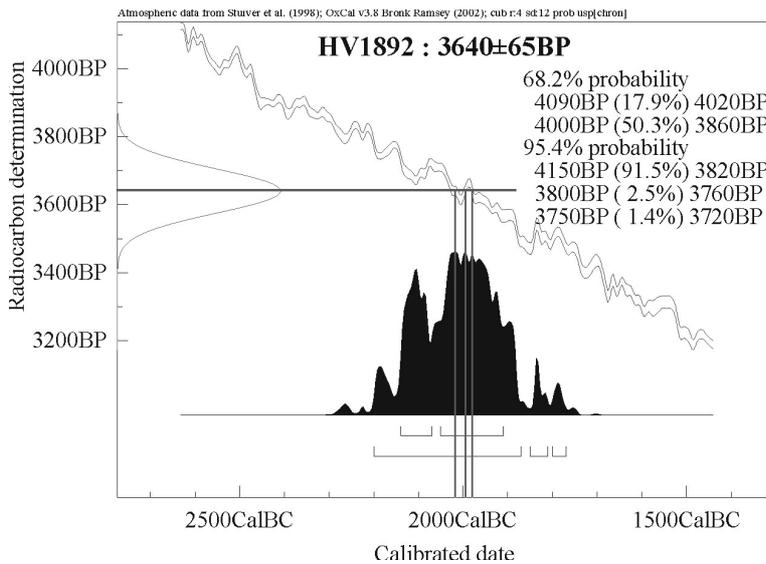


Abb. 5.3: Die Datierung mit der Probennummer HV1892 (vgl. Tabelle 1 im Anhang) als Beispiel für eine Kalibrierung mit OxCal. Bei der Kalibrierung mit CALIB rev.4.3 werden zusätzlich zu den Wahrscheinlichkeitsbereichen die Werte mit den größten Wahrscheinlichkeiten ausgegeben, nämlich in diesem Fall 2018 cal BC, 1996 cal BC und 1980 cal BC. Diese Werte können in dem Diagramm mit Hilfe der dunkelgrauen, etwa in der Bildmitte waagrecht verlaufende Geraden abgelesen werden.

tern ein Fehler bzw. eine gewisse Altersspanne mit einbezogen werden muss, ergibt die Kalibrierung häufig mehrere mögliche Alter bzw. Altersspannen mit unterschiedlichen Wahrscheinlichkeiten (vgl. Abb. 5.3).

Radiokohlenstoff-Datierungen im Arbeitsgebiet

Einige der in den 50er und 60er Jahren vom NLFB abgeteuften Bohrungen im Arbeitsgebiet sind beprobt worden. An den Proben wurden u. a. Radiokohlenstoff-Datierungen durchgeführt. Die Verteilung der Datierungen ist auf der Übersicht in Abb. 5.1 dargestellt. Die ^{14}C -Alter wurden alle mit dem Programm CALIB rev.4.3 kalibriert und in der Tabelle 1 im Anhang aufgelistet.

In einem ausgewählten Bereich des Arbeitsgebietes wurden neue Bohrungen abgeteuft und Proben mit AMS datiert. Die Lage dieser Proben ist ebenfalls auf der Abb. 5.1 gekennzeichnet. Die Bohrprofile mit den Ergebnissen der AMS-Datierung sind auf Abb. 5.11 im Kapitel 5.3 „Optisch stimuliert Lumineszenz“ abgebildet. Eine Beschreibung des Gesamtbildes des beprobten Bereiches und die sich aus den AMS- und Lumineszenz-Datierungen ergebenden Interpretationen sind im Kapitel „Optisch stimulierte Lumineszenz“ beschrieben.

An dieser Stelle ist zu erwähnen, dass die kalibrierten Alter der allgemeinen Konvention entsprechend immer als cal. AD/BC dargestellt sind.

5.2 Pollenanalyse

Die Pollenanalyse als Datierungsmethode

Alle blühenden Pflanzen produzieren Pollen. Diese Pollen sind so gut wie unzerstörbar, werden meist in großen Mengen gebildet, durch die Luft transportiert und haben, wenn sie in Sedimenten unter Luftabschluss eingeschlossen werden, ein sehr gutes Erhaltungspotenzial. So sind mit der Pollenanalyse qualitative und quantitative Aussagen über ehemalige Vegetationsverhältnisse möglich, das wiederum erlaubt eine relative Datierung. Die beprobten Schichten werden gemäß ihres Polleninhaltes in biostratigraphische Zonen eingeordnet, deren zeitliche Position durch absolute Datierungen abgesichert sind. Wie genau die biostratigraphischen Zonen in eine absolute Zeitskala eingehängt sind, hängt von der jeweiligen Re-

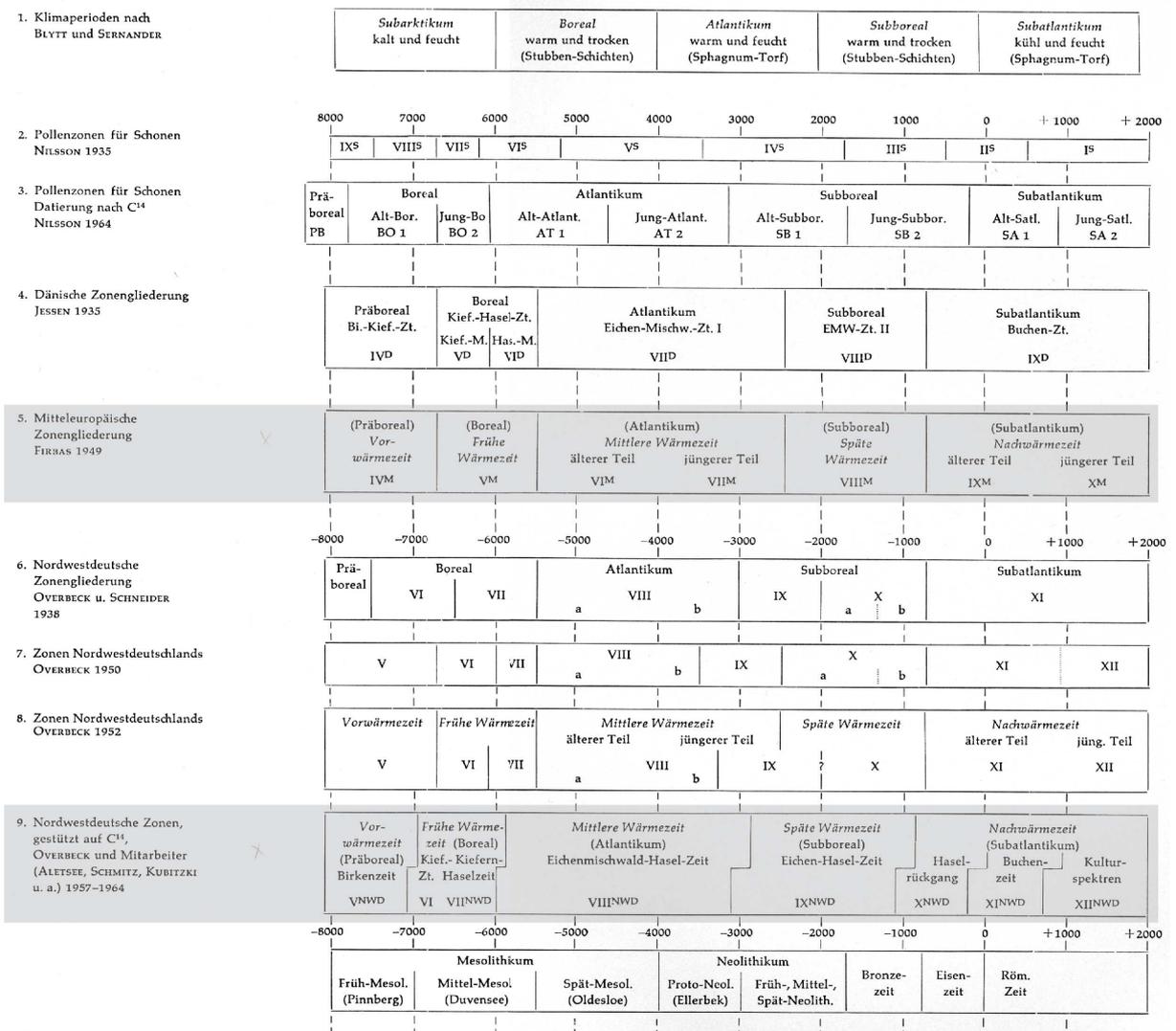


Abb. 5.4: Übersicht über die Spät- und Nacheiszeit in Nordwestdeutschland (aus OVERBECK 1975).

gion ab. Für Nordwestdeutschland haben Overbeck und Mitarbeiter, in OVERBECK (1975), eine entsprechende Tabelle erstellt (Abb. 5.4), in der die pollenfloristischen Zonen Nordwestdeutschlands mit Hilfe von ^{14}C -Datierungen zeitlich eingehängt sind. Hierbei ist zu beachten, dass es sich um nicht kalibrierte ^{14}C -Daten handelt.

Als neuester Standard der absoluten Zeiteinhängung vegetationsgeschichtlicher Abschnitte in Nordwestdeutschland gilt die Zeittafel aus BEHRE & KUÇAN (1994) (Abb. 5.5). Die vegetationsgeschichtlichen Abschnitte I bis X stellen hier die Einteilung von FIRBAS (1949 u. 1952) dar, dessen Zonengliederung im Vergleich mit dem Gliederungssystem von Overbeck zehn statt zwölf Pollenzonen umfasst. Firbas hatte seine Zoneneinteilung aufgrund von Untersuchungen in ganz Mitteleuropa erstellt und dabei vor allem Ereignisse herangezogen, die überregional möglichst zeitgleich waren, wie beispielsweise der Ulmenfall für den Übergang von Zone VII zu VIII (s. Abb. 5.5). Natürlich sind viele Ereignisse wie z. B. der Steilanstieg der Hasel beim Übergang von Zone IV zu V oder die pollenanalytische Widerspiegelung der umfangreichen Rodungen beim Übergang IX zu X überregional nicht völlig zeitgleich, sondern meist in einer bestimmten Richtung zeitlich verschoben, so dass eine Chronostratigraphie, also eine absolute Zeitskala, letztendlich nur für ein jeweils geographisch begrenz-

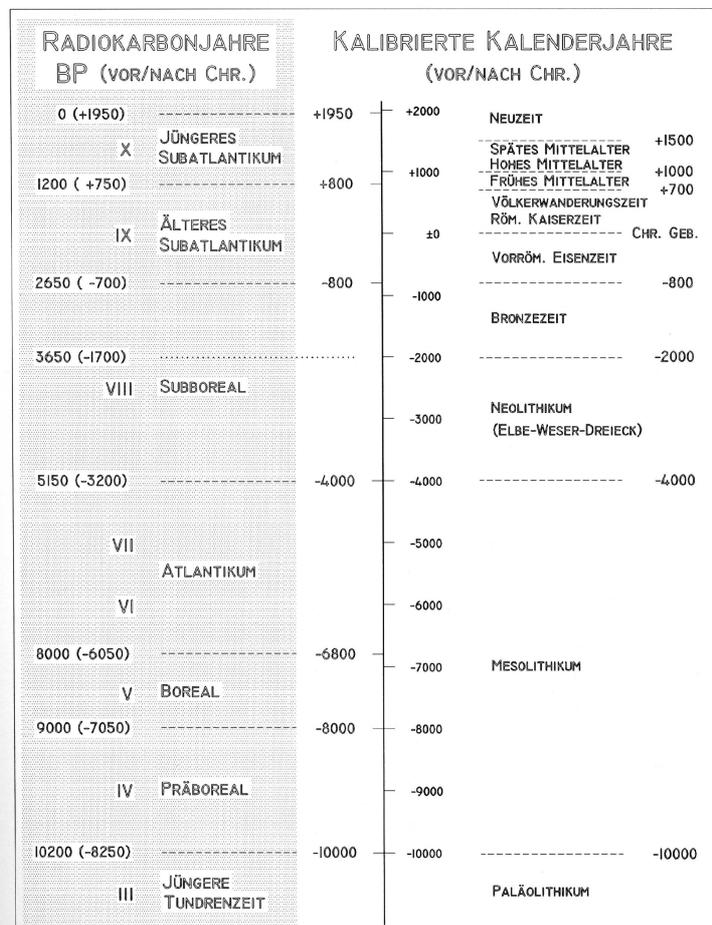


Abb. 5.5: Zeittafel mit den vegetationsgeschichtlichen Abschnitten nach FIRBAS (1949 u. 1952) und archäologischen Perioden und deren Abgrenzungen aus BEHRE & KUÇAN (1994): „Alle Altersangaben im Feld ganz links sind Radiokarbonjahre, rechts davon Kalenderjahre. Die Kalibrierung erfolgte mit CALIB 3.0 nach STUIVER & REIMER (1993). Trotz der glatten Zahlen waren bei der Kalibrierung nur geringfügige Abrundungen nötig.“

„...Wegen der einheitlichen Vegetationsverhältnisse im nordwestdeutschen Tiefland war es nicht möglich, die mittlere Wärmezeit (Atlantikum) in die Abschnitte VI und VII zu differenzieren. Auch ist zu beachten, dass die von FIRBAS 1949 ursprünglich (nach unkalibrierten ^{14}C -Jahren) auf 2500 v. Chr. gelegte Grenze VII/VIII bereits seit langem auf etwa 3000 v. Chr. (5000 BP) gelegt wurde, sie ist in Nordwestdeutschland mit dem klassischen Ulmenfall synchron.“

tes Gebiet erstellt werden kann.

Dennoch sind es die Firbas-Zonen, die allgemein bekannt sind und sich aufgrund ihrer über-regionalen Vergleichbarkeit in Mitteleuropa bewährt haben.

Pollendatierungen im Arbeitsgebiet

Einige der vom NLFb in den 50er und 60er Jahren abgeteufte Bohrungen sind ebenfalls

Übergänge OVERBECK BP (cal. BC/AD)	Pollenzonen		Übergänge FIRBAS BP (cal. BC/AD)	Zeitskala cal. BC/AD
	OVERBECK	FIRBAS		
			0 (1950 AD)	2000 AD
750 (1278 AD)	XII	X		
1150 (892 AD)			1200 (782-859 AD)	1000 AD
1950 (~47 AD)	XI	IX		0 AD
2150 (~186 BC)	X			
2950 (1207-1130 BC)			2650 (806 BC)	1000 BC
	IX	VIII		2000 BC
				3000 BC
4950 (3708 BC)			5150 (3964 BC)	4000 BC
	VIII	VII		5000 BC
		VI		6000 BC
7950 (6980-6826 BC)	VII	V	8000 (7037-6870 BC)	7000 BC
8750 (7755 BC)	VI			8000 BC
8950 (8213 BC)			9000 (8240 BC)	8000 BC
	V	IV		9000 BC
10250 (10106-10006 BC)			10200 (9981-9819 BC)	10000 BC
	IV	III		11000 BC

Abb. 5.6: Vegetationsgeschichtlichen Abschnitte von OVERBECK (1975) und FIRBAS (1949), eingehängt in eine Zeitskala mit „Radiokohlenstoff“-Jahren (BP) und kalibrierten Kalenderjahren (cal. BC/AD). Die Kalibrierung erfolgte mit Calib rev.4.3 (2000) nach STUIVER & REIMER (1993).

Spalte OVERBECK: Die Übergänge von X zu XI und von XI zu XII werden bei Overbeck explizit als größere Zeitbereiche beschrieben, deshalb sind sie in der Abbildung als entsprechend große Balken (grau) gekennzeichnet. An den anderen Übergängen sind dann Balken eingezeichnet, wenn sich aus einem Datum bei der Kalibrierung des ¹⁴C-Alters eine Zeitspanne ergibt und kein einzelnes Datum.

Spalte FIRBAS: Die konventionellen ¹⁴C Alter für die Übergänge der Firbas Zonen wurden aus BEHRE & KUÇAN (1994) entnommen. Auch hier stehen die grau gefärbten Balken für die sich aus der Kalibrierung ergebenden Zeitspannen.

vom NLfB beprobt und u. a. mit Hilfe der Pollenanalyse datiert worden (Abb. 5.3 aus Kapitel 5.1 „Radiokohlenstoff Datierung“). Alle Pollendatierungen sind zusammen mit den ^{14}C -Datierungen in Tabelle 1 im Anhang aufgelistet. Um bei den Datierungen mit einheitlichen Altersangaben arbeiten zu können, wurde anhand der beiden oben genannten Abbildungen und mit dem Kalibrierungsprogramm CALIB rev.4.3 (2000) nach STUIVER & REIMER (1993) und STUIVER et al. (1998) eine neue Tabelle (Abb. 5.6) erstellt, an der sowohl die Grenzen der Firbas-Zonen, als auch der Overbeck-Zonen als absolute Alter (cal. BC/AD) abgelesen werden können.

5.3 Optisch stimulierte Lumineszenz

Einleitung

Die meisten Untersuchungen zur Ablagerungsgeschichte der holozänen Küstensedimente an der südlichen Nordsee basieren auf Radiokohlenstoff-Datierungen (^{14}C) der eingeschalteten Torfe (u. a. STREIF 1990, 2004; ALLEN 1995; BAETEMAN 1999; BEHRE 2004). Die Radiokohlenstoff-Datierung ist aufgrund der Genauigkeit generell der Lumineszenz-Datierung vorzuziehen, zumal der durchschnittliche 1σ -Gesamtfehler bei der Lumineszenz Datierung mit 10 % relativ hoch liegt. Voraussetzung für eine ^{14}C -Datierung ist die Verfügbarkeit organischen Materials. Aber nicht jede Verlangsamung, Stagnation oder Absenkung des Meeresspiegels spiegelt sich in der Bildung von Torf wieder, der mit der ^{14}C -Methode datiert werden könnte. So kann im vertikalen Profil klastischer Sedimente beispielsweise auch der fazielle Wechsel von marinen zu brackischen Ablagerungen oder der Übergang von typischen Sandwatt- zu Schlickwattablagerungen auf eine Regression hindeuten (s. Abb. 2.5). BAILIFF & TOOLEY (2000) haben gezeigt, dass die OSL als Datierungsmethode von holozänen marinen und Frischwasser-Sedimenten geeignet ist. In dem beschriebenen Fall bieten die optischen Alter also eine Alternative zu den Radiokohlenstoff-Altern. Transgressive und regressive Phasen, die als solche durch Faziesinterpretation im siliziklastischen Sedimentprofil angesprochen werden konnten, wurden in ihrer vertikalen und lateralen Anordnung mit der optisch stimulierten Lumineszenz datiert (s. BUNGENSTOCK et al. 2004). Da in Bezug auf die Mittlere Tidehochwasserlinie unterschiedliche Bereiche beprobt wurden, mussten entsprechende Höhenkorrekturen vorgenommen werden, so dass schließlich durch Verknüpfen der Daten ein lineares Modell einer Meeresspiegelkurve für die letzten 2500 Jahre erarbeitet werden konnte.

Das Probenareal

Es wurde der auf der Karte (Abb. 5.7) gekennzeichnete, unmittelbar hinter der Deichlinie auf dem Festland liegende Bereich mit einer Ausdehnung von etwa 5 km^2 im Osten des Arbeitsgebietes ausgewählt. Die Archivbohrungen des NLFB weisen dort eine hohe Dichte auf, so dass eine abgesicherte Korrelation möglich war.

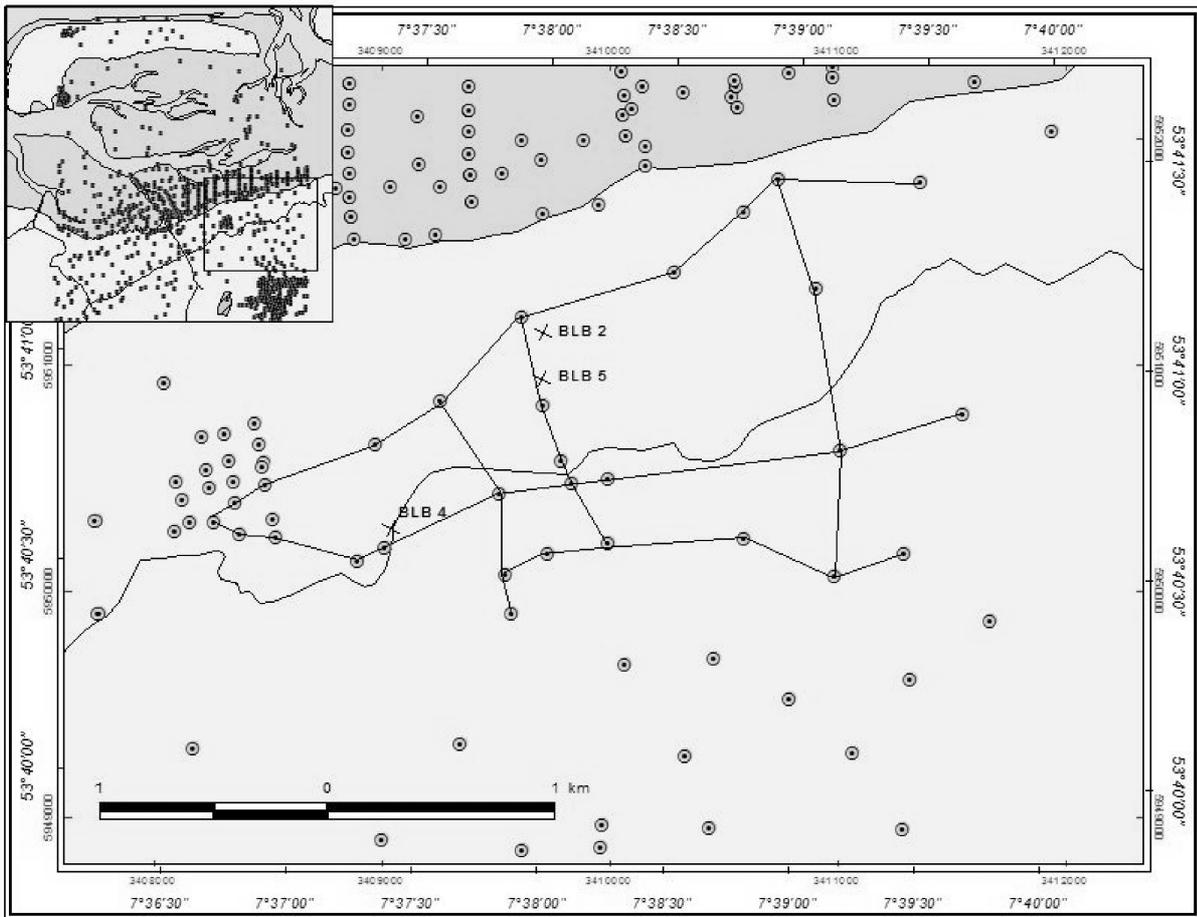


Abb. 5.7: Karte zur Lage des Probenareals. Die Bohrungen des NLFb sind als graue Punkte, die zur Probennahme abgeteufte Bohrungen als Kreuze gekennzeichnet. Die eingezeichneten Linien markieren die Profilstrecken, die für das in Abb. 4.10 dargestellte Zaundiagramm ausgewählt wurden.

Methoden

Prinzip der Lumineszenz-Methode

Die Methode der Lumineszenz-Datierung ermöglicht im Gegensatz zu Datierungen mit Hilfe der Pollenanalyse und der ^{14}C - und AMS-Datierung eine Altersdatierung von klastischen Sedimenten. Es werden die Thermolumineszenz (TL; Stimulation durch Hitze) und die optisch stimulierte Lumineszenz (OSL; Stimulation durch Licht) unterschieden. Diese wird wiederum unterteilt in die durch Infrarot stimulierte Lumineszenz (IR-OSL), die auf Feldspat angewendet wird, und die durch blaues Licht stimulierte Lumineszenz (B-OSL, im Folgenden bezeichnet als OSL), die auf Quarz angewendet wird. Mit dem momentanen Kenntnisstand

wird die OSL bevorzugt, so auch bei den in dieser Arbeit vorliegenden Proben, da mit Quarz präzisere Alter erreicht werden können (DULLER 2004).

Die OSL datiert den Moment der letzten Exposition des Mineralkorns ans Tageslicht, beispielsweise durch Transport, Erosion oder bei der Ablagerung. Einige Sekunden Tageslicht reichen aus, um das latente OSL-Signal zu beseitigen („bleichen“). Diese schnelle Bleichung ermöglicht die Datierung von Sedimenten, die unter schlechten Lichtbedingungen abgelagert wurden, wie z. B. subaquatisch abgelagerte marine Sedimente (vgl. LANG et al. 1998). Dabei muss jedoch die mögliche Suspensionsfracht des Wassers berücksichtigt werden. Solange das Wasser wenig Suspension hält, wird Quarz auch in größeren Tiefen gebleicht. Je höher die Suspensionsfracht, desto weniger kurzwelliges Licht durchdringt die Wassersäule, und desto geringer sind die Chancen auf vollständige Bleichung. Sobald das Sediment durch Ablagerung weiteren Materials abgedeckt ist, beginnt die „Lumineszenz-Uhr“ zu laufen: Natürlicher Quarz verfügt über sogenannte Elektronenfallen, welche durch Ladungsdifferenzen innerhalb des Kristalls entstehen (Fremdatome oder Gitterbaufehler im Kristall). Je stärker und länger ein Kristall ionisierender Bestrahlung aus der Umgebung ausgesetzt ist, desto mehr Elektronen werden in den Fallen „eingefangen“. So wird ein Teil der Energie aus natürlicher Radioaktivität in Form angeregter, metastabiler Elektronenzustände in den Elektronenfallen gespeichert. Unter Stimulation im Labor, durch Erhitzung bei TL oder Licht bei OSL, werden diese Elektronen in den nächst höheren angeregten Zustand gebracht, von wo aus sie unter Abgabe von Licht in ihren Grundzustand zurückgeführt werden (WAGNER 1995). Das abgegebene Licht wird von einem Sekundärelektronenverstärker gemessen und mit Hilfe kalibrierter Beta- und Gamma-Quellen in „Äquivalenzdosis“ (gemessene Labordosis äquivalent zur Paläodosis, in Gray (Gy) = Joule/kg) umgerechnet. Zur Altersbestimmung wird die Paläodosis ins Verhältnis zur Dosisleistung, gemessen in mGy/a, gesetzt:

$$t = \frac{D_e}{\dot{D}} \quad \begin{array}{l} D_e = \text{Äquivalenzdosis (Gy)} \\ \dot{D} = \text{Dosisleistung (mGy/a)} \end{array}$$

Es können unterschiedliche Korngrößen für die Datierungsarbeiten herangezogen werden. In der vorliegenden Arbeit verlangte die Beschaffenheit des Sediments eine Feinkorn-Datierung, d. h. es wurde mit Korngrößen zwischen 4 und 11 μ gearbeitet (Probenmenge \sim 100 g). Die Quarz-Körner wurden chemisch selektiert und mit blauem Licht stimuliert.

Mit der OSL können sehr junge Sedimente, die nur wenige 10er Jahre alt sind, datiert werden (BALLARINI et al. 2003). Die Obergrenze für den Einsatz dieser Datierungsmethode liegt bei 50 000 bis 500 000 Jahren, wenn der Sättigungslevel der „Lumineszenz-Uhr“ erreicht ist.

Probenentnahme

Das Probenmaterial darf keinem Tageslicht ausgesetzt werden, da sonst die „Lumineszenz-Uhr“ verstellt würde. Das STITZsche Bohrgerät (MERKT & STREIF 1970) bietet die Möglichkeit, mit geschlossenen Sonden mit einem Außendurchmesser von 5 cm (Innendurchmesser 4,8 cm)

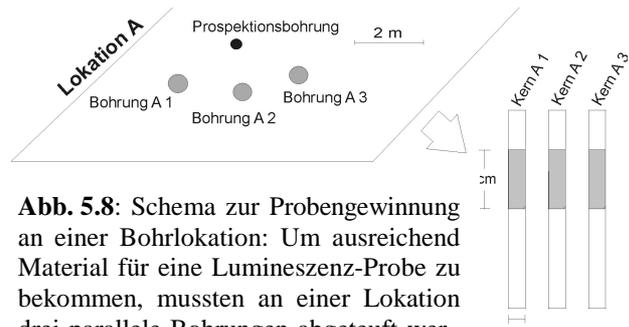


Abb. 5.8: Schema zur Probengewinnung an einer Bohrlokation: Um ausreichend Material für eine Lumineszenz-Probe zu bekommen, mussten an einer Lokation drei parallele Bohrungen abgeteuft werden. Aus der jeweils zu beprobenden Schicht wurde pro Bohrung eine Sedimentsäule von 10 cm entnommen.

zu arbeiten. Für die Lumineszenz-Datierung wird relativ viel Probenmaterial benötigt, daher mussten an einer Lokation drei Bohrungen nebeneinander abgeteuft werden, um ausreichend Probenmaterial zu gewinnen. Sie hatten einen Abstand von maximal 2 m. Aus diesen Bohrungen wurde später aus jeweils der gleichen Schicht Material mit einer Mächtigkeit von 10 cm entnommen (Abb. 5.8).

Die Geländehöhen wurden über ein Streckennivellement eingemessen.



Abb. 5.9: Auspressen des Bohrkerns unter Lichtausschluss.

Die gewonnenen Bohrkern wurden zunächst in den Stahlrohren gelassen und später ausgepresst. Beim Auspressen der Bohrungen musste ebenfalls Lichteinfluss jeglicher Art vermieden werden. Dazu wurden mehrere dunkle Plastiksäcke übereinander gestülpt und über die zum Auffangen des Sedimentkerns bereitgehaltene Halbschale gezogen, so dass der jeweilige Sedimentkern direkt in eine lichtundurchlässige

Verpackung ausgepresst werden konnte (Abb. 5.9). Eine zweite Halbschale wurde auf den inneren Plastiksäcken befestigt, so dass eine stabile Lage des Bohrkerns während des Transportes gewährleistet war. Um Feuchtigkeitsverlust des Sedimentmaterials bis zur Bearbeitung im Labor vorzubeugen, wurden die Bohrkern in einem Kühlraum bei 8°C gelagert.

Zur eigentlichen Probenentnahme wurden die drei Kerne einer Bohrlokation im Lumineszenz-Labor unter definiertem Licht (rot, 600-750 nm, s. dazu MAUZ et al. 2002) nebeneinander ausgelegt. Unter dieser schwachen Beleuchtung ist eine optische Unterscheidung der bei der Prospektionsbohrung beschriebenen lithologischen Einheiten nicht möglich. Daher wurden die Teufen der zu beprobenden Bereiche, so wie sie anhand der Beschreibung der Prospektionsbohrungen definiert waren, an den Bohrkernen abgemessen. Als Kontrolle dienten

charakteristische Merkmale wie beispielsweise eine Feinsandlage, Molluskenschill und Pflanzenreste und der Kalkgehalt (Salzsäuretest). Das aus den Kernen entnommene Material wurde äußerlich abgeschabt, um den Fehler durch Verunreinigung zu vermeiden. Nach der Entnahme des Probenmaterials im Lumineszenz-Labor wurden die Kerne bei Tageslicht nachträglich beschrieben, um zu überprüfen, ob alle Proben an den richtigen Stellen entnommen wurden und es keine Verschiebungen zwischen den einzelnen Bohrkernen einer Bohrlotation gegeben hatte. Nur die Proben, bei denen die korrekte Entnahme bestätigt werden konnte, wurden zur weiteren Bearbeitung freigegeben.

Kernbeschreibungen und sedimentologische Interpretation

BLB 2 (zu allen Kernbeschreibungen siehe Abb. 5.11) beginnt im Hangenden des Pleistozän zunächst mit einer 20-30 cm tonigen Mudde. Darauf folgen etwa 50 cm Torf. Die Überflutung des Torfes (transgressive Ablagerungen) zeichnet sich durch tonige Wattensedimente mit Feinsandflasern aus. Im Hangenden folgen Sedimente ohne typische Gezeitenmerkmale oder Rippelschichtung, die dafür aber einen zunehmenden Anteil an Pflanzenresten bzw. Schilf aufweisen. Sie werden als Ablagerungen der regressiven Phase bzw. einer Progradation angesprochen. Im Hangenden dieser Sedimente nimmt der Kalkgehalt nochmals zu, die Pflanzenreste bleiben aus, und es treten wieder Wechsellagerung und Flaserschichtung auf, daneben vergrößern sich die Korngrößen deutlich, was auf eine erneute transgressive Phase bzw. Retrogradation hinweist.

Im Liegenden von BLB 5 ist an der Grenze zu den gröberen pleistozänen Sedimenten, in denen teilweise auch Steine zu finden sind, eine etwa 50 cm mächtige Mudde. Sie wird durch Sedimente der ersten transgressiven Phase bzw. Retrogradation überlagert, die durch typische tonige, stark kalkhaltige Wattensedimente mit Wechsellagerung und Feinsandlagen kenntlich ist. Im Hangenden sind keine speziellen Strukturen mehr zu erkennen, die auf Gezeitenschichtung oder Rippeln hinweisen würden. Hingegen wurden Pflanzenhäcksel beschrieben, die auf zunehmenden terrestrischen Einfluss hinweisen. Daher werden diese Sedimente der regressiven Phase bzw. Progradation zugeordnet. Wiederum im Hangenden nimmt der Schluffanteil zu und auch sind mehrere Feinsandlagen zu erkennen, was auf eine erneute transgressive Phase bzw. Retrogradation hinweist.

BLB 4 liegt weiter im Süden, wo der holozäne Sedimentkörper bereits stärker gegen die

Geest auskeilt, und weist somit eine geringer mächtige holozäne Sedimentsäule auf. Das Holozän beginnt hier im Liegenden mit einer sandigen Mudde, die von einer etwa 5 cm mächtigen tonigen bis schluffigen Schicht mit Feinsandfasern überdeckt ist, welche die erste transgressive Phase bzw. Retrogradation repräsentiert. Darauf folgt ein tonigeres Sedimentpaket, das im Liegenden Molluskenschill beinhaltet, der hauptsächlich *Cerastoderma edule* zuzuordnen ist. Diese Schicht wird als Ablagerung der regressiven Phase bzw. Progradation interpretiert. Die hangende Schicht besteht aus schluffigem Ton mit mehreren Feinsandlagen, was auf eine Zunahme der Energie hindeutet, somit wird hier die zweite transgressive Phase bzw. Retrogradation angenommen.

Ergebnisse

Im Folgenden werden sowohl die Radiokohlenstoff-Alter als auch die optischen Alter in AD/BC angegeben, um einen einheitlichen Zeitbezug zu haben.

Die systematische Interpretation der Bohrkernbeschreibungen des NLfB nach den oben ge-

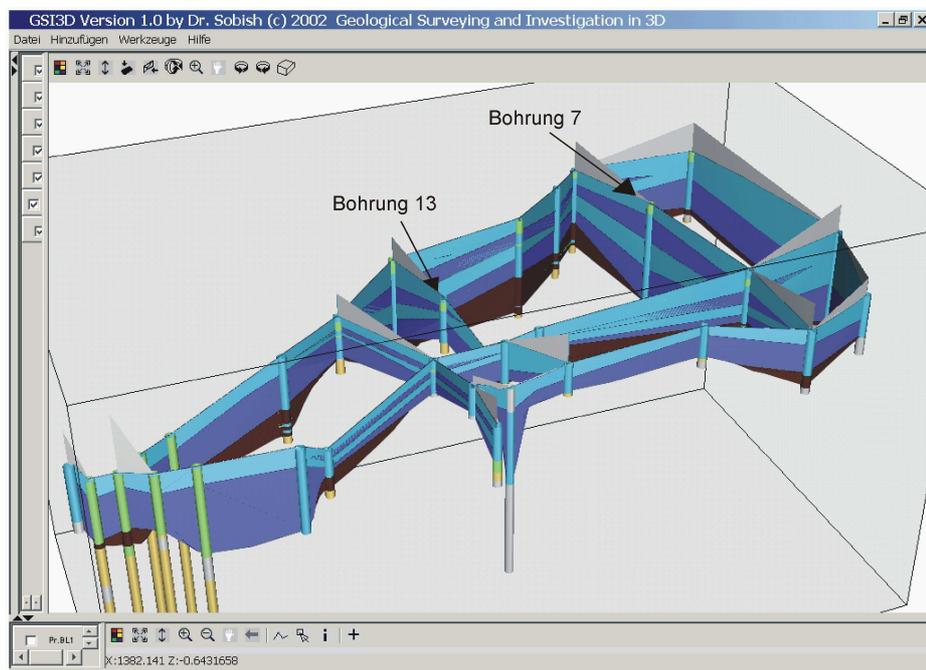


Abb. 5.10: Zaundiagramm der interpretierten Profile aus Abb. 4.7. Im Hangenden des basalen Torfes konnten zwei transgressive und eine regressiv Phase zwischen den Bohrungen korreliert werden. Die neu gezogenen Bohrungen, BLB2, 4 und 5 sind nicht mit abgebildet.

braun = Torf;

dunkles blau = transgressive Ablagerungen;

helles blau = regressiv Ablagerungen

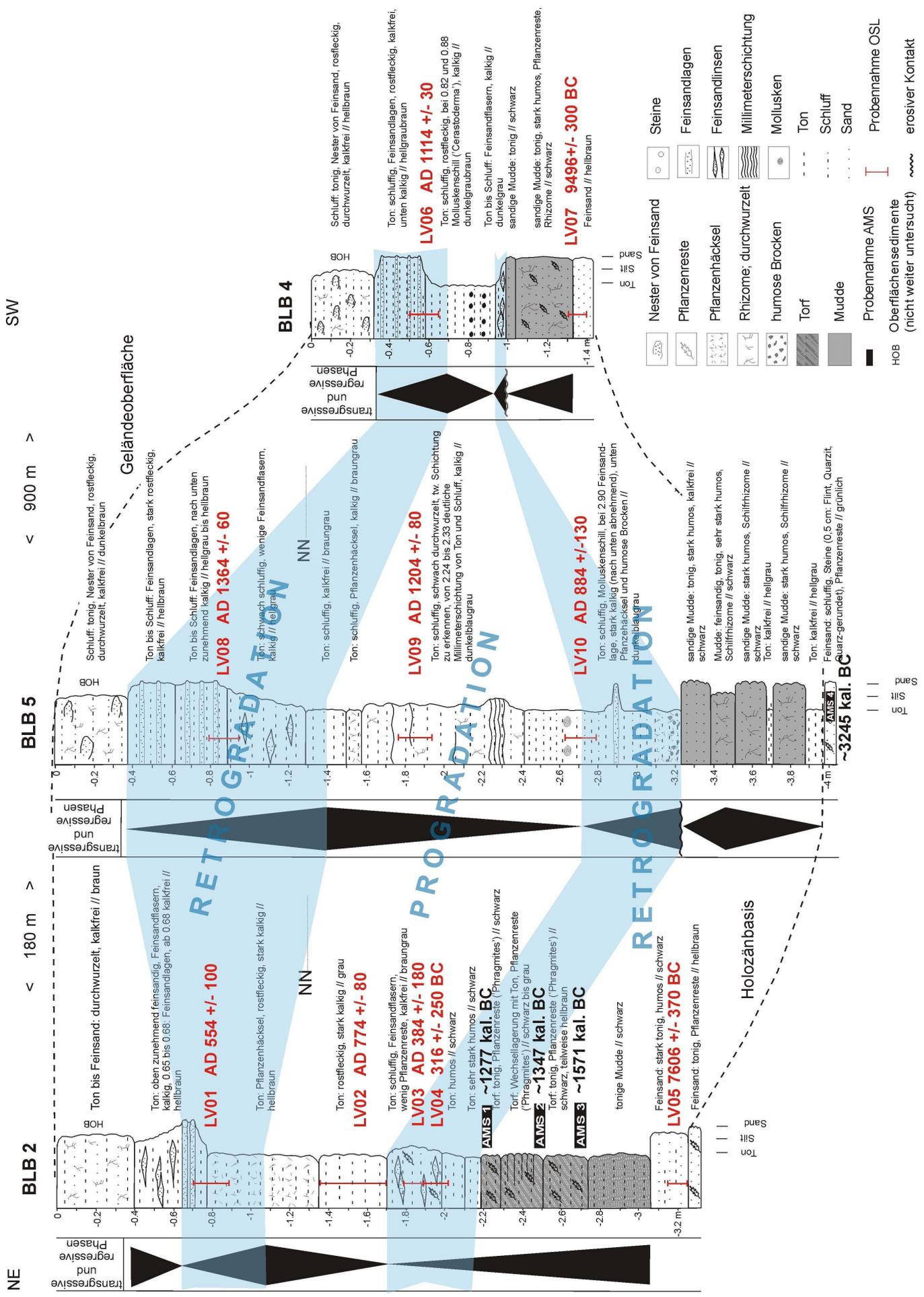


Abb. 5.11: Die sedimentologische Aufnahme und die Datierungsergebnisse. Die sequenzstratigraphische Interpretation ist anhand von Dreiecken dargestellt (siehe Kapitel 2 „Theoretische Hintergründe“). Es wurden nur die klastischen Sedimente oberhalb des Torfes korreliert. Die stratigraphische Korrelation der transgressiven Phasen ist hellblau unterlegt. Um das Lesen der Abbildung zu vereinfachen, sind die Radiokohlenstoffalter und auch die optischen Alter auf AD/BC bezogen. Es wurde jeweils nur eine Bohrung repräsentativ für alle 4 an einer Lokalität gezogenen Bohrkern dargestellt. Die Bohrschreibungen greifen auf Charakteristika aller Kerne zurück.

nannten Gesichtspunkten ließ im ausgewählten Arbeitsgebiet im Hangenden einer Torfschicht zwei transgressive Phasen und mindestens eine regressive Phase erkennen. Auf der Grundlage einer Korrelation dieser Phasen konnte für das ausgewählte Arbeitsgebiet das in Abb. 5.10 dargestellte Zaundiagramm konstruiert werden.

In den zur Probennahme abgeteufte Kernen konnten diese Phasen wiedererkannt werden (siehe „Kernbeschreibungen“ und Abb. 5.11). Die AMS-Datierungen von BLB2 ergaben für den Torf im Liegenden ein Alter von 1571 BC bis 1277 BC. Dieses Alter weist auf den Oberen Torf hin (s. BEHRE 2004). Für die korrelierten zwei transgressiven und regressiven Phasen wird folgender Zeitrahmen postuliert: Die erste transgressive Phase begann vor ~AD 316 und dauerte bis ~AD 774. Die regressive Phase dauerte von ~AD 774 bis ~AD 1114 und die zweite transgressive Phase begann ~AD 1114 und dauerte nicht lange nach ~AD 1364 an.

Eine zweite regressive Phase kann aufgrund der sedimentologischen Auswertungen lediglich anhand der Bohrung BLB 2 vermutet, aber nicht weiter belegt werden.

Im Sinne des sequenzstratigraphischen Ansatzes wurden konnten zwischen den Bohrungen zwei Retrogradationen und eine Progradation korreliert werden.

Diskussion

Sedimentologische Interpretation

Der Ablagerungsraum Watt ist durch kleinräumige Faziesveränderungen charakterisiert (BUNGENSTOCK 2000). Bei der sedimentologischen Auswertung der Kerne ist zu berücksichtigen, dass die Interpretation zum einen nur auf sehr geringen Veränderungen in der Sedimentsäule beruht und dass zum anderen die Kerne nur eine punktuelle Information liefern. Durch die hohe Bohrdichte im untersuchten Gebiet und der übereinstimmenden Interpretation der Kerne kann aber davon ausgegangen werden, dass es sich bei den angesprochenen transgressiven Phasen und der regressiven Phase um Prozesse handelt, die nicht nur eine lokale Bedeutung haben. Trotzdem war die sedimentologische Interpretation nicht immer eindeutig. Beispielsweise sind in BLB 5 zwei Interpretationen vertretbar: Das Ende der ersten transgressiven Phase könnte zum einen durch die Feinsandlage abgeschlossen sein, auf die feinkörnige, molluskenhaltige marine Sedimente folgen, oder aber durch die Wechsel-schichtung, auf die im Hangenden durchwurzelt Sedimente folgen.

Probennahme

Unsicherheiten bei der OSL-Datierung ergaben sich bei der Probennahme daher allein dadurch, dass innerhalb der klastischen Sedimente die Grenzen der einzelnen Phasen nicht immer exakt bestimmt und entsprechend beprobt werden konnten. Für die optische Datierung wurde die Feinkorn-Methode mit Quarz gewählt (siehe Abschnitt „Prinzip der Lumineszenz Methode“). So war es möglich, Material zu beproben, das aus Suspension abgelagert worden ist. Andererseits wird für diesen Ansatz eine große Menge von Probenmaterial benötigt. Es wurden also mehrere Zentimeter Kernmaterial entnommen, wodurch eine relativ lange Zeitperiode beprobt wurde. Außerdem mussten 3 Bohrungen abgeteuft werden, um ausreichend Probenmaterial zu erhalten. Auch die Korrelation der Schichten zwischen den Bohrungen bei der Beprobung unter der Beleuchtung des Lumineszenz-Labors birgt Unsicherheiten.

OSL-Datierung

In Abb. 5.12 sind die Häufigkeitsverteilungen für LV02 und LV08 abgebildet, die eine jeweils extreme Verteilung von D_e (Äquivalenzdosis) repräsentieren. Die Ergebnisse des Chi-Quadrat Tests (χ^2) für die Verteilungen belegen, dass die Abschätzung der Äquivalenzdosis von LV08 sehr zuverlässig ist, während die Messungen für LV02 durch Effekte beeinträchtigt werden, die weitere Untersuchungen erfordern. Diese Effekte können verschiedenen Ursachen haben:

- 1) Inhomogene Verteilung radioaktiver Nuklide in der Probe verursacht durch organisches Material (Pflanzenhäcksel).
- 2) Unvollständige Nullstellung der gemessenen Fraktion von Quarzkörnern zur Zeit der

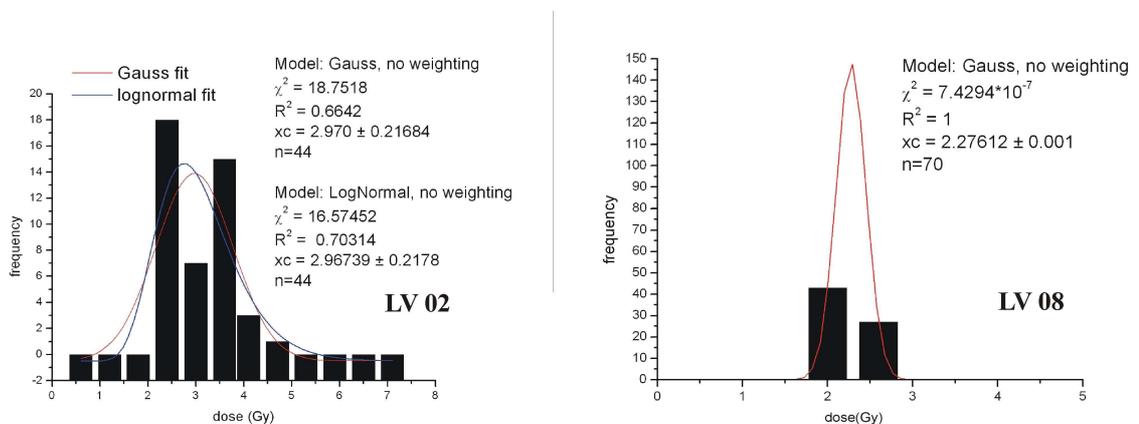


Abb. 5.12 : Häufigkeitsverteilung der Äquivalenzdosis D_e (schwarze Balken) und die Gaußfunktion (rote Linie) für die Meßdaten von LV02 und LV08. Für LV 02 wird zum Vergleich eine lognormale Kurve gezeigt. R^2 = Korrelationskoeffizient; x_c = Bereich der größten Häufigkeiten; n = Anzahl der Messungen

Ablagerung.

- 3) Verschiebung bei der Korrelation der drei Kerne im Labor oder sehr kleinräumige Fazieswechsel zwischen den drei parallelen Bohrungen und dadurch eine Vermischung von Sedimenten, die nicht zur gleichen Zeit abgelagert wurden.

Der Gehalt an organischem Material im Sediment und die Nähe zu Torflagen benötigen ein spezifisches Modell, um die jährliche Dosisleistung zu bestimmen. Es wird zur Zeit an einem solchen Modell gearbeitet.

Geländemorphologie

Der Unterschied von 1,30 m in der Geländehöhe zwischen BLB4 und den anderen beiden Bohrungen ist auffällig. Da BLB4 am entferntesten von der heutigen Deichlinie liegt, könnte der Effekt einer Poldertreppe vermutet werden, was aber nicht durch Karten alter Deichlinie bestätigt werden kann (VAN LENGEN 1978). Die Fläche, auf der BLB4 entnommen wurde, ist aber im Gegensatz zu der Fläche von BLB5 und 2 drainiert. Dies könnte eine verstärkte Setzung erklären, die den Höhenunterschied zwischen den beiden Flächen verursacht bzw. verstärkt hat.

Morphologie der Holozänbasis und Datierungen an der Basis der Kerne

Die versetzten Höhenlagen der einzelnen Phasen innerhalb der drei Bohrungen sind sicherlich einerseits ebenfalls auf die unterschiedliche Sackung zurückzuführen, andererseits spielen auch die paläomorphologischen Bedingungen eine Rolle, wie es im folgenden Absatz beschrieben wird:

AMS 4 aus BLB 5 wurde in Sediment genommen, das als Pleistozän angesprochen wird und ein Alter von 3245 kal. BC hat. LV05 aus BLB 5 datiert das Sediment unmittelbar im Hangenden des Pleistozän mit ~7606 BC. Diese Altersdifferenz wird mit einer Umlagerung von Material begründet, dafür sprechen auch die Steine der in BLB 5 beprobten Schicht. Weiterhin deutet die Interpretation der Bohrungen des Probenareals bei Bohrung 7 eine Rinne an (Abb. 5.7). Die Bohrung endet bei -2,30 m NN. Sie hatte sich laut Bohrbeschreibung des NLFB festgefahren. Das weist entweder auf Sedimente des Pleistozän oder aber Torf hin, in dem es je nach Kompaktion ebenfalls oft schwer fällt, weiterzubohren. Auffällig ist in jedem Fall die Lage der klastischen holozänen Sedimente bis in relative große Tiefen im Vergleich

mit den umliegenden Bohrungen. Hängt man nun BLB 5 in das Zaundiagramm in Abb. 5.10 ein, zeigt sich, dass die Holozänbasis in BLB 5 ebenfalls wesentlich tiefer (> 2 m u. NN) liegt als in der ihr nächstliegenden Bohrung 13 mit 0,1 m u. NN. Das bedeutet, dass die angesprochene Rinne zwischen BLB 2 und Bohrung 13 auch durch BLB 5 verlaufen ist. Die Annahme einer Rinne und damit die Lage einer Senke bei BLB 5 würde auch erklären, weshalb sich in den dargestellten Bohrkernen eine Mudde ausgebildet hat. In BLB 5 ist die Mudde eindeutig erodiert worden, in BLB 4 ist ebenfalls ein erosiver Kontakt zu vermuten, während sich in BLB 2 in klassischer Abfolge im Hangenden der Mudde ein Torf ausbilden konnte.

Das Alter von LV05 mit ~ 7606 BC erscheint wiederum zu alt, da dieser Küstenbereich erst viel später von der holozänen Transgression erreicht wurde, nämlich erst etwa 3000 BC. Auch LV07 hat mit ~ 9496 BC ein auffällig hohes Alter. Mögliche Erklärungen wären, dass es sich hier um altholozäne Ablagerungen der Entwässerungsrinnen der Geest handelt oder aber dass auch hier eine Umlagerung stattgefunden hat, bei der das Sediment nicht ausreichend für eine korrekte Lumineszenz-Datierung gebleicht wurde. Die letztere Annahme trifft nicht für LV07 zu, da im Lumineszenz-Labor eine ausreichende Bleichung der Probe sichergestellt werden konnte.

Die Meeresspiegelkurve für den betrachteten Zeitabschnitt

Innerhalb der siliziklastischen Ablagerungen des Küstenholozäns der ostfriesischen Küste konnten *transgressive* und *regressive hemicycles* erkannt und über mehrere Bohrungen hinaus korreliert werden. Das zeigt, dass ein sequenzstratigraphischer Ansatz auch bei einer so kleinskaligen und kurzzeitigen Ablagerungssituation möglich ist. Das wiederum bietet die Möglichkeit, die Prozesse zum Aufbau des holozänen Sedimentkörpers unabhängig von dem Vorhandensein von Torfschichten zu analysieren und darüber hinaus mit Hilfe der optischen Datierung zeitlich höher aufzulösen und damit auch eine detailliertere Meeresspiegelanstiegskurve für die südliche Nordsee zu entwickeln (BUNGENSTOCK et al. 2004).

Die Ergebnisse aus Abb. 5.11 wurden daher in einem Zeit-/Tiefendiagramm abgetragen, um für den datierten Zeitabschnitt eine Meeresspiegelkurve darzustellen (Abb. 5.13). Die Kurve bezieht sich auf das Mittelwasser (MW).

Beim Abtrag der Originalteufen der datierten Proben in das Zeit-/Tiefendiagramm zeigt sich, dass LV08 mit einem Alter von AD 1364 um 60 cm über NN liegt. Sedimentologisch lässt

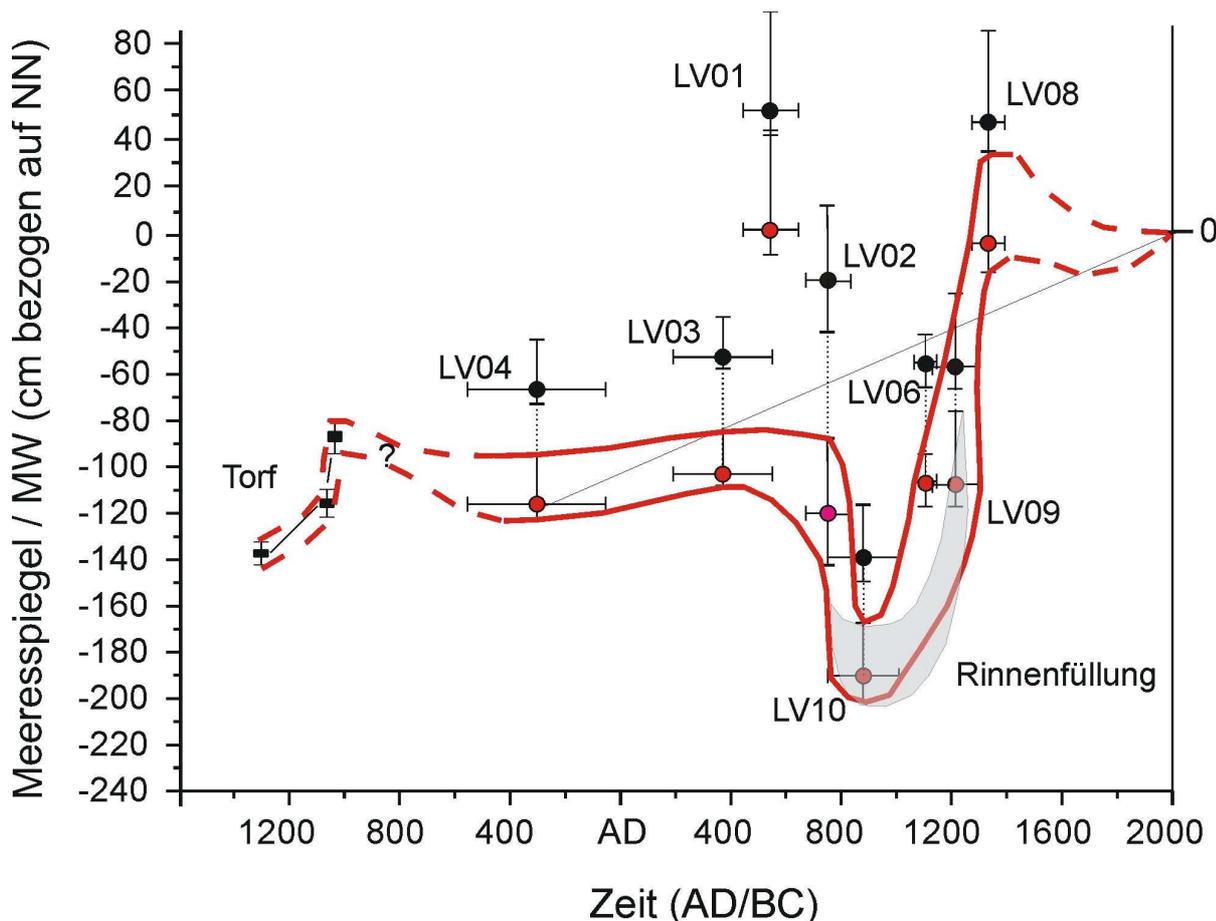


Abb. 5.13: Meeresspiegelkurve für den Zeitabschnitt zwischen 1200 BC und heute, basierend auf der sedimentologischen Interpretation und den Ergebnissen der OSL-Datierungen aus Abb. 4.11.

Schwarz: Originalteufen der Proben aus den Bohrungen; rot: korrigierte Teufen. Grundlage der Korrektur, s. Erläuterungen im Text; rosa: separat korrigierte Teufen. Grundlage der Korrektur, s. Erläuterungen im Text.

LV01: Altersüberschätzung; LV10 und LV09: Rinnenfüllung; gestrichelte rote Linie: vermuteter Kurvenverlauf; schwarze Linie: durchschnittlicher Meeresspiegelanstieg seit 400 BC: 0,5 mm / Jahr

Weitere Erläuterungen siehe Text.

die Fazies des Entnahmebereiches für LV08 einen Bereich zwischen der Mittelwasser- und der Hochwasserlinie im Übergangsbereich von Schlick- zu Mischwatt annehmen. Da der Tidenhub bei Langeoog 2,80 m beträgt (aufgrund dessen, dass es keine Daten zu den Palaeotidenhuben gibt, wird von dem heutigen Tidenhub ausgegangen), die MW-Linie bei NN liegt und alle Proben sich in Faziesbereichen näher der Hochwasserlinie als der Niedrigwasserlinie befinden, sind die Höhen aller Proben bezogen auf die MW-Linie zwischen 0 und 1,40 m anzunehmen, vgl. dazu Abb. 5.14. Nach der Kurve von BEHRE (2003) lag das Mittlere Tidehochwasser (MThw) um 1364 nur gering unter dem heutigen MThw. Weiterhin lässt sich nach TÖPPE (1994) bedingt durch den generellen Meeresspiegelanstieg auch eine Vergrößerung der Gezeitenamplitude beobachten. Daher wird davon ausgegangen, dass das MW um 1364 und heute vergleichbar war. Der Höhenwert von LV08 wird demnach um 50 cm nach

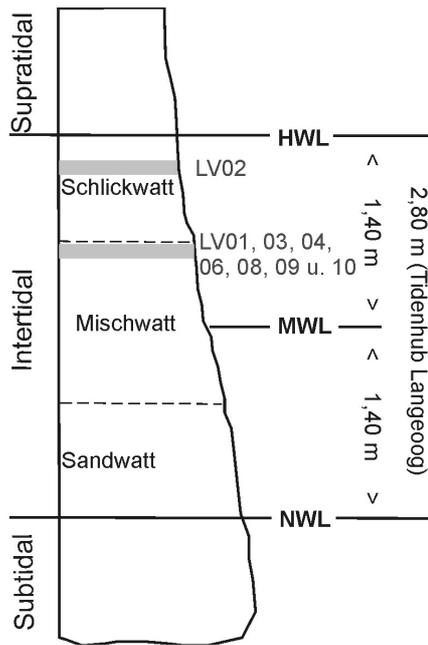


Abb. 5.14: Schemadarstellung zu der vertikalen Lage der bearbeiteten Proben in Bezug auf die Mittelwasserlinie und Tideverhältnisse im Raum Langeoog.

HWL Hochwasserlinie
 MWL Mittelwasserlinie
 NWL Niedrigwasserlinie

unten auf NN korrigiert, entsprechend auch alle anderen Probenwerte, da sie sich in einem ähnlichen Faziesbereich befinden (siehe rot markierte Punkte in Abb. 5.13). LV09 liegen in einem Faziesbereich wesentlich näher der MThw-Linie - extrem feinkörnig, Pflanzenreste etc. - und müssen daher für das Niveau der MW-Linie zusätzlich um weitere etwa 50 cm nach unten korrigiert werden (vgl. Abb. 5.14 und siehe die rosa markierten Punkte in Abb. 5.13).

Zusätzlich wurden für Proben ein vertikaler Fehler errechnet, zum Einen, um Ungenauigkeiten bei der Höheneinmessung mit einzubeziehen, zum Anderen, um die mögliche Kompaktion der Sedimente herauszurechnen. Eine Umrechnungstabelle und eine Beschreibung der Vorgehensweise ist im Anhang in Tabelle 3 zu finden.

Der Verlauf der Kurve in Abb. 5.13 zwischen 1200 BC und 400 BC ist ungewiss, da die Genese des Torfes nicht klar ist. Es handelt sich um einen Basaltorf, also um einen Torf, der rein deskriptiv an der Basis einer Sedimentabfolge liegt, dessen Genese aber nicht unbedingt einem Basistorf gleichzusetzen ist, der durch die Vernässung des steigenden Meeresspiegels entstehen würde (LANGE & MENKE 1967, STREIF 1990). Eine genaue Ansprache des vorliegenden Torfes war nicht möglich. Sein Alter würde dem des Oberen Torfes (s. BEHRE 2003) entsprechen. Statt durch Vernässung durch den steigenden Meeresspiegel kann er aber auch unabhängig vom Meeresspiegel durch Versumpfung auf der Geest entstanden sein. Die Verwendung der Daten des Torfes aus BLB 2 als „*sea level index points*“ ist also fraglich.

Der Verlauf der Kurve ab AD 1400 ist ebenfalls unsicher, da keine Daten mehr vorhanden sind. Anhand der Sedimente in BLB 2 lässt sich in dieser Zeit noch eine regressive Phase vermuten, die aber weder mit Alters- noch mit Höhendaten weiter eingegrenzt werden kann.

Das Alter der Probe LV01 fällt aus der Kurve heraus. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um eine Altersüberschätzung aufgrund nicht ausreichender Bleichung des Sedimentes während der Ablagerung.

Die Abschätzungen der MW-Linie aus den Daten von LV09 und LV10 liegen auffällig tief. Dies wird auf die Rinne, deren Morphologie schon anhand der Holozänbasis vorgegeben ist (Ausführung dazu weiter oben), zurückgeführt. Diese Rinne wurde erst mit der Zeit ausgefüllt und schließlich eingeebnet.

Wie schon erwähnt liegt das heutige Mittelwasser bei NN. Der durchschnittliche Meeresspiegelanstieg seit 400 BC (LV04) beträgt dementsprechend 0,5 mm/a.

Die Kurve in Bezug auf den sequenzstratigraphischen Ansatz

In allen drei Kernen konnte eine Retrogradation, eine Progradation und darauf folgend wieder eine Retrogradation erkannt werden. Diese Begriffe beschreiben das Verhältnis von Ablagerungsraum (*accommodation space*) zu Sedimentzulieferung (*sediment supply*), das A/S-Verhältnis. Generell führt ein steigender Meeresspiegel zu einer Retrogradation der Küstenlinie und ein sinkender Meeresspiegel zu einer Progradation, das ist aber nicht zwingend der Fall. Beispielsweise kann aber auch ein langsam steigender Meeresspiegel verbunden mit einer hohen Sedimentzulieferung zu einer Progradation der Küstenlinie führen, wie es beim Mississippi-Delta während der holozänen Transgression der Fall war (REINECK & SINGH 1980).

Der Abtrag der höhenkorrigierten datierten Proben in das Zeit-Tiefen-Diagramm (Abb. 5.13) zeigt, dass im vorliegenden Fall das A/S-Verhältnis vorwiegend durch die Veränderung der Ablagerungsraumes verändert wird und zwar im Sinne von Bewegungen des relativen Meeresspiegels.

In Abb. 5.15 sind die Daten, die bei der sedimentologischen Ansprache einer Retrogradation zugeordnet wurden, hellgrau und die Daten, die einer Progradation zugeordnet wurden, dunkelgrau umkreist. Dies zeigt, dass die beiden Retrogradationen bzw. die transgressiven Ablagerungen jeweils mit einem relativen Meeresspiegelanstieg und die Progradation, bzw. die regressiven Ablagerungen mit einer relativen Meeresspiegelabsenkung in Zusammenhang gebracht werden können. Einzig die Probe LV09 fällt heraus. Sie befindet sich auf der steigenden Flanke der Kurve, wird aber aufgrund der Faziesänderung in dem Kernabschnitt, aus dem sie entnommen wurde, einem regressiven Prozess zugeordnet. Das kann dadurch erklärt werden, dass LV09 in einer ehemaligen Rinne liegt (s. o.), die sich verlagert, so dass ihr ehemaliger Verlauf zuschlickt. Damit wäre im Bereich der ehemaligen Rinne eine regressive Tendenz in den Sedimenten abzulesen, auch wenn insgesamt transgressive Prozesse über-

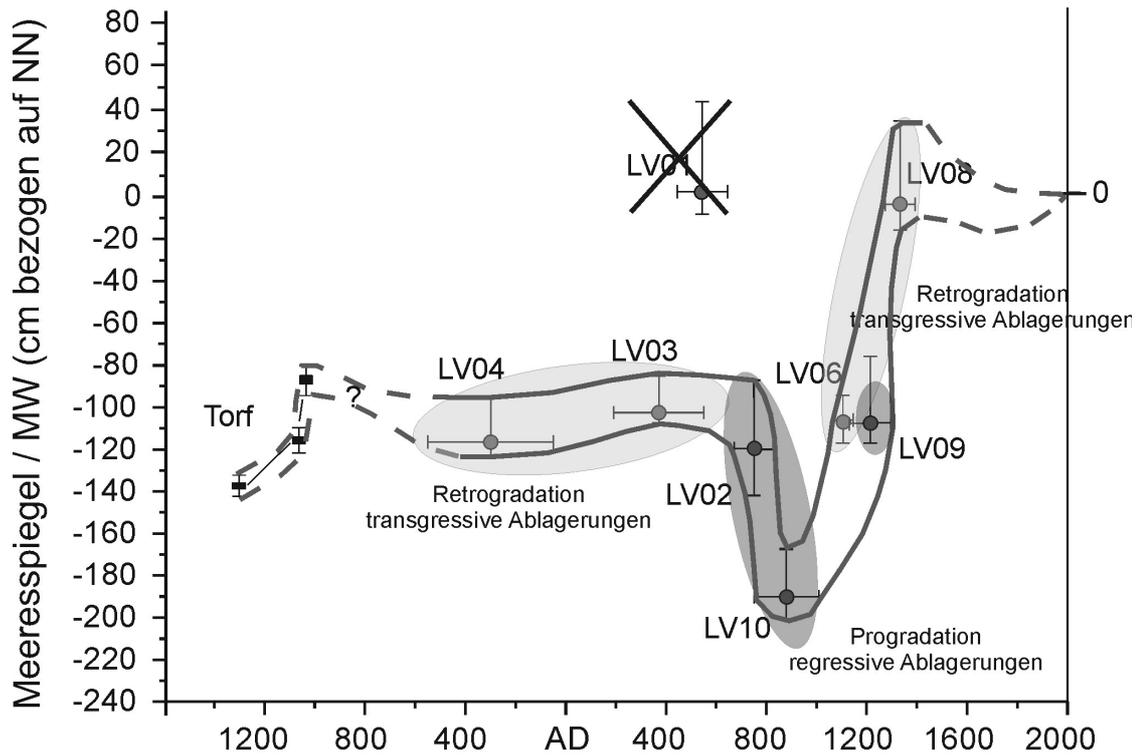


Abb. 5.15: Die korrigierte Meeresspiegelkurve und die sequenzstratigraphische Charakterisierung der einzelnen Kurvenabschnitte entsprechend dem Profil in Abb. 4.11.

wiegen.

Daraus kann weiterhin abgeleitet werden, dass der Sedimentationsraum an der ostfriesischen Küste während der letzten 2500 Jahre vor allem durch Veränderungen des Ablagerungsraumes (*accomodation space*), also die Meeresspiegelschwankungen, charakterisiert ist. Dies ist für die ostfriesische Küste seit Langem bekannt. Neu ist aber der Beleg im sequenzstratigraphischen Sinne.

Vergleich der erarbeiteten Kurve mit anderen Kurven aus der Region

Im Folgenden soll die vorliegende Kurve im Vergleich mit anderen Kurven, die für den deutschen Küstenbereich erstellt wurden, diskutiert werden. Dafür wird vor allem die Meeresspiegelkurve für die südliche Nordsee für die letzten 10 000 Jahre von BEHRE (2003, 2004) herangezogen, siehe Abb. 5.16.

Der gestrichelte ältere Teil der Kurve, der auf den *index point* der Torfe zurückzuführen ist, weicht stark von Behres Kurve ab. Das kann als Hinweis darauf gedeutet werden, dass der

Torf, wie schon vermutet, nicht als *index point* für die Meeresspiegelanstiegskurve gedeutet werden sollte. Der Rest der Kurve von ~400 BC bis heute zeigt insgesamt eine gute Übereinstimmung, vor allem bezogen auf die Regression von ~AD 600 bis ~AD 1000. Die von Behre als R4 und R5 benannten regressiven Phasen konnten in dem untersuchten Sediment nicht als Signale erkannt werden. Unter Berücksichtigung der sehr dynamischen Ablagerungsverhältnisse, die den holozänen Sedimentkörper charakterisieren, kann davon ausgegangen werden, dass nicht alle Ablagerungsphasen seit 1200 BC in den vorliegenden Kernen erkennbar sind. Ein Grund dafür wäre, dass die sedimentologische Ansprache nicht ausreicht, um eine genügend hohe Auflösung bei der Interpretation der einzelnen Ablagerungsprozesse zu erreichen. Eine andere Erklärung könnte die Erosion von Sediment während Transgressions- oder Sturmereignissen sein. Allerdings konnten nur in einem Kern, BLB5, eindeutig erosive Marken identifiziert werden. In BLB2 dagegen lässt sich hingegen sogar ein ganz allmählicher Übergang vom Torf zu den klastischen Sedimenten beschreiben.

Die von Behre als R7 angesprochene Phase von AD 1450 bis 1700 kann anhand unserer Daten nur vermutet aber nicht weiter belegt und zeitlich und bezüglich der Höhe eingegrenzt werden.

Der zeitliche Ablauf der holozänen Meeresspiegelbewegungen abgeleitet von den optischen Altern entspricht vor allem während der regressiven Phase um AD 900 den Daten von BEHRE (2003, 2004), der die Meeresspiegelbewegungen hauptsächlich aus archäologischen Untersuchungen ableitet. Von ~AD 600 bis ~AD 1000 konnte anhand der sedimentologischen und optischen Daten eine regressive Phase erkannt werden. BEHRE (2003) beschreibt aufgrund von archäologischen Siedlungsbefunden eine Meeresspiegelabsenkung ab etwa kal. AD 850 (Abb. 5.16). In dieser Zeit gründeten die Menschen wieder Flachsiedlungen, nachdem sie vorher auf Wurten gelebt hatten. Diese Entwicklung konnte von BEHRE (2003) für die Bereiche Wangerland, Unterems und Pellworm/Schleswig-Holstein belegt werden. Das Ende dieser Meeresspiegelabsenkung wird gegen kal. AD 1100 angenommen, als der Deichbau begann. Nach BEHRE (2003) liegt die Vermutung nahe, dass das Wiedereinsetzen höherer Sturmfluten dafür den Anstoß gab. Auch bei den Daten von FREUND (2003) lässt sich innerhalb des Zeitraums von unkal. AD 650-1350 zumindest eine Stagnation anhand von Untersuchungen der subrezentem Salzwiesen der Insel Juist erkennen (Abb. 5.17). Nach FREUND (2003) könnte die Entstehung von neuen Buchten durch Deichbrüche, wie es beim Jadebusen und Dollart der Fall war, eine Erklärung für diese Zeit der kurzzeitigen Meeresspiegelabsenkung sein.

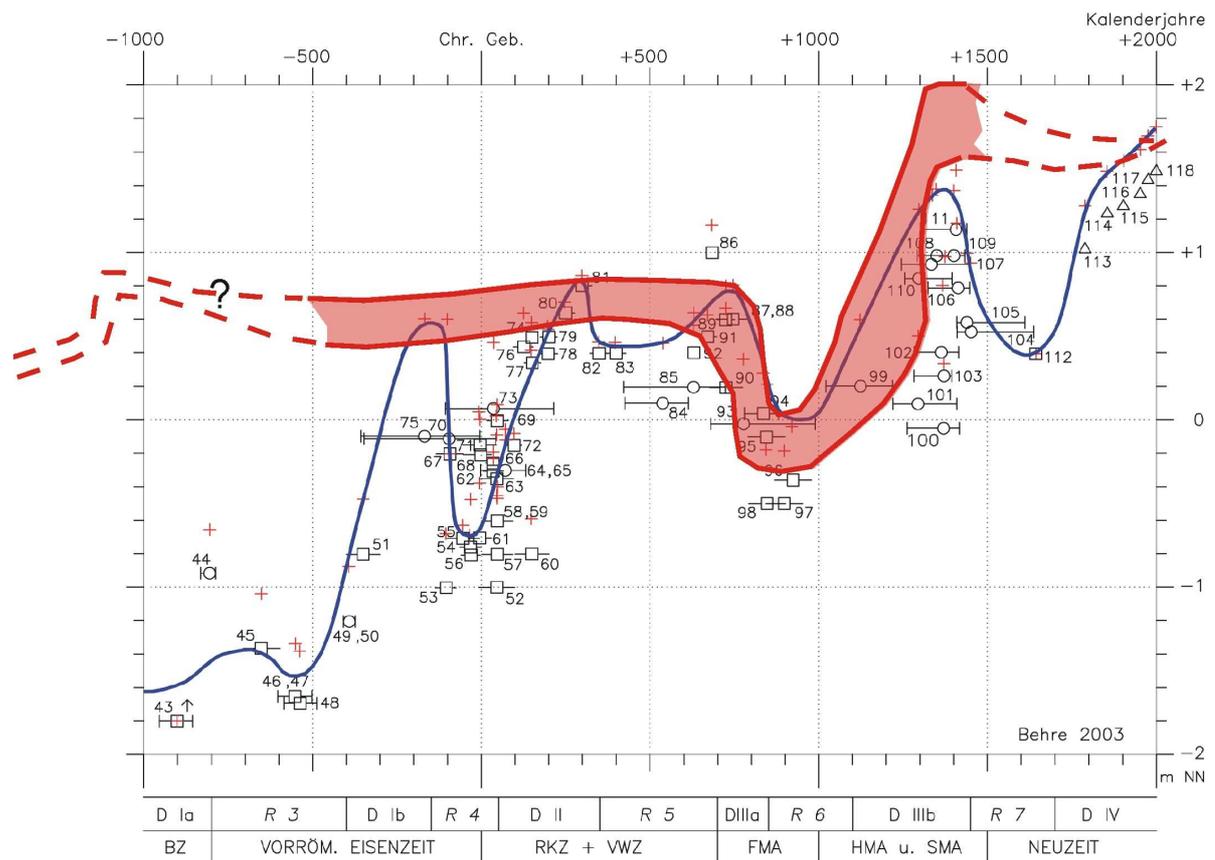


Abb. 5.16: Die aus den vorliegenden Untersuchungen für den Zeitraum seit 1200 BC erarbeitete Kurve (rot) und die Meeresspiegelkurve für die südliche Nordsee von BEHRE (2003) in blau. Die rote Kurve bezieht sich auf MW, während die Kurve von Behre sich auf MThw bezieht. Um optisch eine bessere Vergleichbarkeit zu ermöglichen, wurde die rote Kurve ebenfalls auf MThw-Niveau eingehängt.

Die zweite in den Kernen angesprochene transgressive Phase dauerte wahrscheinlich nicht länger als ~AD 1400 an. Auch diese Zeitspanne stimmt mit den Ergebnissen von Behre überein. Er konnte eine Regression bis kal. AD 1450 belegen (Abb. 5.16).

Die Ausführungen belegen, dass naturwissenschaftliche und archäologische Untersuchungen, die unabhängig voneinander durchgeführt wurden, zu den gleichen Ergebnissen gekommen sind.

Vergleich mit einer Kurve für die Südküste Englands

Die deutsche Nordseeküste gehört zu einer der am umfangreichsten erforschten Regionen, aber auch an benachbarten Küsten der Nordsee wurden Arbeiten zur Untersuchung der Meeresspiegelbewegungen während des Holozän durchgeführt.

Im Folgenden wird die Kurve von EDWARDS (2001) für die Küste bei Poole Harbour, Süd-

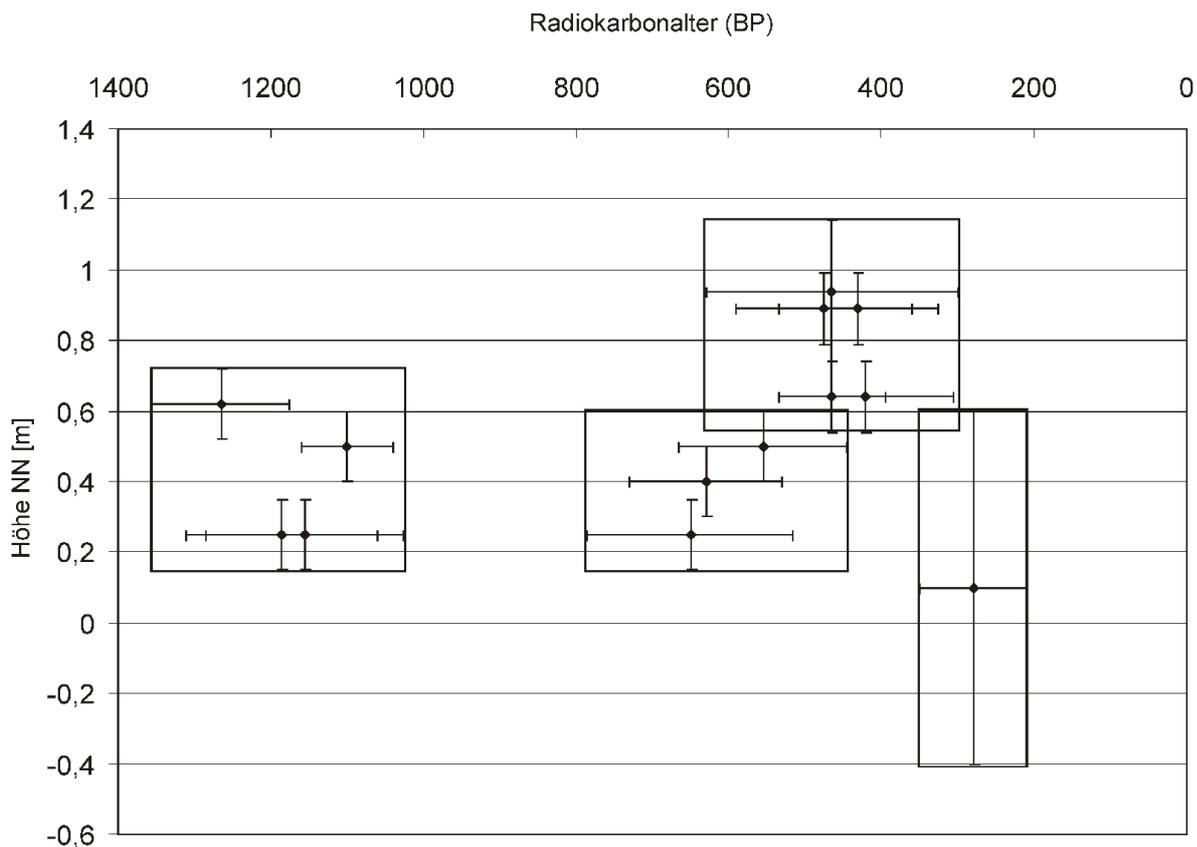


Abb. 5.17: Zeit-/Tiefendiagramm für die Meeresspiegelfluktuationen im Umfeld der Insel Juist. Die Fehlerbalken geben den Messfehler bei der Datierung (1σ -Abweichung) und den möglichen maximalen und minimalen Wert des MThw an (FREUND 2003). Bei der Abbildung ist zu beachten, dass die Alter nicht wie im Text und wie in Abb. 4.11 in Kalenderjahren AD/BC, sondern in BP angegeben sind. Zur schnelleren Orientierung: 1000 BP entspricht AD (unkal.) 950.

england vorgestellt und mit dem hier erarbeiteten Abschnitt der holozänen Meeresspiegelkurve verglichen.

Edwards wendet die Foraminiferen-Transfer-Funktion an, die auf der sogenannten ABTF (*agglutinated Foraminifera and test linings*) basiert, s. HORTON et al. (2000) und EDWARDS & HORTON (2000). Mit Hilfe der Transfer-Funktion ist es möglich, den jeweiligen Meeresspiegel zu rekonstruieren und so *sea-level index points* zu etablieren, s. Abb. 5.18. Die sich daraus ergebende Kurve wird in vier Phasen unterteilt.

Edwards arbeitet mit kalibrierten Altern bezogen auf BP. In den weiteren Ausführungen werden sie auf Kalenderjahre umgerechnet, um den Vergleich mit den Daten der vorliegenden Arbeit zu vereinfachen. Phase I beschreibt einen Meeresspiegelanstieg, der ca. von 2750 BC bis 450 BC dauert. Während Phase II nimmt der Meeresspiegelanstieg signifikant ab und bleibt bis ca. AD 750 unter -1 m NN. Phase III umfasst einen kurzen Meeresspiegelanstieg bis ca. AD 1150. Danach bleibt der Meeresspiegel vermutlich bis ca. AD 1550 konstant. In

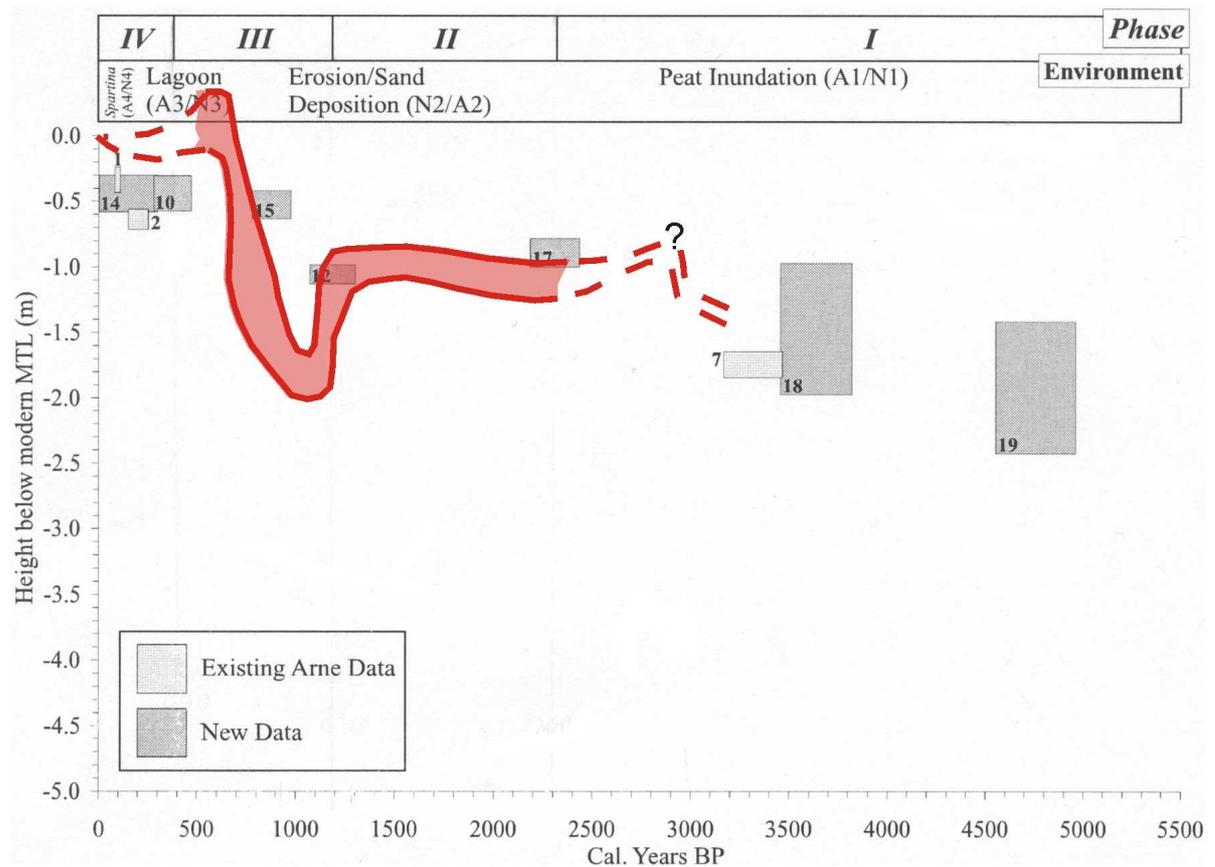


Abb. 5.18: Sea-level index points von Poole Harbour, aus EDWARDS (2001). Über die Daten von Edwards ist in rot die Kurve der vorliegenden Arbeit (vgl. Abb. 5.13) gelegt.

Phase IV seit ca. AD 1550 beginnt ein erneuter Meeresspiegelanstieg.

Diese Aufteilung und auch die Höhen sind vergleichbar mit den Aussagen des in diesen Kapitel ausgearbeiteten Kurvenabschnitts ab 400 BC, Abb. 5.18. Auch bei Edwards sind die auffällige Meeresspiegelabsenkung bis etwa AD 800 und der darauffolgenden starke Meeresspiegelanstieg bis etwa AD 1400 dokumentiert, wenn auch mit einem zeitlichen Versatz von ungefähr 150 Jahren, was zum einen mit der unterschiedlichen Datendichte und zum anderen mit der Fehlerspanne in den jeweiligen Datierungsmethoden erklärt werden kann.

Die Daten von Edwards ergeben einen Anstieg des Mittleren Tidewassers mit einer durchschnittlichen Rate von ca. 0,4 bis 0,5 mm pro Jahr während der letzten 2500 Jahre, EDWARDS (2001). Der errechnete mittlere Anstieg der vorliegenden Kurve ergibt ebenfalls einen Wert von 0,5 mm pro Jahr seit AD 400, s. Abb. 5.13.

Zusammenfassung

Bewegungen des holozänen Meeresspiegelanstiegs an der ostfriesischen Küste werden durch eingeschaltete Torflagen im Küstenholozänkörper aber auch Faziesveränderungen innerhalb der siliziklastischen Ablagerungen dokumentiert. Während die Torfe durch die Radiokohlenstoff-Methode vielfach datiert wurden, erfordert die zeitliche Auflösung weiterer nicht durch Torfe belegter Meeresspiegelbewegungen einen anderen Ansatz.

In den vorgestellten Untersuchungen wurde hochauflösende Sequenzstratigraphie zusammen mit der Methode der optischen Lumineszenz angewandt, um die spätholozänen Meeresspiegelbewegungen zeitlich zu erfassen. Der sequenzstratigraphische Ansatz ermöglichte die Identifikation und Korrelation der transgressiven und regressiven Phasen in Hinblick auf Retrogradation und Progradation der Küstenlinie. Die optischen Alter lieferten den zeitlichen Rahmen für die chronostratigraphische Einhängung der untersuchten Sedimente. Die Einhängung der Daten in ein Zeit-/Tiefendiagramm ergab für den Zeitraum ab 400 BC eine oszillierende Meeresspiegelkurve. In Anbetracht der noch anhaltenden Debatte zwischen den sogenannten „wiggles“ und den „smoothers“ wird aufgrund der hier vorliegenden Daten die Position der „wiggles“ gestützt (siehe dazu auch GEHRELS 1999). Darüber hinaus konnte mit einem neuen methodischen Ansatz die regionale Oszillation der Meeresspiegelkurve an der ostfriesischen Küste für die letzten 2500 Jahre hochauflösend dargestellt werden.

Der Sedimentationsraum an der ostfriesischen Küste ist durch Meeresspiegelbewegungen geprägt. Dies spiegelt sich in der Landschafts- und Siedlungsgeschichte der ostfriesischen Küste und besonders sichtbar im Deichbau wieder. Anhand der Sedimentablagerungen konnte in der vorliegenden Arbeit die Charakterisierung des Sedimentationsraumes während der letzten 2500 Jahre durch die Veränderung des Ablagerungsraumes (*accomodation space*) nun auch nach sequenzstratigraphischen Gesichtspunkten belegt werden. Das bedeutet, dass es möglich ist, mit dem Ansatz der Sequenzstratigraphie gekoppelt mit geeigneten Datierungsmethoden auch in einem Skalenbereich wie dem vorliegenden - zeitliche Auflösung im Bereich 5. und 6. Ordnung und höher, Sedimentmächtigkeiten bei 4 m - Aussagen über die Entwicklung eines Sedimentationsraumes zu machen.

Der Torf in der Bohrung BLB 2 wurde zunächst aufgrund seines Alters dem Oberen Torf zugeordnet. Diese Annahme musste aber nach der Diskussion der neuen Kurve verworfen werden. So hat sich ein weiteres Mal gezeigt, dass die Torfe nur nach sorgfältiger Auswahl für die Konstruktion einer Meeresspiegelkurve herangezogen werden dürfen.

Für die Fragestellung dieser Arbeit hat sich die Methode der OSL für die Datierung klastischer Sedimente des Holozän, die größtenteils marin abgelagert wurden und damit eventuell nur kurze Zeit dem Sonnenlicht exponiert waren, trotz des verhältnismäßig großen Fehlers von ~10% insgesamt als geeignet erwiesen.

Die Diskussion der vorliegenden Kurve mit Kurven der gleichen und benachbarter Regionen, die mit verschiedenen Methoden erarbeitet wurden, hat deutlich gezeigt, dass mit unterschiedlichen Untersuchungsansätzen, die unabhängig voneinander durchgeführt wurden, übereinstimmende Ergebnisse erzielt werden konnten.

Ausblick

Die Diskussion der OSL-Datierungen in Bezug auf die interpretierte Stratigraphie, die AMS-Datierungen und die aktuellen für ostfriesische Küste gültige Meeresspiegelanstiegskurven haben gezeigt, dass bei sorgfältiger und kritischer Auswahl der Daten trotz der angesprochenen Fehlerquellen gute Ergebnisse zu erreichen sind. Die Möglichkeit der Anwendung der optisch stimulierten Lumineszenz eröffnet also insgesamt bei vielen Fragestellungen neue Perspektiven.

Es hat sich herausgestellt, dass organisches Material im Sediment die optische Datierung verfälscht. In dieser Hinsicht muss die Methodik der OSL noch verbessert werden (s. MAUZ, in preparation).

6 SYNTHESE

6.1 Gesamtdarstellung der Kurve unter sequenzstratigraphischen Aspekten und Vergleich mit anderen Meeresspiegelkurven für das Holozän

Während des späten Pleistozän und Holozän (125 000 BP bis heute) ist weltweit eine Typ 1 Sequenz (Sequenz, die auf eine subaerische *sequence boundary/unconformity* folgt) 4. Ordnung, bestehend aus Regressivem Systemtrakt (RST), Niedrigstand-Systemtrakt (LST), Transgressiver Systemtrakt (TST) und Hochstand-Systemtrakt (HST), entstanden (LOWRIE & HAMITER 1995, SOMOZA et al. 1998). Das Holozän beinhaltet den letzten Abschnitt des TST und den HST. Diese Beobachtung kann weltweit in gleicher Weise an Barrenküsten und in Deltas (u. a. GENSOUS et al. 1993, SOMOZA et al. 1998) gemacht werden. Auch die Meeresspiegelanstiegskurve für die südliche Nordsee kann sequenzstratigraphisch in zwei Sys-

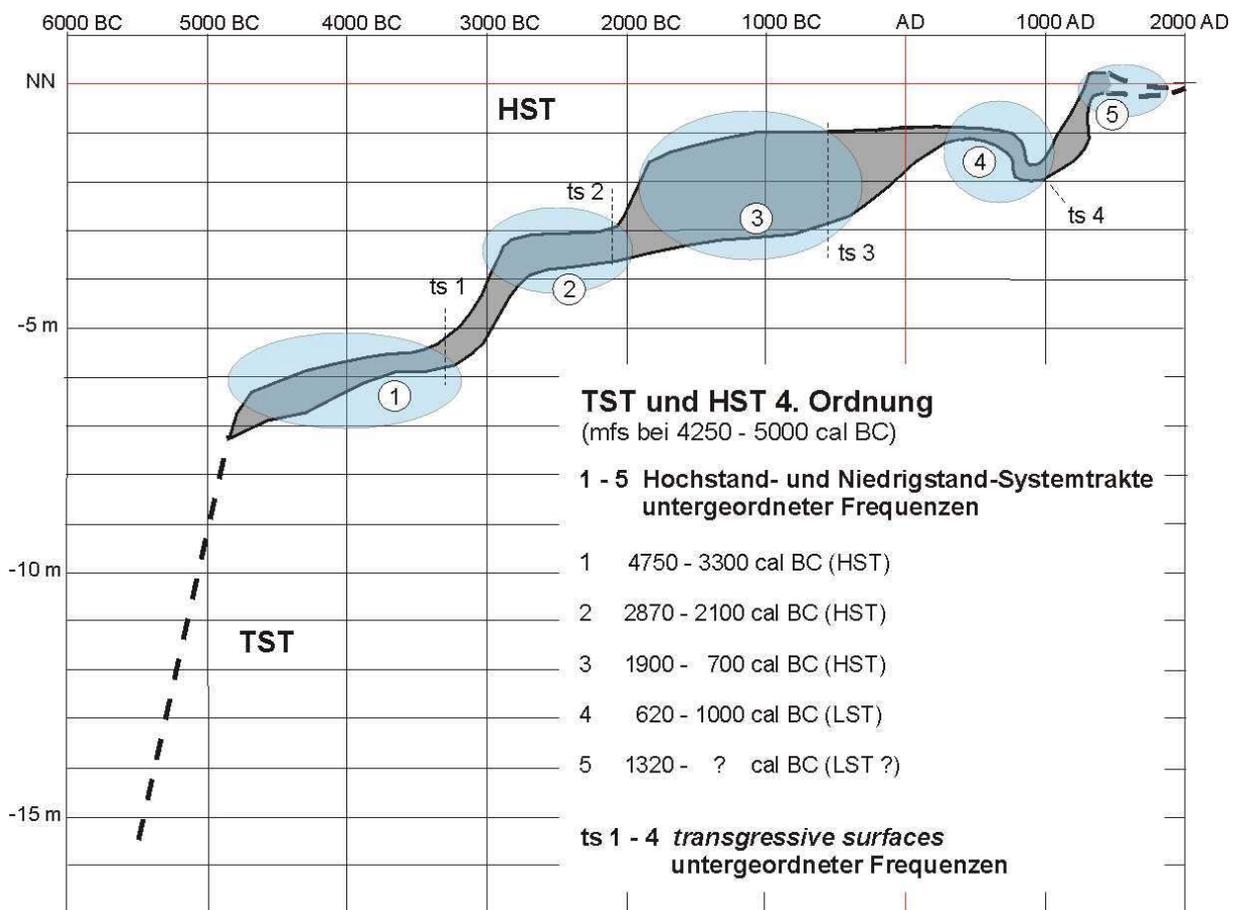


Abb. 6.1: Gesamtdarstellung der erarbeiteten Meeresspiegelkurve für den ostfriesischen Küstenbereich bei Langeoog bezogen auf das Mittelwasser und mit sequenzstratigraphischer Bewertung.

temtrakte unterteilt werden. Bis etwa 5000 BC (siehe Abb. 6.1) handelt es sich mit einem steilen Anstieg um einen Transgressiven Systemtrakt (TST). Der steile Anstieg kann aufgrund der vorliegenden Daten nur vermutet werden (s. gestrichelte Linie in Abb. 6.1). In anderen Arbeiten, vor allem der von Behre (2004) konnte ein Anstieg von 1,25 m/Jhdt. für den Zeitraum von 7000-5000 cal BC belegt werden. In dem darauf folgende Zeitraum handelt es sich mit einem insgesamt deutlich erkennbarem verlangsamten Meeresspiegelanstieg um einen Hochstand-Systemtrakt (HST), der an der ostfriesischen Küste durch eine Aggradation und Progradation charakterisiert ist. Der HST ist im Gegensatz zum TST von untergeordneten höher frequenten Sequenzen geprägt, in denen jeweils *retrogradational* und *progradational sequences* zu erkennen sind, was sicherlich auch wie bei den meisten Meeresspiegelkurven für das Holozän auf die bessere Datenlage im Altersbereich des HST zurückzuführen ist. Nach LOWRIE & HAMITER (1995) ist der steile Anstieg der Meeresspiegelkurven während des TST durch die isostatische Absenkung in den Regionen des *glacial forebulge* geprägt (Kapitel 6.3 „Isostatische Ausgleichsbewegungen entlang der südlichen Nordseeküste - ein Vergleichsansatz“), während der HST des späten Holozän von der eustatischen Komponente dominiert wird, da die glazio-isostatischen Einflüsse zwar noch vorhanden sind, aber exponentiell abnehmen. Der treppenartige Charakter des HST ist nach LOWRIE & HAMITER (1995) allerdings noch auf die anhaltende isostatische Absenkung des Gebietes zurückzuführen. Ohne diese Subsidenz käme es zu zwischenzeitlichen Absenkungen der Meeresspiegelkurve. In der vorliegenden Arbeit kann ebenfalls nur ein treppenartiger Charakter der Meeresspiegelkurve belegt werden. Bei Absenkungen würde man aufgrund des fallenden Wasserspiegels eine Bodenbildung erwarten. Auf der Ostfriesischen Halbinsel sind solche Bodenbildungen durchaus zu beobachten, können aber im Untersuchungsgebiet nicht nachgewiesen werden. Die Torfe geben den Hinweis auf eine zwischenzeitliche Progradation der Küstenlinie und damit auf einen verlangsamten bis stillstehenden Meeresspiegelanstieg. Eine Meeresspiegelabsenkung im Sinne einer *forced regression* konnte demnach anhand der vorliegenden Daten nicht beobachtet werden. Nur im letzten Abschnitt der Kurve, der mit Hilfe des im Kapitel „Optisch stimulierte Lumineszenz“ geschilderten Ansatzes erarbeitet wurde, wird eine Absenkung dokumentiert. Dies muss auf eine eustatische Meeresspiegelabsenkung zurückgeführt werden, welche die noch immer anhaltende, aber abnehmende isostatische Absenkung überwogen hat.

Die *maximum flooding surface*, die den Übergang von TST zu HST kennzeichnet und am Knick der Kurve liegt (Abb. 6.1), wird für die vorliegende Meeresspiegelkurve zwischen

4250 und 5000 cal. BC angenommen. Ein weltweiter Vergleich mit anderen Kurven des Holozän zeigt ähnliche Alter (s. auch Abb. 2.11 in Kapitel 2.3 „Sequenzstratigraphische Einordnung des Küstenholozänkörpers“). Die Kurven für Nordwest-England zeigen eine charakteristische Abflachung des Meeresspiegelanstiegs in der Zeit bis 4000 BC, was 4820 cal. BC (LAMBECK 1993). LONG & HUGHES (1995) beschreiben für das Dungeness foreland in Südost-England den Beginn der Torfbildung für 5970 ± 150 BP, umgerechnet etwa 4825 cal. BC. Die Arbeiten von LARCOMBE et al. (1995) zum Meeresspiegelanstieg im zentralen Bereich des Great Barrier Reefs in Australien, das in einem tektonisch stabilen Gebiet liegt, zeigen den holozänen Meeresspiegelhochstand bei 5500 BP, umgerechnet 4350 cal. BC. Alle diese Daten, die auf einen Knick in der Meeresspiegelanstiegskurve hinweisen, liegen in dem Zeitraum zwischen 4000 und 5000 cal. BC.

Die Meeresspiegelschwankungen während des holozänen HST sind nach LOWRIE & HAMITER (1995) und SOMOZA et al. (1998) auf Zyklen 5. und 6. Ordnung zurückzuführen. Tatsache ist, dass untergeordnete Zyklen zu beobachten sind. Die Torfbildungen wurden als Bildungen des HST und des beginnenden TST interpretiert, so dass sie letztendlich *transgressive surfaces* darstellen (s. Kapitel 6.1 „Sequenzstratigraphische Bedeutung der Torfe“).

An der Kurve in Abb. 6.1 können 4 *transgressive surfaces* (ts) abgelesen werden. Die ts 1, die als „Haupthorizont“ in der Seismik zu verfolgen ist und proximal durch einen eingeschalteten Torf repräsentiert wird, liegt bei ~3300 BC, die ts 2 bei ~2100 BC und die ts 3 bei ~700 BC. Die ts 2 und ts 3 sind im Küstenholozänkörper ebenfalls beide als Torfhorizonte verfolgbar, s. Abb. 4.5. Die ts 4 liegt bei ~AD 1000. Sie ist nicht durch einen eingeschalteten Torfhorizont repräsentiert, konnte aber aufgrund der Ansprache der Bohrkern im Sinne von *base level* Veränderungen identifiziert werden und ist aufgrund des Kurvenverlaufs (Abb. 6.1) deutlich zu erkennen. Die Lage der ts 5 ist nur zu vermuten und würde ungefähr bei AD 1750 liegen.

Ein Vergleich der von STAPOR et al. (1991) rekonstruierten Sedimentationsphasen der Mississippi-Deltas zum Zeitpunkt von Stillstandsphasen des Meeresspiegelanstiegs zeigt eine mögliche Korrelation mit den Phasen verringerten Anstiegs in der Südlichen Nordsee (HST) bzw. den Phasen geringfügiger Absenkung. Die Hochstand- und Niedrigstand-Systemtrakte sind in der folgenden Auflistung entsprechend der Abb. 6.1 und durchnummeriert:

Mississippi-Delta-Stillstands-Phasen

HST /LST 1 bis 5 - Nordsee / Langeoog

Maringouin Delta Complex:	5120 - 4200 cal BC	4750 - 3300 cal BC (HST 1)
Teche Delta Complex:	3021 - 1934 cal BC	2870 - 2100 cal BC (HST 2)
Sanibel:	1090 - 830 cal BC	1900 - 700 cal BC (HST 3)
Plaquemines:	cal AD 690 - 940	620 cal BC - cal AD 1000 (LST 4)
Balize:	cal AD 1750	cal AD 1320 - ? (LST ? 5)

Auch der Abgleich mit den Daten der holozänen Klimaschwankungen nach MAYEWSKI et al. (2004) zeigt eine mögliche Korrelation (Abb. 6.2). MAYEWSKI et al. (2004) haben etwa 50 global verteilte Paläoklima-Datensätze ausgewertet und konnten für das Holozän 6 Phasen von RCC (*rapid climate changes*) herausarbeiten, die in unseren Breiten durch Abkühlung gekennzeichnet sind (MAYEWSKI et al. 2004). Die Kurve wurde mit einem Ausschnitt dieser Datensätze hinterlegt, in dem die RCC Phasen durch eine graue Schattierung gekennzeichnet

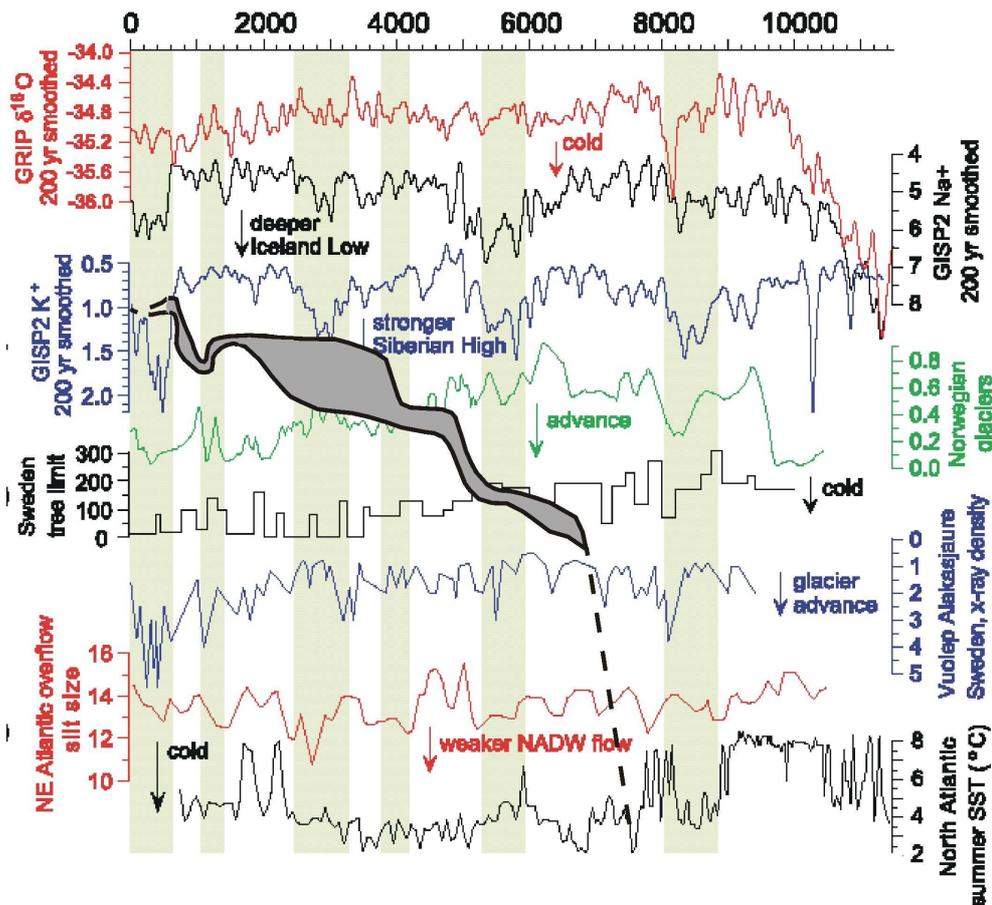


Abb. 6.2: Ausschnitt aus der Zusammenstellung der global verteilten Paläoklimadaten aus MAYEWSKI et al. (2004). Die Phasen des *rapid climate change* (RCC) sind als schattierte Säulen dargestellt. Für unsere Breiten stellen sie Abkühlungsphasen dar, siehe MAYEWSKI et al. (2004). Die in dieser Arbeit erstellte Meeresspiegelkurve ist als schwarze Linie über die Abbildung gelegt.

sind. Dabei zeigt sich, dass die Phasen verringerten Anstiegs, bzw. der Absenkung um AD 1000, mit den Abkühlungsphasen der Paläoklimadaten korrelieren.

Die Korrelation der verschiedenen Meeresspiegelanstiegsphasen der in dieser Arbeit erarbeiteten Kurve mit den Progradationsphasen des Mississippi Deltas und den Paläoklimadaten unterstützt die Annahme von der Existenz periodischer Meeresspiegelschwankungen, die durch globale Klimaschwankungen beeinflusst werden.

6.2 Sequenzstratigraphisches Modell für den Untersuchungsraum

Der holozäne Sedimentkörper im Küstenbereich nördlich von Esens bis zur Insel Langeoog kann aufgrund der hier vorgestellten Untersuchungen in einem sequenzstratigraphischen Modell dargestellt werden. Die Geometrie der erarbeiteten Meeresspiegelkurve lässt eine Unterteilung des Sedimentkörpers in einen Transgressiven Systemtrakt (TST) und einen Hochstand-Systemtrakt (HST) erkennen. Der Vergleich mit der Literatur ergibt, dass es sich dabei um TST und HST einer Sequenz 4. Ordnung handelt. Dieses übergeordnete Muster der Ablagerungen ist in Abb. 6.3 dargestellt. Die Grenze vom Pleistozän zum Holozän repräsentiert eine Sequenzgrenze. Die darauf folgenden Ablagerungen eines Niedrigstand-Systemtraktes (LST) und der Beginn des Transgressiven Systemtraktes liegen außerhalb des Arbeitsgebietes und wurden nicht mit erfasst.

In dem HST zeigt die Kurve untergeordnete hochfrequente sedimentäre Sequenzen, die als Sequenzen 5. und 6. Ordnung angesprochen werden (s. Kapitel 6.1). Auch die seismischen Reflexionshorizonte und die Interpretation der Bohrkerns lassen eine Unterteilung des holozänen Sedimentkörpers in untergeordnete sedimentäre Sequenzen erkennen.

In der Seismik und durch die Korrelation der Bohrungen mit dem Ansatz der *base level*-Veränderungen konnten *transgressive surfaces* um 3300 BC, 2100 BC und 700 BC erkannt werden. Die darauf folgenden Meeresspiegelbewegungen wurden mit einem anderen Ansatz erarbeitet und liegen innerhalb von Sedimentmächtigkeiten, die mit der erreichten Auflösung

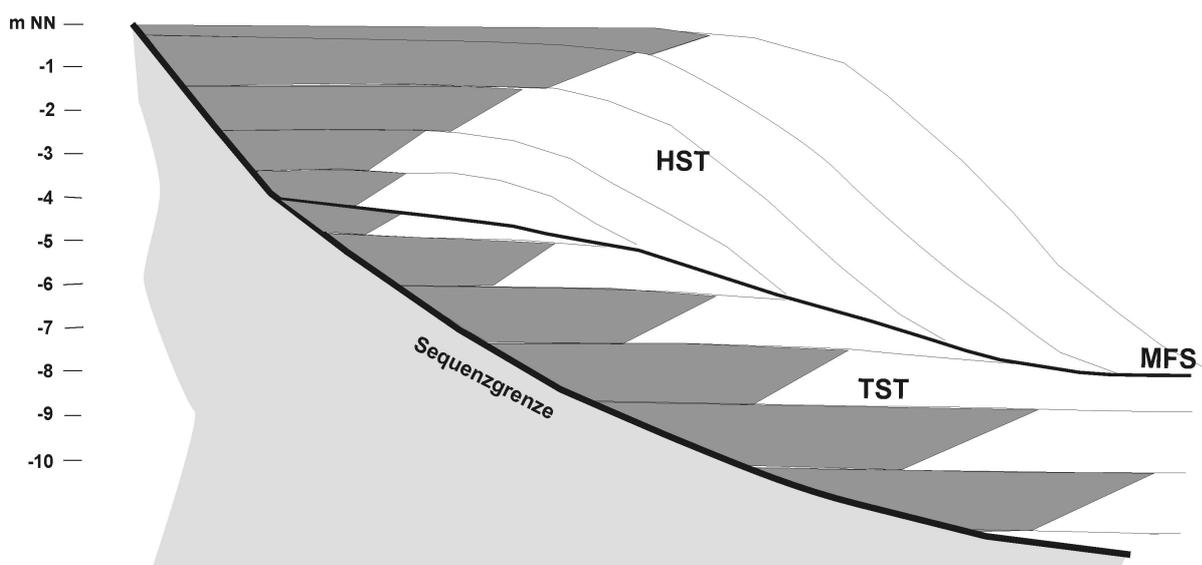


Abb. 6.3: Sequenzstratigraphisches Modell für das Küstenholozän der südlichen Nordsee. Dargestellt ist das übergeordnete Muster der Sequenz 4. Ordnung. Das Pleistozän im Liegenden ist hellgrau schattiert.

der Seismik nicht mehr erfasst werden konnten.

In Abb. 6.4 ist ein sequenzstratigraphisches Modell mit den Sequenzen 5. und 6. Ordnung für den Zeitraum bis etwa 500 BC dargestellt. Es handelt sich um T-R Sequenzen (s. Kapitel 2.2 Absatz „Sequenzgrenzen“), die durch *transgressive surfaces* begrenzt werden. Darüber hinaus wird in Abb. 6.4 die Höhenvariation des pleistozänen Untergrundes angedeutet, sowie die Erosion und die Überprägung der holozänen Ablagerungen durch Rinnen. Beides wirkt sich entsprechend auf den „*sedimentary record*“ in den Bohrungen aus.

In Abbildung 6.4 sind exemplarisch zwei Bohrungen eingehängt, die in der vorliegenden Arbeit in Profilschnitten schon einmal dargestellt wurden und den entsprechenden Ausschnitt im Modell repräsentieren. GE 60 konnte in ein seismisches Profil eingehängt werden, in dem der „Haupthorizont“, die ts 1 zu verfolgen war. Gleichzeitig ist die ts 1 in der Bohrung GE 60 durch Rinnenablagerungen überlagert (Profilschnitt F in Abb. 4.14). In GE 70 sind die ts 2 und ts 3, bzw. die entsprechenden Torfhorizonte, zu erkennen (Profilschnitt L in Abb. 4.5).

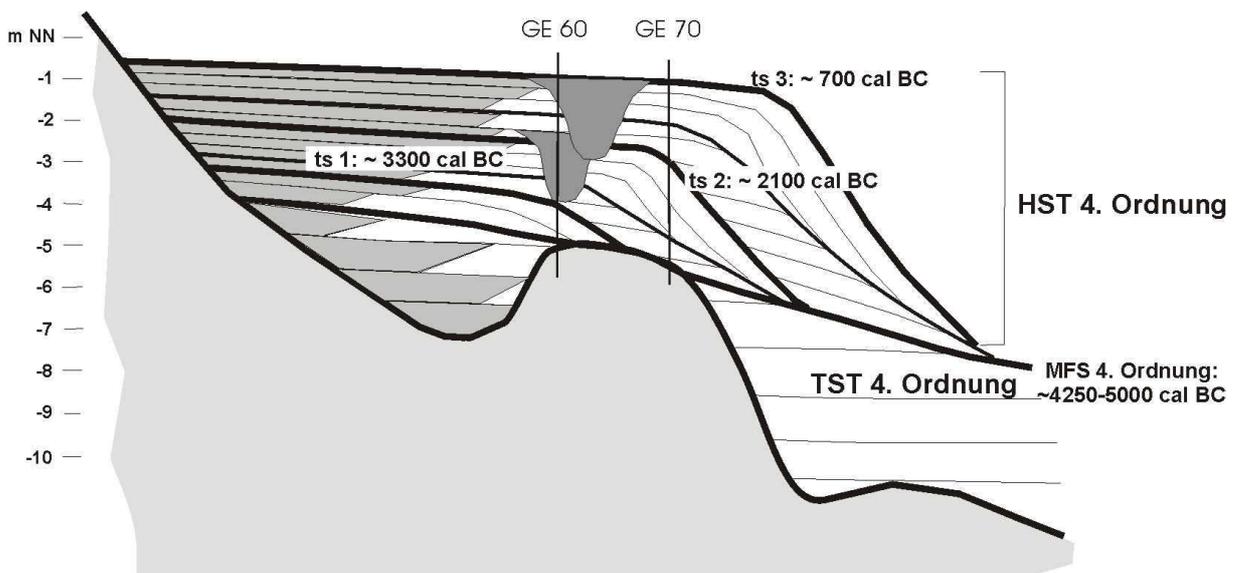


Abb. 6.4: Sequenzstratigraphisches Modell aus Abb. 6.3 mit der Darstellung der untergeordneten Hochstand-Systemtrakte HST 1 bis 3 (siehe Kurve in Abb. 6.1) sowie der entsprechenden *transgressive surfaces* (ts) und der Einbeziehung einiger Charakteristika des Arbeitsgebietes, siehe Text. Die Bohrung GE 70 ist in dem Profilschnitt L in Abb. 4.5 in Kapitel 4.1 „Sequenzstratigraphische Bedeutung der Torfe“ abgebildet, die Bohrung GE 60 in dem Profilschnitt F in Abb. 4.14 in Kapitel 4.2 „Sequenzstratigraphische Flächen“.

6.3 Isostatische Ausgleichsbewegungen entlang der südlichen Nordseeküste – ein Vergleichsansatz

Die wichtigste Komponente für Meeresspiegelbewegungen sind die klimatisch gesteuerten eustatischen Schwankungen des Meeresspiegels, die auf Veränderungen des Eis- bzw. Wasserhaushaltes der Erde zurückgehen und in Bezug auf das Holozän im Nordseeraum zu einem Meeresspiegelanstieg nach dem Abschmelzen der Gletscher der letzten Eiszeit geführt haben. Zusätzlich zu den eustatischen Prozessen hat ein Teil der Meeresspiegelbewegungen ihren Ursprung in isostatischen Ausgleichsbewegungen. Eine der bedeutendsten isostatischen Bewegungen in unserem Raum ist die Hebung Skandinaviens durch die verringerte Auflast seit Abschmelzen der Gletscher. Die Hebungsraten nehmen nach Außen hin ab. Die Null- oder Gleichgewichtslinie, an der sich die Beträge der Landhebung und die des absoluten Meeresspiegelanstieges aufheben, ist die sogenannte Forchhammersche Linie (Abb. 6.5). Jenseits dieser Linie, also im Süden und Westen, sind isostatische Absenkungen zu erwarten. Unter der regional begrenzten Auflast der Inlandeismassen senkte sich die Erdkruste flach muldenförmig ein, verdrängte dabei das Material des viskoelastischen äußeren Erdmantels in das Vorfeld der vom Eis belasteten Zone und beulte diese zu einem „glacial forebulge“ auf (KIDEN et al. 2002; STREIF 1990). Beim Abschmelzen des Eises wurden die Prozesse umge-

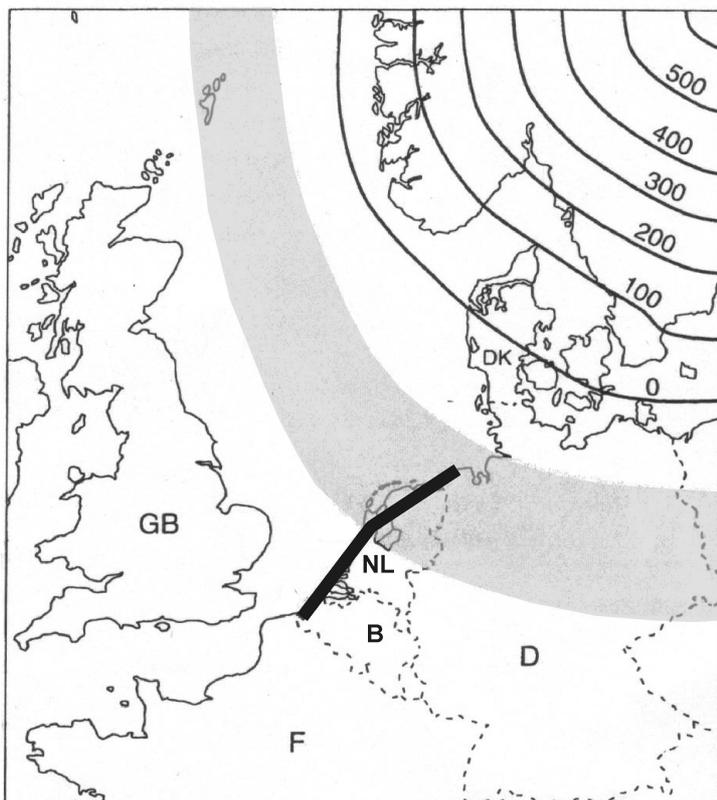


Abb. 6.5: Zu sehen sind die Isobasen der gesamten absoluten Hebung in Skandinavien in Metern, die Forchhammersche Linie (Null-Linie), entlang der sich isostatische Hebung und eustatischer Meeresspiegelanstieg ausgleichen und in grauer Schattierung die Lage des „glacial forebulge“, der durch die Verdrängung der auflastigen Inlandeismassen im Vorfeld des skandinavischen Eisschildes entstanden ist und sich nach dem Abschmelzen der Gletscher wieder absenkt.

Die schwarze Linie kennzeichnet die Lage des Küstentranssektes von Belgien, den westlichen Niederlanden bis Deutschland, entlang dem die unterschiedlichen Meeresspiegelkurven verglichen werden.

Abb. verändert nach MÖRNER (1979), loc. cit. KIDEN et al. (2002).

kehrt, das vom Eis entlastete Gebiet hob sich, der „*glacial forebulge*“ bildete sich wieder zurück. Nachdem die isostatischen Ausgleichsbewegungen zunächst mit hohen Raten eingesetzt haben, nahmen sie exponentiell wieder ab und dauern mit erheblicher zeitlicher Verzögerung bis heute an.

Die unterschiedlichen Meeresspiegelhochstände des Eem-Meeres entlang der belgischen, niederländischen und deutschen Nordseeküste zeigen mit dieser These übereinstimmend sehr unterschiedliche Höhen und damit auch Absenkungsraten. In Belgien liegt der Meeresspiegelhochstand des Eem-Meeres bei 1 bis 2 m unter NN, in den Niederlanden bei 9 bis 10 m unter NN, in Niedersachsen bei 7 bis 9 m unter NN und in Schleswig Holstein bei 5 bis 7 m unter NN. Das bedeutet für die Regionen der Niederlande und Niedersachsen seit dem Eem (125 000 Jahre) eine verstärkte Langzeit-Absenkung im Vergleich zu den südwestlich und nordöstlich angrenzenden Gebieten.

KIDEN et al. (2002) führen darüber hinaus aus, dass es sich aufgrund der regional variierenden isostatischen Krustenbewegungen empfiehlt, für repräsentative Meeresspiegelkurven nur Daten aus einem Umkreis von etwa 50 km heranzuziehen. Um die unterschiedlichen Datenverteilungen darzustellen, sind in Abb. 6.6 die Gebiete der Meeresspiegelkurven von DENYS & BAETEMANN (1995) für Belgien, ROEP & BEETS (1988) für die westlichen Niederlande – die mit den Daten der Arbeit von VAN DE PLASSCHE (1982) ergänzt und diskutiert wurden (VAN DE PLASSCHE & ROEP 1989) –, JELGERSMA (1979) für die südliche Nordsee, BEHRE

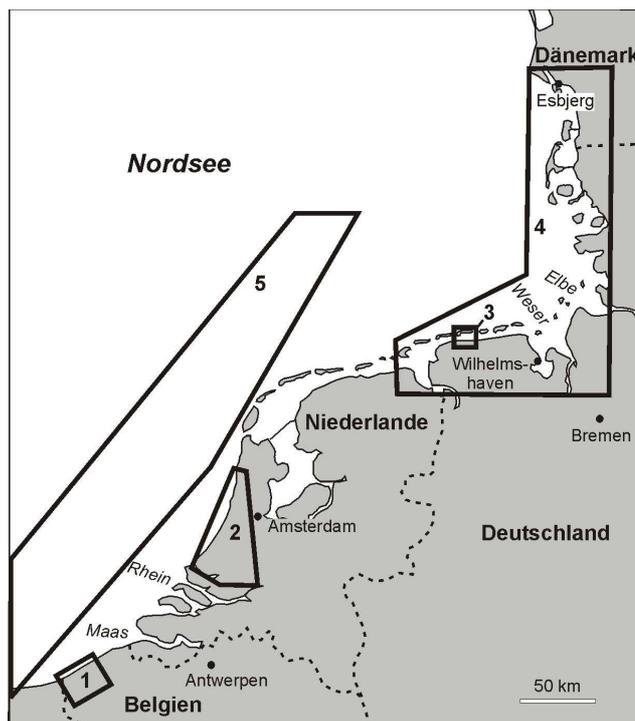


Abb. 6.6: Lage der Regionen, für welche die in diesem Kapitel angesprochenen Meeresspiegelkurven angefertigt wurden.

- 1 westliches Belgien (DENYS & BAETEMAN 1995)
- 2 westliche Niederlande, (ROEP & BEETS 1988; VAN DE PLASSCHE & ROEP 1989)
- 3 Küstengebiet bei der Insel Langeoog, diese Arbeit
- 4 deutsche Küste (BEHRE 2003)
- 5 Nordsee (JELGERSMA 1979)

(2003) für die deutsche Nordseeküste und BUNGENSTOCK (diese Arbeit) für Ostfriesland eingezeichnet.

Der Transekt von der von DENYS & BAETEMAN (1995) untersuchten Region in Belgien, über die von VAN DE PLASSCHE & ROEP (1989) bearbeitete Küstenzone in den westlichen Niederlanden zu dem in der vorliegenden Arbeit untersuchten Gebiet an der ostfriesischen Küste in Deutschland liegt in etwa senkrecht zu den Isobasen um das fennoskandinavische Hebungs-zentrum, siehe Abb. 6.5. Aufgrund eines Vergleichs der Meeresspiegelkurven der drei Gebiete in Anlehnung an die Arbeit von KIDEN et al. (2002) können daher die relativen postglazialen Krustenbewegungen zwischen den drei Ländern dokumentiert werden (Abb. 6.7).

Die Meeresspiegeldaten aus dem frühen und mittleren Holozän Belgiens liegen zunächst etwa 2 m und im späten Holozän etwa 1 m höher als Daten aus den westlichen Niederlanden, was von der Gesamttendenz ebenfalls auf die Daten aus dem Gebiet der Insel Langeoog zu-trifft, wobei die Differenzen aufgrund des Kurvenverlaufes stärker variieren. KIDEN et al. (2002) berechnen eine Senkungsrate von den Niederlanden relativ zu Belgien von 0,6 m / 1000 Jahre seit 7500 BP, die sich allmählich zu weniger als 0,25 m / 1000 Jahre seit 5000 BP verringert hat.

Unter Berücksichtigung dieser Ausführungen ist anzunehmen, dass die deutsche Küsten-

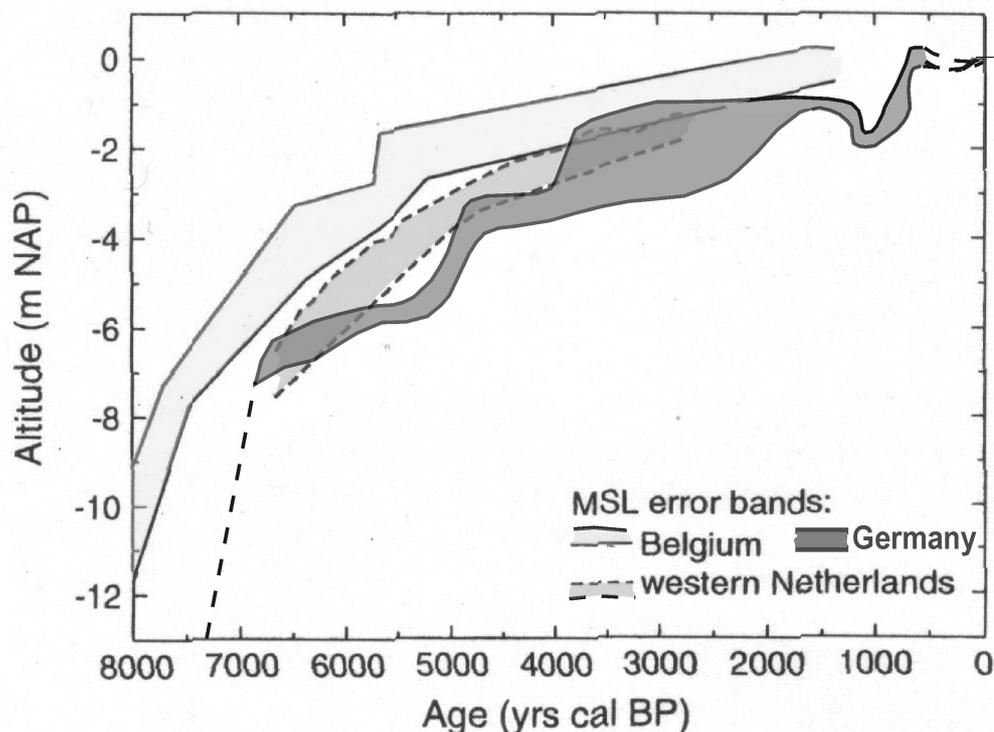


Abb. 6.7: Vergleich der holozänen Meeresspiegelkurven für Belgien (hellgrau), die Niederlande (grau) und Niedersachsen (dunkelgrau). Herkunft der Kurven im Text zitiert. Abb. ergänzt aus KIDEN et al (2002).

region von diesen isostatischen Bewegungen betroffen ist, die zumindest im Vergleich mit anderen Kurven eine Relevanz hat. Mit dem Ziel, die Einflüsse epirogenetischer, bruch- und salztektonischer sowie isostatischer Bewegungen geodätisch zu erfassen, wurde zwischen 1929 und 1931 bzw. zwischen 1949 und 1955/59 jeweils ein Küsten-Nivellement durchgeführt. Als Ausgangspunkt der Nivellements wurde eine Lokation bei Wallenhorst in der Nähe von Osnabrück an der Süd-Flanke des Wiehengebirges gewählt. Dies ist das am weitesten nördlich gelegene Vorkommen salztektonisch unbeeinflusster mesozoischer Gesteine. Im Küstenraum wurden die Rohrfestpunkte in den Sanden des Pleistozän verankert, um Einflüsse von Setzungen in der Marsch weitgehend auszuschließen. Die gemessenen Höhendifferenzen waren jedoch in der Regel geringer als die Meßgenauigkeiten. Auch steht eine kritische Auswertung der Messergebnisse noch aus. Dennoch lässt sich aus den Messungen die Tendenz einer sehr geringen, nach Norden zunehmenden Senkung ableiten, da überwiegend negative Höhenveränderungen gemessen wurden (STREIF 1990), die nach AUGATH (1993) für den Bereich Langeoog zwischen 5 und 7 cm / 100 Jahre liegt. Dieses Ergebnis stimmt mit den von SHENNAN (1987) für die verschiedenen Küstenregionen modellierten Subsidenzraten überein: dem bearbeiteten Gebiet am nächsten liegt die Region um Cuxhaven, für die eine lineare Subsidenzrate von $0,68 \pm 0,09$ m / 1000 Jahre seit 6000 BP errechnet wurde (SHENNAN 1987).

Die aufgrund des Küstennivellements und der Modellierungen von SHENNAN (1987) postulierte absolute Absenkung des Arbeitsgebietes von rund 0,6 m / 1000 Jahre ist also um etwa 0,35 m stärker als die Senkung relativ zur belgischen Küste von 0,25 m / 1000 Jahre seit 5000 BP.

Bei dem Vergleich der Kurven (Abb. 6.7) ist zu berücksichtigen, dass sie auf einer unterschiedlichen Datenbasis beruhen. DENYS & BAETEMANN (1995) arbeiten mit Datierungen sowohl des Basistorfes als auch der eingeschalteten Torfe. Die Kurve von VAN DE PLASSCHE & ROEP (1989) basiert auf einer sedimentologischen Auswertung von Indikatoren für Paläotiden-Nievaus. Die in der vorliegenden Arbeit vorgestellte Kurve beruht hauptsächlich auf Datierungen eingeschalteter Torflagen, die in Hinblick auf ihre sequenzstratigraphische Bedeutung ausgewählt wurden (Kapitel 4.1 „Sequenzstratigraphische Bedeutung der Torfe“). In allen drei Kurven ergibt sich darüber hinaus das Problem der Setzung. In der vorliegenden Kurve wurde zwar ein vertikaler Fehler berechnet, dabei handelt es sich jedoch nur um einen Ansatz zur Fehlerberechnung. Die quantitative Bewertung der Setzung bleibt schwierig. Es gibt noch keinen angemessenen Lösungsansatz, um die Setzung aus den unterschiedlichen

Küstensedimenten herauszurechnen. Trotz allem bietet der Vergleich der oben genannten Kurven einen wichtigen Ansatzpunkt, mit Hilfe der Sedimentologie die isostatischen Ausgleichsbewegungen im Nordseeraum zu rekonstruieren.

Die beschriebene und dokumentierte Senkung des Arbeitsgebietes ist zum Einen auf die isostatische Ausgleichsbewegung südwestlich der Forchhammerschen Linie zurückzuführen, zum Anderen auf die hydro-isostatische Subsidenz des Nordseebeckens aufgrund der mit steigendem Meeresspiegel zunehmenden Wasserlast und des Weiteren auf die letzte Phase des Kollapses des „glacial forebulge“ (KIDEN et al. 2002). Die isostatischen und hydro-isostatischen Absenkungsbewegungen würden senkrecht zu den Isobasen eine verstärkte Senkung von Deutschland über die Niederlande nach Belgien vermuten lassen (vgl. Abb. 6.5). Wie sich im Vergleich der Kurven zeigt, wird diese Bewegung durch die Absenkung im Bereich des „glacial forebulge“ überprägt.

Bei einer für die südliche Nordseeküste erstellten Meeresspiegelkurve sollten die erläuterten Senkungsraten bedacht werden. Der durchschnittliche relative Meeresspiegelanstieg für das Arbeitsgebiet liegt für die letzten 6000 Jahre bei 1,00 m / 1000 Jahre (Abb. 6.8). Das würde bei einer linearen Senkungsrate des Gebietes von 0,60 m / 1000 Jahren seit 6000 BP bedeuten, dass der eustatische Meeresspiegelanstieg nur noch 0,40 m / 1000 Jahre beträgt.

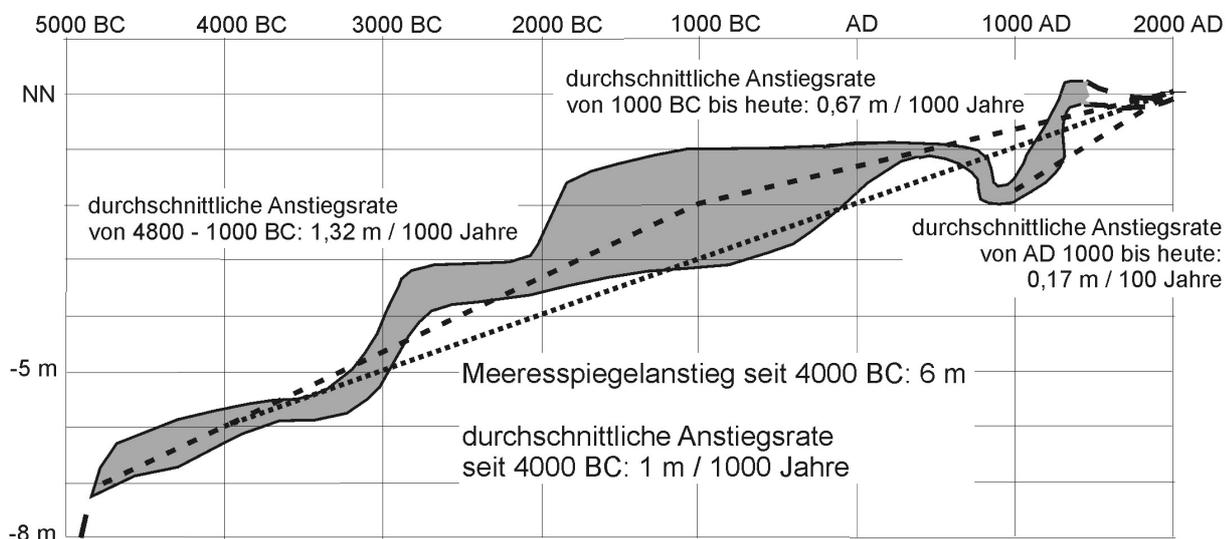


Abb. 6.8: Durchschnittliche Meeresspiegelanstiegsraten für das Rückseitenwatt und den Küstenabschnitt südlich der ostfriesischen Insel Langeoog (vgl. Abb. 6.6).

6.4 Prognose für die weitere Küstenentwicklung

Die Pegelbeobachtungen an der deutschen Nordseeküste von 1855 bis 1990 ergeben für die jährlichen mittleren Tidenwerte unterschiedliche Größenordnungen (TÖPPE 1994):

MThw: 23 cm / 100 Jahre

MT1/2w: 15 cm / 100 Jahre

MTnw: 9 cm / 100 Jahre

Das International Panel of Climate Change (IPCC) geht von einem sich steigerndem Meeresspiegelanstieg aus. In seinem „*Best-Guess*“ Szenario ab 1980 wird ein weltweiter Meeresspiegelanstieg von 15 bis 90 cm bis zum Jahre 2100 errechnet. Die mittlere Schätzung der Autoren WIGLEY & RAPER (1992) liegt dazwischen bei 48 cm. Auf 100 Jahre umgerechnet, würde das einen Anstieg von 40 cm / 100 Jahre bedeuten.

Die Anstiegsraten, die von der hier vorgestellten Kurve abgelesen werden können (Abb. 6.8), beziehen sich auf das MW und ergeben für den Zeitraum von 4800 bis 1000 BC einen Anstieg von 13,2 cm / 100 Jahre und für die letzten 3000 Jahre einen Anstieg von durchschnittlich 6,7 cm / 100 Jahre. Die Berechnung der Anstiegsrate ausschließlich für die letzten 1000 Jahre mit 17 cm / 100 Jahre kommt den von TÖPPE (1994) ausgewerteten Pegelbeobachtungen wesentlich näher.

Die hier ausgearbeitete Meeresspiegelanstiegskurve über die letzten Jahrtausende lässt auch für die Zukunft einen weiteren Anstieg vermuten. Die Kurve zeigt aber auch, dass sich die Anstiegsraten verändern können. Der Anstieg kann sich merklich verstärken, aber auch verringern und es kann sogar zu zwischenzeitlichen Absenkungen kommen. Die derzeitigen Prognosen für den Meeresspiegelanstieg gehen von einem gesteigerten Anstieg aus.

Die Meeresspiegelprognosen haben potentiell einen hohen Wert für Aussagen in Bezug auf zu erwartende Küstenlinienveränderungen und Küstenzonenmanagement. Wie aber könnte die zukünftige Entwicklung der Küstenlinie vom geologischen Standpunkt her aussehen? Hätten wir auf der Ostfriesischen Halbinsel ohne den Schutz der Deiche mit einem Landverlust zu rechnen?

Die Kurve zeigt, dass wir uns heute, sequenzstratigraphisch gesehen, in einem Hochstand-Systemtrakt befinden. Das bedeutet, dass sich der Ablagerungsraum aufgrund des immer noch steigenden Meeresspiegels zwar vergrößert, die Sedimentanlieferung von See her, u. a.

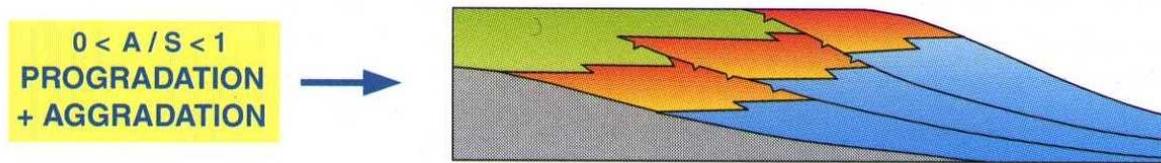


Abb. 6.9: Progradierende Küstenlinie bei steigendem Meeresspiegel und damit Schaffung von Ablagerungsraum, aus HOMEWOOD et al. (2000).

durch küstenparallelen Sedimenttransport, insgesamt aber überwiegt, so dass es trotz insgesamt steigendem Meeresspiegel zu einer Progradation der Küstenlinie kommt (Abb. 6.9). Bei Betrachtung der Ausbreitung der Marsch auf der Karte zu der Landschaftsgliederung im niedersächsischen Küstengebiet (Abb. 6.10) zeigt, dass die Marsch, die ja durch ehemalige marine Überflutung entstanden ist, über die heutige Küstenlinie hinaus wesentlich weiter ins Inland reicht. Auch die von BEHRE (1999) rekonstruierten ehemalige Küstenlinien um Christi Geburt, um AD 800 und AD 1500 liegen insgesamt weiter landwärts als die heutige Küstenlinie, obwohl der Meeresspiegel doch während des Holozän nie höher war als heute. Natürlich spielt der Eingriff des Menschen eine Rolle, an dieser Stelle ist die Landgewinnung zu erwähnen. Der Mensch hat aber erst seit AD 1100 Deiche gebaut und erst der Eingriff des Menschen hat zu einem großen Teil zu einigen katastrophalen Überflutungen und Buchtein-

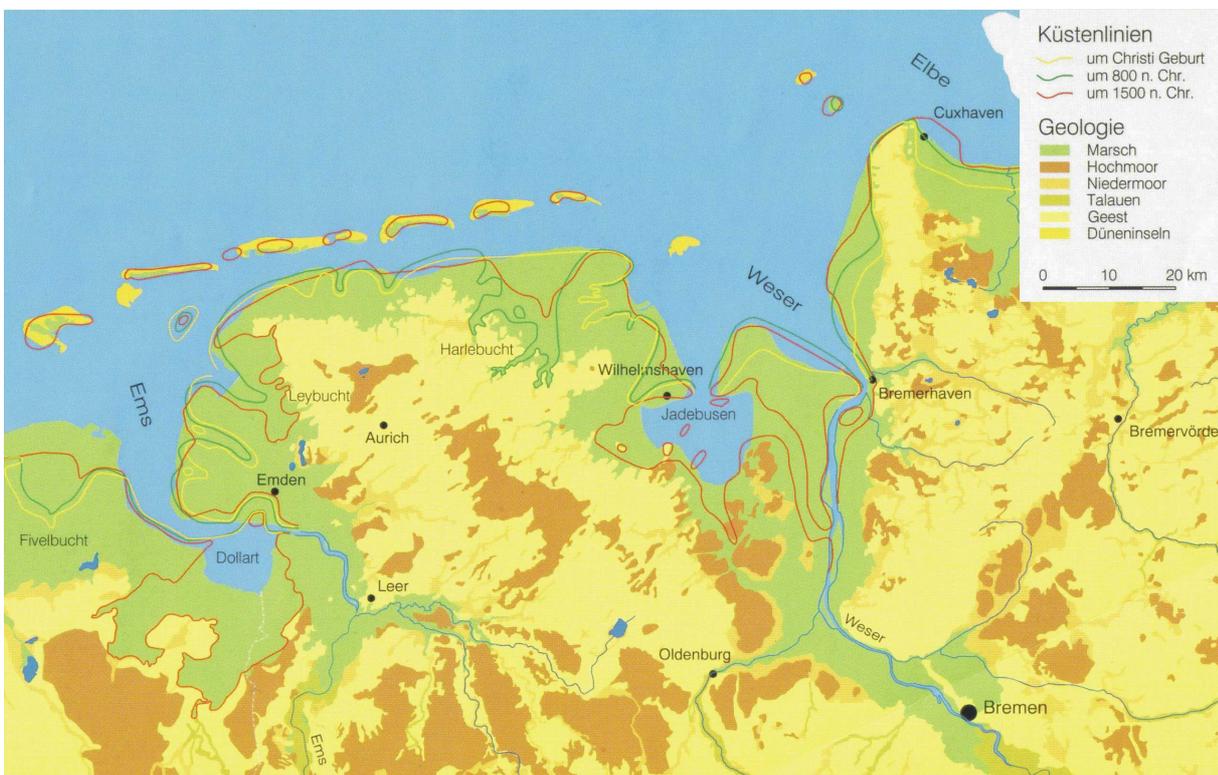


Abb. 6.10: Karte zur Landschaftsgliederung im niedersächsischen Küstengebiet: Geologie und Entwicklung der Uferlinien, Ausschnitt aus einer Karte von BEHRE (1999).

brüchen geführt. Durch den Torfabbau im Jadebusen beispielsweise konnte das Meer bei den großen mittelalterlichen Sturmfluten weiter in die Bucht vordringen. Generell konnte das Meer bei Deichbrüchen durch die Entwässerung und der dadurch verursachten Setzung der Marsch im Hinterland weit vordringen und große Gebiete überfluten. An dieser Stelle sollen nur einige der mittelalterlichen Sturmfluten genannt werden, die zu großen Landverlusten geführt haben: Die Entstehung des heutigen Jadebusens hat nach REINHARDT (1979) 1287 die Luciaflut eingeleitet. Bei der zweiten Marcellusflut 1362 entstand im Westen des Jadebusens schließlich das sogenannte Schwarze Brack und im Osten kam es zum Durchbruch der Arne-Lockfleth Rinne zur Weser. Auch am Dollart kam es zu einem ersten Einbruch. Ebenfalls sind die Leybucht und die Harlebucht während der zweiten Marcellusflut eingebrochen (Abb. 6.10). Mit der Cosmas- und Damianflut 1509 erreichte der Dollart seine größte Ausdehnung (Abb. 6.10). Die Zerstörung des Jadebusens erreichte ihren Höhepunkt 1511 mit der Antoniusflut (STREIF 1990). Der heutige Verlauf der Küstenlinie ist demnach stark durch die mittelalterlichen Sturmfluten und die Wiedereindeichung der Marschenflächen geprägt.

Die geologisch-sequenzstratigraphische Auswertung der hier vorgelegten Meeresspiegelkurve ergibt, dass die am Geestrand liegenden Marschensedimente während einer früheren Phase des noch heute andauernden Hochstand-Systemtraktes abgelagert wurden und die Küste seit dem – mit Unterbrechung durch die Landverluste bei den Sturmfluten – progradiert ist. Die Küstenlinie würde sich somit bei einer natürlichen Entwicklung auch langfristig seewärts verlagern. Insgesamt handelt es sich heute um eine Anlandungsküste. Dabei ist zu bedenken, dass es sich bei diesen Überlegungen um geologische Zeiträume handelt. Es ist durchaus möglich, dass zwischenzeitliche Meeresspiegelschwankungen mit gesteigertem Anstieg zu Überflutungen führen, die mehr als eine Menschengeneration betreffen würden. In der Gesamtentwicklung, im „*geological record*“, würde aber bei einer natürlichen Entwicklung insgesamt eine Progradation der Küstenlinie zu beobachten sein.

7 ZUSAMMENFASSUNG

- Die Holozänbasis bildet nicht unbedingt einen markanten Reflektor.
- Torfe bilden seismisch markante Horizonte und lassen sich so über die Strecke verfolgen.
- Die sequenzstratigraphische Bedeutung der Torfe kann anhand ihrer flächenhaften Verbreitung herausgearbeitet werden.
- Flächen von sequenzstratigraphischer Bedeutung sind in der Flachseismik sichtbar.
- Bei Kenntnis der Wattenlandschaft und unter Anwendung der Waltherschen Faziesregel, auf das Prinzip der *base level* Veränderungen bezogen, ist eine Korrelation von Bohrungen im Watt möglich.
- Optisch stimulierte Lumineszenz ist auch für feinkörnige Wattsedimente einsetzbar.
- Die nicht einzuschätzenden Setzungsprozesse stellen einen großen Unsicherheitsfaktor bei der Festlegung der *sea level index points* dar.
- Der seismische „Haupthorizont“ ist eine *transgressive surface* 5. oder 6. Ordnung.
- Ein Vergleich von Meeresspiegelkurven entlang der belgischen, niederländischen und deutschen Küste unterstützt die Theorie eines *glacial forebulge*, dessen Kollaps seit der Hebung von Skandinavien zu einer zusätzlichen Senkungsbewegung an der südlichen Nordseeküste während des Holozän führt.
- Die isostatischen Ausgleichsbewegungen bewirken nach unterschiedlichen Berechnungen für unseren Küstenraum eine Absenkung von bei 0,6 cm / 1000 Jahre seit 7500 BP und sollten generell nicht vernachlässigt werden. Das bedeutet für die Meeresspiegelkurve in dieser Arbeit, dass sie den relativen Meeresspiegelanstieg repräsentiert und nicht den rein eustatischen Meeresspiegelanstieg.
- Heute befinden wir uns in einem Hochstand-Systemtrakt (HST) 4. Ordnung. Das bedeutet, dass die Küstenlinie insgesamt progradiert und wir uns somit in einem Anlandungsgebiet befinden.
- Die Progradation ist von generationenübergreifenden Überflutungsphasen unterbrochen.

- Innerhalb des HST 4. Ordnung sind untergeordnete Zyklen zu erkennen, die mit Datenerhebungen von anderen Küsten korrelieren und als Sequenzen 5. und 6. Ordnung angesprochen werden. Bis AD 500 wird ein treppenartiger Charakter der Meeresspiegelkurve, entsprechend ein Wechsel von HST zu TST, nachgewiesen. Für den letzten Zeitabschnitt der Meeresspiegelkurve von AD 750 - 1000 wird eine Absenkung dokumentiert.
- Die Theorie der „wiggler“, der Vertreter einer oszillierenden Meeresspiegelanstiegskurve, wird durch die Ergebnisse dieser Arbeit gestützt.
- Die Angaben zu den relativen Meeresspiegelanstiegsraten differieren stark in Abhängigkeit vom betrachteten Zeitintervall. Der durchschnittliche relative Meeresspiegelanstieg seit 4000 BC beträgt nach den vorliegenden Auswertungen 10 cm /100 Jahre. Der Anstieg für die letzten 1000 Jahre beträgt 17 cm / 100 Jahre und kommt den Auswertungen von Pegeldaten der letzten 50 Jahre mit einem durchschnittlichen Anstieg von 15 cm / 100 Jahren nahe.

LITERATURVERZEICHNIS

- ALLEN, J. R. L. (1995): Salt-marsh growth and fluctuating sea-level; implications of a simulation model for Holocene coastal stratigraphy and peat-based sea-level curves.– *Sedimentary Geology* **100**, 21-45.
- ALLEN, J. R. L. (2003): An eclectic morphostratigraphic model for the sedimentary response to Holocene sea-level rise in northwest Europe.– *Sedimentary Geology* **161**, 31-54.
- ArcMap by ESRI (2002): Spatial Analyst, Interpolation Methods.
- AUGATH, W. (1993): Stand und Weiterentwicklung der Höhenentwicklung der niedersächsischen Nordseeküste.– *Nachrichten der niedersächsischen Vermessungs- und Katasterverwaltung* **43**, 78-92.
- BAETEMAN, C. (1999): The holocene depositional history of the Ijzer paleovalley (western belgian coastal plain) with reference to the factors controlling the formation of intercalated peat beds.– *Geologica Belgica* **2/3-4**, 39-72.
- BAILIFF, I. K., & TOOLEY, M. J. (2000): Luminescence dating of fine-grain Holocene sediments from a coastal setting.– In: SHENNAN, I. & ANDREWS, J. (eds.): *Holocene Land-Ocean Interaction and Environmental Change around the North Sea*.– Geological Society, London, Special Publications **166**, 55-57.
- BALLARINI, M., WALLINGA, J., MURRAY, A. S., VAN HETEREN, S., OOST, A. P., BOS, A. J. J. & VAN EIJK, C. W. E. (2003): Optical dating of young coastal dunes on a decadal time scale.– *Quaternary Science Reviews* **22**, 1011-1017.
- BARCKHAUSEN, J., (1970): Erläuterungen zu Blatt Baltrum Nr. 2210 und Blatt Ostende-Langeoog Nr. 2211. 44 S. Niedersächs. Landesamt f. Bodenforschung, Hannover.
- BARCKHAUSEN, J., (1970a): Erläuterungen zu Blatt Baltrum Nr. 2210, Ergänzungsheft. 38 S. Niedersächs. Landesamt f. Bodenforschung, Hannover.
- BARCKHAUSEN, J., (1970b): Erläuterungen zu Blatt Ostende-Langeoog Nr. 2211, Ergänzungsheft. 35 S. Niedersächs. Landesamt f. Bodenforschung, Hannover.
- BEHRE, K.-E. (1999): Die Veränderungen der niedersächsischen Küstenlinie in den letzten 3000 Jahren und ihre Ursachen.– *Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet* **26**, 9-33.
- BEHRE, K.-E. (2003): Eine neue Meeresspiegelkurve für die südliche Nordsee - Transgressionen und Regressionen in den letzten 10.000 Jahren.– *Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet* **28**, 9-64.
- BEHRE, K.-E. (2004): Coastal development, sea-level change and settlement history during the later Holocene in the Clay District of Lower Saxony (Niedersachsen), northern Germany.– *Quaternary International* **112**, 37-53.
- BEHRE, K.-E. & STREIF, H. (1980): Kriterien zu Meeresspiegel- und darauf bezogene Grundwasserabsenkungen.– *Eiszeitalter und Gegenwart* **30**, 153-160.
- BEHRE, K.-E. & KUÇAN, D. (1994): Die Geschichte der Kulturlandschaft und des Ackerbaus in der Siedlungskammer Flögeln, Niedersachsen, seit der Jungsteinzeit.– *Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet* **21**, 227 S.
- BENDA, L. (1969): Pollenanalytische Untersuchung von 9 Proben aus 2 Stechrohrkernbohrungen im Watt NE Bensorsiel auf Blatt Ostende – Langeoog. Unveröff. Ber. Archiv

Nieders. Landesamt f. Bodenforsch., Hannover.

BRONK RAMSEY, C. (2001): Development of the Radiocarbon Dating Program OxCal.– *Radiocarbon* **43** (2A), 355-363.

BUNGENSTOCK, F. (2000): Fazieskartierung und Untersuchungen zur Sedimentverteilung im östlichen Rückseitenwatt der Nordsee-Insel Baltrum.– Diplomarbeit, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, 137 S.

BUNGENSTOCK, F., MAUZ, B. & SCHÄFER, A. (2004): The late Holocene sea level rise at the East Frisian coast (North Sea): New time constraints provided by optical ages of coastal deposits.– *Coastline Reports* **1**, 37-41

BURLEIGH, R. (1981): W. F. Libby and the development of radiocarbon dating. – *Antiquity*, **55**, 6-8.

CARMICHAEL, R. S. (1982): *Handbook of physical properties of rocks*.– CRC Press; Boca Raton, Fla.

CARTER, R. W. G. (1988): *Coastal environments*.– Academic Press, London, 609 pp.

CASTON, V. N. D. (1979): A new isopachyte map of the Quaternary of the North Sea. *Acta Universitatis Upsaliensis, Symposia Universitatis Upsaliensis Annum Quingentesimum Celebrantis* **2**, 23-28. Uppsala.

CROSS, T. A. & LESSENGER, M. A. (1989): Seismic stratigraphy.– *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **16**, 319-354.

CROSS, T. A., BAKER, M. R., CHAPIN, M. A., CLARK, M. S., GARDNER, M. H., HANSON, M. S., LESSENGER, M. A., LITTLE, L. D., McDONOUGH, K. J., SONNENFELD, M. D., VALASEK, D. W., WILLIAMS, M. R. & WITTER, D. N. (1993): Application of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis.– In: ESCHAD, R. & DOLIGEZ, B. (eds.): *Subsurface Reservoir Characterisation from Outcrop Observations*.– Proceedings of the 7th Exploration and Production Research Conference, Technip, 11-33, Paris.

CROSS, T. A. & HOMEWOOD, P. W. (1997): Amant Gressly's role in founding modern stratigraphy.– *GSA Bulletin* **109**/12, 1617-1630.

CROSS, T. A. & LESSENGER, M. A. (1998): Sediment volume partitioning: rationale for stratigraphic model evaluation and high-resolution stratigraphic correlation.– In: GRADSTEIN, S. M., SANDVIK, K. O. & MILTON, N. J. (eds.): *Sequence Stratigraphy - Concepts and Applications*.– NPF Special Publication **8**, 171-195.

DALRYMPLE, R. W. (1992): Tidal depositional systems.– In: WALKER, R. G. & JAMES, N. P. (eds.): *Facies Models - response to sea level change*. 195-218, Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland.

DENYS, L. & BAETMAN, C. (1995): Holocene evolution of relative sea level and local mean high water spring tides in Belgium - a first assessment.– *Marine Geology* **124**, 1-19.

DIAZ, J. I. & MALDONADO, A. (1990): Transgressive sand bodies on the Maresme continental shelf, Western Mediterranean.– *Marine Geology* **91**, 53-73.

DIESEL, C. F. K. (1992): *Coal-Bearing Depositional Systems*. Berlin, 721 p.

DÖRJES, J. (1978): Das Watt als Lebensraum.– In: REINECK, H.-E. (Hrsg.): *Das Watt - Ablagerungs- und Lebensraum*. 107-143. Kramer, Frankfurt a. M.

DULLER, G. A. T. (2004): Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances.– *Journal of Quaternary Science* **19** (2), 183-192.

EDWARDS, R. J. (2001): Mid- to late Holocene relative sea-level change in Poole Harbour, southern England.– *Journal of Quaternary Science* **16** (3), 221-235.

- EDWARDS, R. J. & HORTON, B. P. (2000): Reconstructing relative sea-level change using UK salt-marsh foraminifera.– *Marine Geology* **169** (1-2), 42-56.
- EMBRY, A. F. (1995): Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals.– In: STEEL, R. J., FELT, V. L., JOHANNESSEN, E. P. & MATHIEU, C. (eds.): *Sequence Stratigraphy on the Northwest European Margin.– Proceedings of the Norwegian Petroleum Society Conference, 1-3 February 1993, Stavanger, Norway*, 1-13.
- EMERY, D. & MYERS, K. (1996): *Sequence Stratigraphy.– Blackwell Science*, 297 pp.
- ERVYNCK, A., BAETEMANN, C., DEMIDDELE, H., HOLLEVOET, Y., PIETERS, M., SCHELVIS, J. TYS, D., VAN STRYDONCK, M. & VERHAEGHE, F. (1999): Human occupation because of a regression, or the cause of a transgression? - A critical review of the interaction between geological events and human occupation in the Belgian coastal plain during the first millennium AD.– *Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet* **26**, 97-121.
- FAIRBRIDGE, R. W. (1983): *The Pleistocene-Holocene Boundary.– Quaternary Science Reviews* **1**, 215-244. Pergamon Press.
- FIRBAS, F. (1949): *Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Erster Band.– Verlag Gustav Fischer*, 477 S.
- FIRBAS, F. (1952): *Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Zweiter Band.– Verlag Gustav Fischer*, 240 S.
- FREUND, H. (2003): Die Dünen- und Salzwiesenvegetation auf Juist und deren Änderung als Indikator für die Entwicklung der Insel seit dem Frühen Mittelalter.– *Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet* **28**, 133-184.
- GEHRELS, W. R. (1999): Middle and Late Holocene Sea-Level Changes in Eastern Maine Reconstructed from Foraminiferal Saltmarsh Stratigraphy and AMS 14C Dates on Basal Peat.– *Quaternary Research* **52**, 350-359.
- GENSOUS, B., WILLIAMSON, D. & TESSON, M. (1993): Late-Quaternary transgressive and highstand deposits of a deltaic shelf (Rhône Delta, France).– *Special Publications International Association of Sedimentologists* **18**, 197-211.
- GROHNE, U. (1957): *Zur Entwicklungsgeschichte des ostfriesischen Küstengebietes auf Grund botanischer Untersuchungen.– Probleme der Küstenforschung im Gebiet der südlichen Nordsee*, **6**, 1-48. Hildesheim.
- HAARNAGEL, W. (1950): *Das Alluvium an der deutschen Nordseeküste.– Probleme der deutschen Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet* **4**, 146 S.
- HAGEMAN, B.P. (1969): *Development of the western part of the Netherlands during the Holocene.– Geologie en Mijnbouw* **48/4**, 373-388.
- HAMPSON, G., STOLLHOFEN, H. & FLINT, ST. (1999): *A sequence stratigraphic model for the Lower Coal Measures (Upper Carboniferous) of the Ruhr district, north-west Germany.– Sedimentology* **46**, 1199-1231.
- HANISCH, J. (1980): *Neue Meeresspiegeldaten aus dem Raum Wangerooge.– Eiszeitalter und Gegenwart* **30**, 221-228.
- HELLAND-HANSEN, W & GJELBERG, J. G. (1994): *Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: a different perspective.– Sedimentary Geology* **92**, 31-52.
- HERNANDEZ-MOLINA, F. J., SOMOZA, L., REY, J. & POMAR, L. (1994): *Late Pleistocene-Holocene sediments on the Spanish continental shelves: a model for very high-resolution sequence stratigraphy.– Marine Geology* **120**, 129-174.
- HOFFMANN, D. (1974): *Wattuntersuchungen mit einem hochfrequenten*

- reflexionsseismischen Meßsystem.– *Meyniana* **25**, 55-58.
- HOFSTEDÉ, J. L. A. (1991): Sea level rise in the Inner German Bight.– *Erdkundliches Wissen* **105**, 11-27.
- HOLLER, P. (1995): *Arbeitsmethoden der marinen Geowissenschaften*. 150 S. Enke Verlag, Stuttgart.
- HOMEWOOD, P., MAURIAUD, P. & LAFONT, F. (2000): Best practise in Sequence Stratigraphy for explorationists and reservoir engineers. [Vade-mecum de Stratigraphie séquentielle pour géologues, géophysiciens et ingénieurs réservoirs].– *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Mémoire* **25**, 81 pp.
- HORTON, B. P., EDWARDS, R. J. & LLOYD, J. M. (2000): Implications of a microfossil transfer function in Holocene sea-level studies.– In: SHENNAN, I. & ANDREWS, J. E. (eds.): *Holocene Land-Ocean Interaction and Environmental Change around the western North Sea*.– *Geological Society Special Publication* **166**, 41-54.
- HOSELMANN, C. & STREIF, H. (2004): Holocene sea-level rise and its effect on the mass balance of coastal deposits.– *Quaternary International* **112**, 89-103.
- JELGERSMA, S. (1966): Sea Level Changes During the Last 10,000 years.– In: *World Climate from 8000 to 0 B.C.. Proceedings of the International Symposium, Imperial College, London, 18-19 April 1966*, 54-71, Royal Meteorological Society, London.
- JELGERSMA, S. (1979): Sea-level changes in the North Sea basin.– In: OELE, E., SCHÜTTENHELM, R. T. E. & WIGGERS, A. J. (eds.), *The Quaternary History of the North Sea*, 233-248. *Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Annum Quingentesium Celebrantis* **2**, Uppsala.
- JESSEN, K. & MILTHERS, V. (1928): *Stratigraphical and paleontological studies of Interglacial fresh-water deposits in Jutland and Northwest Germany*.– *Danmarks geologiske Undersøgelse/Reihe* **2**, **48**, 379 pp.
- KAKKURI, J. (1992): *Atlas of Finland, Part 123-126, Geology*. Helsinki.
- KIDEN, P., DENYS, L. & JOHNSTON, P. (2002): Late Quaternary sea-level change and isostatic and tectonic land movements along the Belgian-Dutch North Sea coast: geological data and model results.– *Journal of Quaternary Science* **17** (5-6), 535-546.
- KRÖGEL, F. (1994): *Ökologische Begleituntersuchungen zum Projekt „Europipe“, Teilprojekt Sedimentologie*.– *Jahresbericht für 1993*, Forschungsinstitut Senckenberg, Abteilung für Meeresforschung, Wilhelmshaven.
- LAMBECK, K. (1993): Glacial rebound of the British Isles—II. A high-resolution, high-precision model.– *Geophysical Journal International* **115**, 960-990.
- LANG, A., RIESER, U., HABERMANN, J., & WAGNER, G. A., (1998): *Luminescence Dating of Sediments*.– *Naturwissenschaften* **85**, 515-523.
- LANGE, W. & MENKE, B. (1967): *Beiträge zur frühglazialen erd- und vegetationsgeschichtlichen Entwicklung im Eidergebiet, insbesondere zur Flußgeschichte und zur Genese des sogenannten Basistorfes*.– *Meyniana* **17**, 29-44.
- LARCOMBE, P., CARTER, R. M., DYE, J., GAGAN, M. K. & JOHNSON, D. P. (1995): New evidence for episodic post-glacial sea-level rise, central Great Barrier Reef, Australia.– *Marine Geology* **127**, 1-44.
- LINKE, G. (1969): *Bearbeitungsstand, Probleme sowie neue Arbeitsmöglichkeiten im Faziesbereich zur Sandbewegung in der Deutschen Bucht*.– *Hamburger Küstenforschung, Heft* **11**, 1-43.
- LONG, A. J. & HUGHES, P. D. M. (1995): *Mid- and late-Holocene evolution of the*

Dungeness foreland, UK.– *Marine Geology* **124**, 253-271.

LOUWE KOOIJMANS, L. P. (1974): *The Rhine/Meuse Delta; Four Studies on its Prehistoric Occupation and Holocene Geology*.– Thesis, University of Leiden.

LOWRIE, A. & HAMITER, R. (1995): Fifth and Sixth Order Eustatic Events During Holocene (Fourth Order) Highstand Influencing Mississippi Delta-Lobe Switching.– *Journal of Coastal Research Special Issue No. 17: Holocene Cycles: Climate, Sea Levels, and Sedimentation*, 225-229.

LUDWIG, G., MÜLLER, H. & STREIF, H. (1981): New dates on Holocene sea-level changes in the German Bight.– *International Association of Sedimentologists, Special Publications* **5**, 211-219.

MAUZ, B., BODE, T., MAINZ, E., BLANCHARD, W., HILGER, W., DIKAU, R. & ZÖLLER, L. (2002): The luminescence dating laboratory at the University of Bonn: equipment and procedures.– *Ancient TL* **20/2**, 53-61.

MAYEWSKI, P. A., ROHLING, E. E., STAGER, J. C., KARLÉN, W., MAASCH, K. A., MEEKER, L. D., MEYERSON, E. A., GASSE, F., VAN KREVELD, S., HOLMGREN, K., LEE-THORP, J., ROSQVIST, G., RACK, F., STAUBWASSER, M., SCHNEIDER, R. R. & STEIG, E. J. (2004): Holocene climate variability.– *Quaternary Research* **62**, 243-255.

MERKT, J. & STREIF, H. (1970): Stechrohrbohrgeräte für limnische und marine Lockersedimente.– *Geologisches Jahrbuch* **88**, 137-148.

MIALL, A. D. (1997): *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 433 pp.

MITCHUM, R. M., VAIL JR., P. R. & THOMPSON, S. (1977): Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis.– In: PAYTON, C. E.: *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration American Association of Petroleum Geologists Memoir* **26**, 53-62.

MITCHUM, R. M., VAIL JR., P. R. & SANGREE, J. B. (1977b): Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences.– In: PAYTON, C. E.: *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration American Association of Petroleum Geologists Memoir* **26**, 117-133.

MÖRNER, N.-A. (1979): The Fennoscandian uplift and Late Cenozoic geodynamics: geological evidence.– *GeoJournal* **3**, 287-318.

MÜLLER, H. (1957): Pollenanalytische Untersuchungen einiger Torfproben. Wattgeologie ostfriesische Küste. – Unveröffentl. Bericht über 7 Proben aus dem Wattbohrprogramm Blatt Ostende-Langeoog (Nr. 2211) mit 1 Zähltable, Archiv Niedersächs. Landesamt f. Bodenforsch., Hannover.

NILSSON, T. (1949): Versuch einer Anknüpfung der postglazialen Entwicklung des nordwestdeutschen und niederländischen Flachlandes an die Pollenfloristische Zonengliederung Südkandinviens.– *Meddelanden från Lunds geologisk-mineralogiska Institution* **112**, 79 pp.

NYANDWI, N. & FLEMMING, B. W. (1995): A hydraulic model for the shore-normal energy gradient in the East Frisian Wadden Sea (Southern North Sea).– *Senckenbergiana maritima* **25** (4/6), 163-171.

OOMKENS, E. (1970): Depositional sequences and sand distribution in the postglacial Rhône Delta complex.– In: MORGAN, J.P. & SHAVER, R.H.: *Deltaic Sedimentation, Modern and Ancient*.– *SEPM Spec. Publ.* **15**, 198-212.

- OOMKENS, E. (1974): Lithofacies relations in the Late Quaternary Niger Delta complex.– *Sedimentology* **21**, 195-222.
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch - geologische Moorkunde unter besonderer Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands. 719 S. Verlag Karl Wachholtz, Neumünster.
- PAUL, M. A. & BARRAS, B. F. (1998): A Geotechnical correction for post-depositional sediment compression: examples from the Forth valley, Scotland.– *Journal of Quaternary Science* **13/2**, 171-176.
- PREUSS, H., VINKEN, R., & VOSS, H.-H., (1991): Symbolschlüssel Geologie. 328 S. Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.
- RAMON, J. C. & CROSS, T. A. (2002): Correlation strategies and methods in continental strata, middle Magdalena Basin, Colombia.– In: Manuskript 30 S. auf der website der Platte River Associates (<http://www.platte.com>)
- RASE, W.-D. (1996): Interpolation von stetigen Oberflächen aus flächenbezogenen Informationen.– In: DOLLINGER, F. & STROBL, J.: Angewandte Geographische Informationsverarbeitung VIII.– Salzburger Geographische Materialien, Heft **24**, Salzburg.
- REINECK, H.-E. (1958): Longitudinale Schrägschichtung im Watt.– *Geologische Rundschau* **47**, 73-82.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I. B. (1980): *Depositional Sedimentary Environments*. 551 pp. , Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- REINHARDT, W. (1979): Küstenentwicklung und Deichbau während des Mittelalters zwischen Maade, Jade und Jadebusen.– *Jahrbuch Gesellschaft Bildende Kunst Vaterländischer Altertümer Emden* **59**, 17-61.
- ROELEVELD, W. (1974): The Holocene evolution of the Groningen Marine-Clay District.– *Berichten van de Rijksdienst voor het Oudheidkundig Bodemonderzoek* **24**, Supplement. 's-Gravenhage.
- ROEP, T. B. & BEETS, D. J. (1988): Sea level rise and paleotidal levels from sedimentary structures in the coastal barriers in the western Netherlands since 5600 BP.– *Geologie en Mijnbouw* **67**, 53-60.
- SCHNEEKLOTH, H. (1957): Pollenanalytische Untersuchungen von 7 Proben aus dem Wattbohrprogramm Ostende – Langeoog (Nr. 2211) und Blatt Spiekeroog (Blatt 2212).– Unveröffentl. Bericht, Archiv Niedersächs. Landesamt f. Bodenforsch., Hannover.
- SCHÄFER, W. (1962): *Aktuo-Paläontologie nach Studien in der Nordsee*.– Senckenberg Buch **41**, 666 S., Frankfurt am Main, Verlag Waldemar Kramer.
- SCHÜTTE, H. (1939): *Sinkendes Land an der Nordsee*.– *Schriften des Deutschen Naturkundevereins / NF* **9**, 144 S.
- SELLE, W. (1962): Geologische und vegetationskundliche Untersuchungen an einigen wichtigen Vorkommen des letzten Interglazials in Nordwestdeutschland.– *Geol. Jb.* **79**, 395-352.
- SHENNAN, I. (1986): Flandrian sea-level changes in the Fenland. II: Tendencies of sea-level movement, altitudinal changes, and local and regional factors.– *Journal of Quaternary Science* **1/2**, 155-179.
- SHENNAN, I. (1987): Holocene sea-level changes in the North Sea Region.– In: TOOLEY, M. J. & SHENNAN, I. (eds.): *Sea-level changes*. 109-151.
- SHENNAN, I., LAMBECK, K., HORTON, B., INNES, J., LLOYD, J., MCARTHUR, J. &

- RUTHERFORD, M. (2000): Holocene isostasy and relative sea-level changes on the east coast of England.– In: SHENNAN, I. & ANDREWS, J. (eds.): Holocene Land-Ocean Interaction and Environmental Change around the North Sea.– Geological Society, London, Special Publications **166**, 275-298.
- SINDOWSKI, K.-H. (1973): Das ostfriesische Küstengebiet - Inseln, Watten und Marschen.– Sammlung Geologischer Führer **57**, 162 S., Borntraeger.
- SOMOZA, L., BAROLAS, A., ARASA, A., MAESTRO, A., REES, J. G. & HERNANDEZ-MOLINA, F. J. (1998): Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuation, delta-lobe switching and subsidence processes.– Sedimentary Geology **117**, 11-32.
- STAPOR, F. W., MATHEWS, T. D. & LINDFORS-KEARNS, F. E. (1991): Barrier-island progradation and Holocene sea level history in Southwest Florida.– Journal of Coastal Research **7**, 815-838.
- STREIF, H. (1971): Stratigraphie und Faziesentwicklung im Küstengebiet von Woltzeten in Ostfriesland.– Beihefte zum Geologischen Jahrbuch **119**, 59 S.
- STREIF, H. (1990): Das ostfriesische Küstengebiet.– Sammlung Geologischer Führer, Bd. **57**. Gebr. Bornträger.
- STREIF, H. (1998): Die Geologische Küstenkarte von Niedersachsen 1 : 25.000 – eine neue Planungsgrundlage für die Küstenregion.– Zeitschrift für Angewandte Geologie **44/4**: 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.
- STREIF, H.: Isolinienplan der Holozänbasis von Blatt 2211 Langeoog, unveröff., Archiv NLF.
- STUIVER, M. & REIMER, P.J. (1993): Extended ¹⁴C database and revised Calib radiocarbon calibration program.– Radiocarbon **35**, 215-230.
- STUIVER, M., REIMER, P. J., BARD, E., BECK, J. W., BURR, G. S., HUGHEN, K. A., KROMER, B., MCCORMAC, F. G., V. D. PLICHT, J., & SPURK, M., (1998a): INTCAL98 Radiocarbon age calibration 24 000 - 0 cal BP.– Radiocarbon **40** (3), 1041-1083.
- SUCCOW, M. & JOOSTEN, H. (2001): Moorkunde. 622 S. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- SÜSS, M. P., SCHÄFER, A. & DROZDZEWSKI, G. (2001): A sequence stratigraphic model for the Lower Coal Measures (Upper Carboniferous) of the Ruhr district, north-west Germany.– Sedimentology **48**, 1171-1186.
- TIETZE, G. (1983): Das Jungpleistozän und marine Holozän nach seismischen Messungen nordwestlich Eiderstedts / Schleswig-Holstein.– Diss. Univ. Kiel, 118 S.
- TÖPPE, A. (1994): Beschleunigter Meeresspiegelanstieg.– HANSA-Schiffahrt-Schiffbau-Hafen **131** (7): 78-82.
- VAIL, P. R., TODD, R. G. & SANGREE, J. B. (1977): Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 5: Chronostratigraphic Significance of Seismic Reflections.– In: PAYTON, C. E. (ed.): Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration.– AAPG Memoir **26**, 99-116.
- VAIL, P. R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S. A., EISNER, P.N., & PEREZ-CRUZ, C. (1991): The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview.– In: EINSELE, G. RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds.): Cycles and Events in Stratigraphy. Springer-Verlag,

New York, N. Y., 611-659.

VAN DE PLASSCHE, O. (1982): Sea-level change and water-level movements in the Netherlands during the Holocene.– *Mededelingen Rijks Geologische Dienst* **36** (1), 1-93.

VAN DE PLASSCHE, O. & ROEP, T. B. (1989): Sea-level changes in the Netherlands during the last 6500 years: basal peat vs. Coastal barrier delta. In: SCOTT, D. B., PIRAZZOLI, P. A. & HONIG, C. A. (eds.): *Late Quaternary Sea-level Correlation and Applications*.– Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 41-56.

LENGEN, H. VAN (1978): *Historisch-Landeskundliche Exkursionskarte von Niedersachsen – Maßstab 1 : 50 000, Blatt Esens. Erläuterungsheft*, Hildesheim, 179.

VAN WAGONER, J. C., POSAMENTIER, H. W., MITCHUM, R. M., VAIL, P. R., SARG, J. F., LOUITT, T. S. & HARDENBOL, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions.– In: WILGUS, B. S., HASTINGS, C. G., KENDALL, ST C., POSAMENTIER, H. W., ROSS, C. A. & VAN WAGONER, J. C. (eds.): *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*.– Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, **42**, 39-45.

WAGNER, G. A., (1995): *Altersbestimmung von jungen Gesteinen und Artefakten*.– 277 S. Enke, Stuttgart.

WIGLEY, T. M. L. & RAPER, S. C. B. (1992): Implications for climate and sea level of revised IPCC emissions scenarios.– *Nature* **357**, 293-300.

WILDVANG, D. (1936): *Der tiefere Untergrund der ostfriesischen Inseln*. – Sonderdruck aus den Veröffentlichungen der Naturforschenden Gesellschaft in Emden, 1-54. Emden.

ZAITLIN, B. A., DALRYMPLE, R. W. & BOYD, R. (1994): The stratigraphic organization of incised valley systems associated with relative sea-level change.– *SEPM Special Publication* **51**, 45-60.

ZEILER, M., SCHULZ-OHLBERG, J. & FIGGE, K. (2000): *Materialinventur an der deutschen Nordseeküste*.– *Die Küste* **62**, 53-86.

ZÖLLER, L. & WAGNER, G. A., (2002): *Datierungsmethoden*. Handbuch der Bodenkunde 13. Erg. Lfg. 5/02, 1-25.

ANHANG

STICHWORTE	1	-	2
BOHRUNGEN	3	-	42
TABELLE 1: Radiokohlenstoff- und Pollen-Datierungen	43	-	50
TABELLE 2: Berechnung der vertikalen Fehlers der Archivdaten	51	-	52
TABELLE 3: Berechnung des vertikalen Fehlers der OSL- und AMS-Datierungen			53
PERSÖNLICHE DANKSAGUNG	54	-	55
LEBENS LAUF	56	-	57

STICHWORTE

- Basaltorf:** Rein deskriptive und allgemeine Bezeichnung für Moorbildungen im Küstenraum, die pleistozänen Ablagerungen aufliegen und von marinen klastischen Sedimenten überlagert werden. Seine Entstehung hängt nicht zwingend direkt mit dem Meeresspiegelanstieg zusammen. Mit dem Begriff „Basaltorf“ wird lediglich die Lage des Torfes, nicht aber seine Genese beschrieben.
- Baselap:* *Baselap* beschreibt Sedimentschichten, die auf eine unterliegende Fläche anlagn. Es gibt zwei Typen von *baselap*: *onlap* und *downlap* (siehe dort).
- Basistorf:** Moorbildung, die unter direktem Einfluss von Brackwasser und erhöhter Nährstoffzufuhr entstanden ist und dessen Bildung unmittelbar mit dem Meeresspiegelanstieg zusammenhängt.
- Downlap:* Anlagerung von geneigten Sedimentschichten auf eine ältere horizontale oder weniger stark einfallende Fläche.
- Erosional Truncation:* Beendigung von Horizonten an einer diskordanten Fläche, verursacht durch Erosion.
- Eventmarken:* Durch Balken in den seismischen Profilen markierte Zeitpunkte, zu denen die genaue Position aufgezeichnet wurde.
- „harte“ Daten: Daten, die direkt durch Messungen oder Bohrungen belegt sind.
- Kliniform:** Eine geneigte Ablagerungsfläche.
- Onlap:* Progressive Anlagerung von Sediment an eine stärker geneigte Fläche. Normalerweise Resultat von steigendem Meeresspiegel oder der graduellen Absenkung des Festlandes.
- Platen:** Bei Niedrigwasser trocken fallende Sedimentflächen im Watt.
- Poldertreppe:** Polder sind die binnenwärts der Deiche gelegenen Landflächen. Durch die Entwässerung setzt sich das Land. Wird eine neue Fläche eingedeicht, liegt sie daher auf einem etwas höheren Niveau. Im Laufe der Zeit wurden immer mehr Flächen eingedeicht, so dass es insgesamt zur Landschaftsform der sogenannten Poldertreppen kam.
- Radiokohlenstoff:** In den meisten deutschsprachigen Artikeln wird in Bezug auf ¹⁴C-Datierungen der Begriff Radiokarbon verwendet. In (ZÖLLER & WÄGNER (2002) wird darauf hingewiesen, dass die Bezeichnung „Radiokohlenstoff“ als die korrekte, sinngemäße Übersetzung für das eng-

- liche Wort „radiocarbon“ vorzuziehen ist.
- Rückseitenwatt: Watt auf der Leeseite von Barriereinseln
- Sea level index points*: Marken, möglichst datierbar (Torf, Mollusken, Diatomeen-Vergesellschaftung, Brandungshohlkehlen etc.), die einen Hinweis auf einen ehemaligen Meeresspiegelstand liefern.
- Seismischer Horizont: Horizont in der Seismik, der dadurch gebildet wird, dass andere Reflexionshorizonte entlang dieses Horizontes enden.
- Seismischer Reflektor: Grenze, an der sich der Impedanzkontrast der Sedimente ändert, so dass auf dem seismischen Profil eine erkennbare Reflektion erzeugt wird.
- Toplap*: *Toplap* repräsentiert ein diskordantes Verhältnis von Flächen, bei dem die obere Grenze einer Ablagerungseinheit durch die obere Beendigung von einfallenden Flächen gekennzeichnet ist. *Toplap* resultiert meist aus Nicht-Ablagerung, oft einhergehend mit geringer Erosion. An der Küste ist *Toplap* typisch für einen Meeresspiegelstillstand.
- Topset: Mehr oder weniger horizontalen Sedimentschichten im Hangenden.
- Triangulation: Interpolationsmethode, bei der mit einem Dreiecksnetz gearbeitet wird. Auf den Dreieckseiten wird linear interpoliert.
- Two-Way Traveltime: Abkürzung: TWT. Zweiwegelaufzeit in der Seismik. Die Zeit, die das akustische Signal braucht, um von der akustischen Quelle zu dem Horizont, wo es reflektiert wird, und zurück zur akustischen Empfangseinheit braucht.
- „weiche“ Daten: Daten, die nicht direkt durch Messungen etc. belegt werden können, sondern einem Modell entnommen sind.

BOHRUNGEN

Im Folgenden sind alle Bohrungen, die im Text erwähnt werden, dargestellt. Es handelt sich um die Bohrungen, die in den Profilschnitten dargestellt sind, die in die abgebildeten seismischen Profile eingehängt wurden und aus denen die für die Meeresspiegelkurve verwendeten Datierungen entnommen sind.

Die Bohrungen stammen fast ausschließlich aus dem Bohrungsarchiv des NLFb. Ihre Beschreibung wurde aus der Kürzelschreibweise des Symbolschlüssel Geologie PREUSS et al. (1991) im Folgenden in ausgeschriebener Form dargestellt.

Die Beschreibungen sind wie folgt aufgebaut:

„Hauptpetrographie“; „Nebenpetrographie und weitere Nebengemengteile und Beschreibungen - getrennt durch Kommata“ / „Genese“ / „Farbe“ / „Anmerkungen“

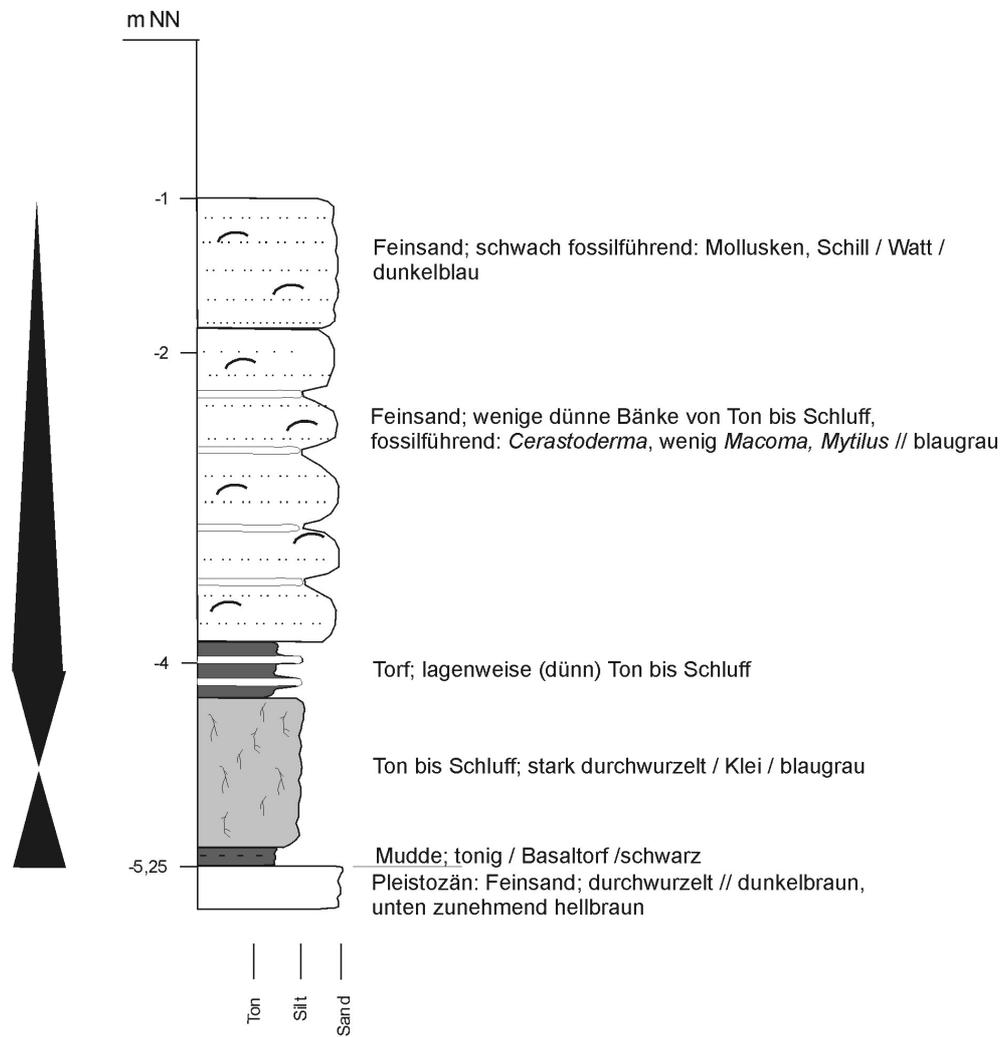
Legende der Signaturen:

Die Signatur für „erosive Kontakt“ ist an den Stellen mit einem „?“ versehen, an denen die Sedimentabfolge einen Erosionskontakt vermuten lässt, dieser aber nicht explizit in den Bohrungsbeschreibungen erwähnt ist.

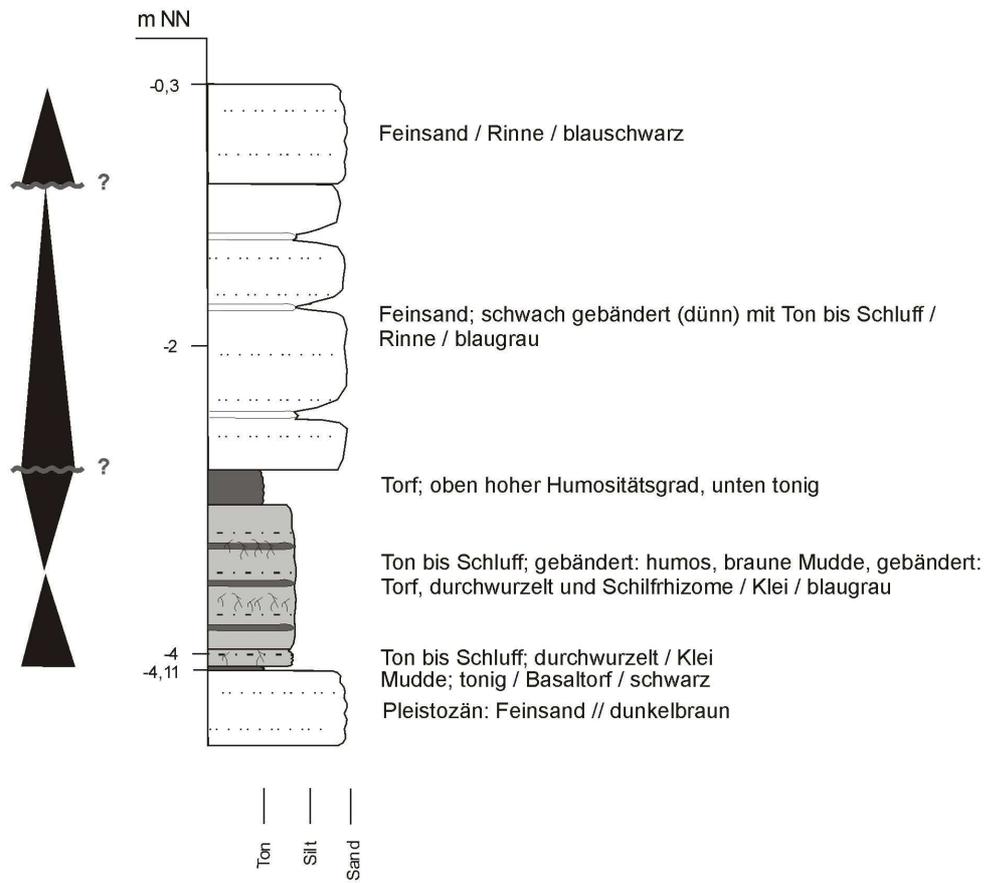
Links neben den Bohrungen ist die Interpretation im Sinne von *base level cycles* wie im Kapitel xy erläutert, dargestellt.

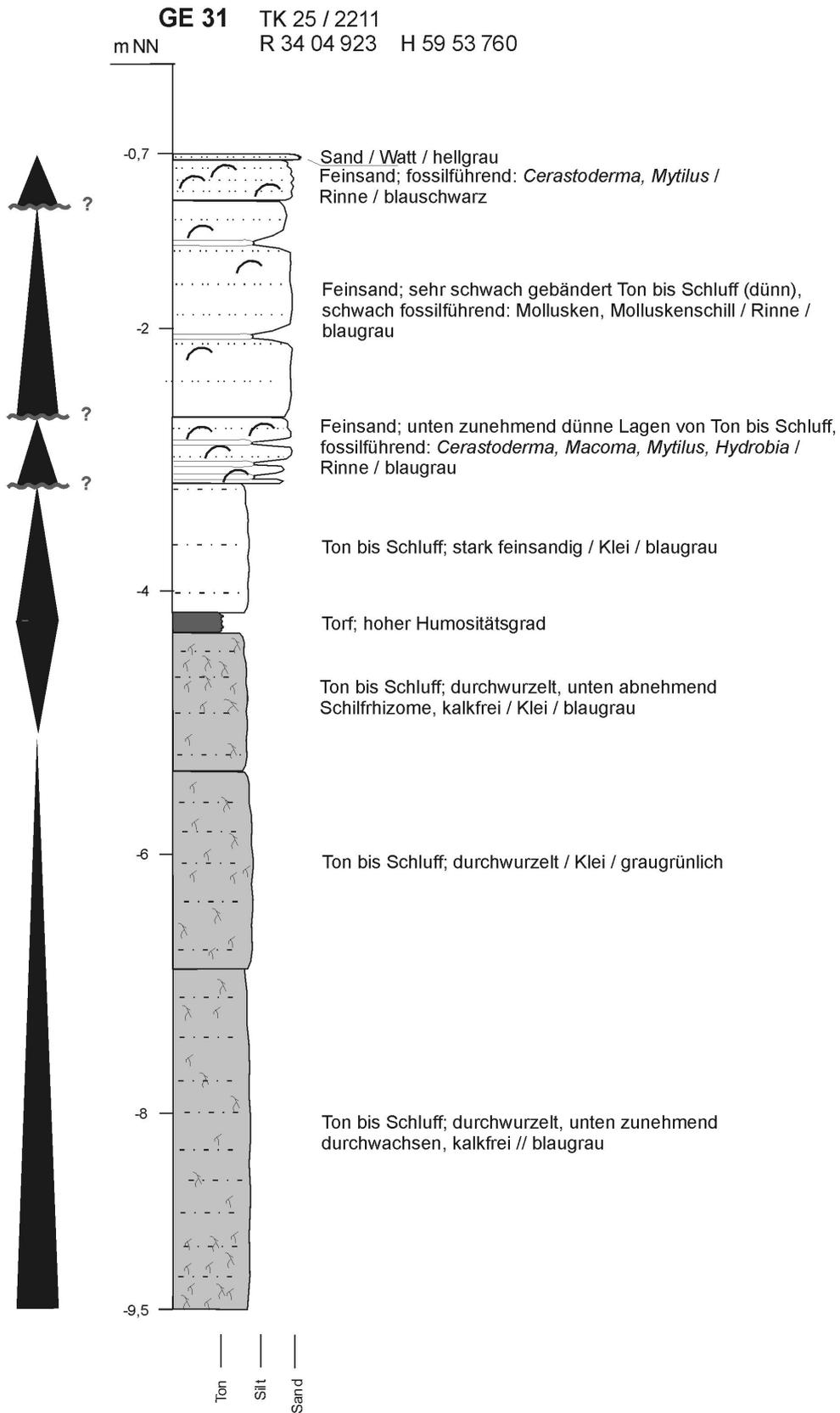
	Wattsedimente, bzw. Pleistozän, wenn so benannt		Steine
	brackisch, lagunäre Sedimente	- - -	Ton
	Torf, Mudde	- . -	Silt
	Torfgerölle	. . .	Sand
	durchwachsen, pflanzliche Reste		erosiver Kontakt
	Schilfrhizome, durchwurzelt		~7000-5000 BC Pollen-Datierung
	Pflanzenhäcksel		~1424 BC Radiokohlenstoff-Datierung: cal AD/BC
	Sedimentlagen		AMS Probennahme AMS
	Wechselagerung		Probennahme OSL
	Mollusken, Schill etc.		

GE 29 TK 25 / 2211
R 34 03 443 H 59 53 715

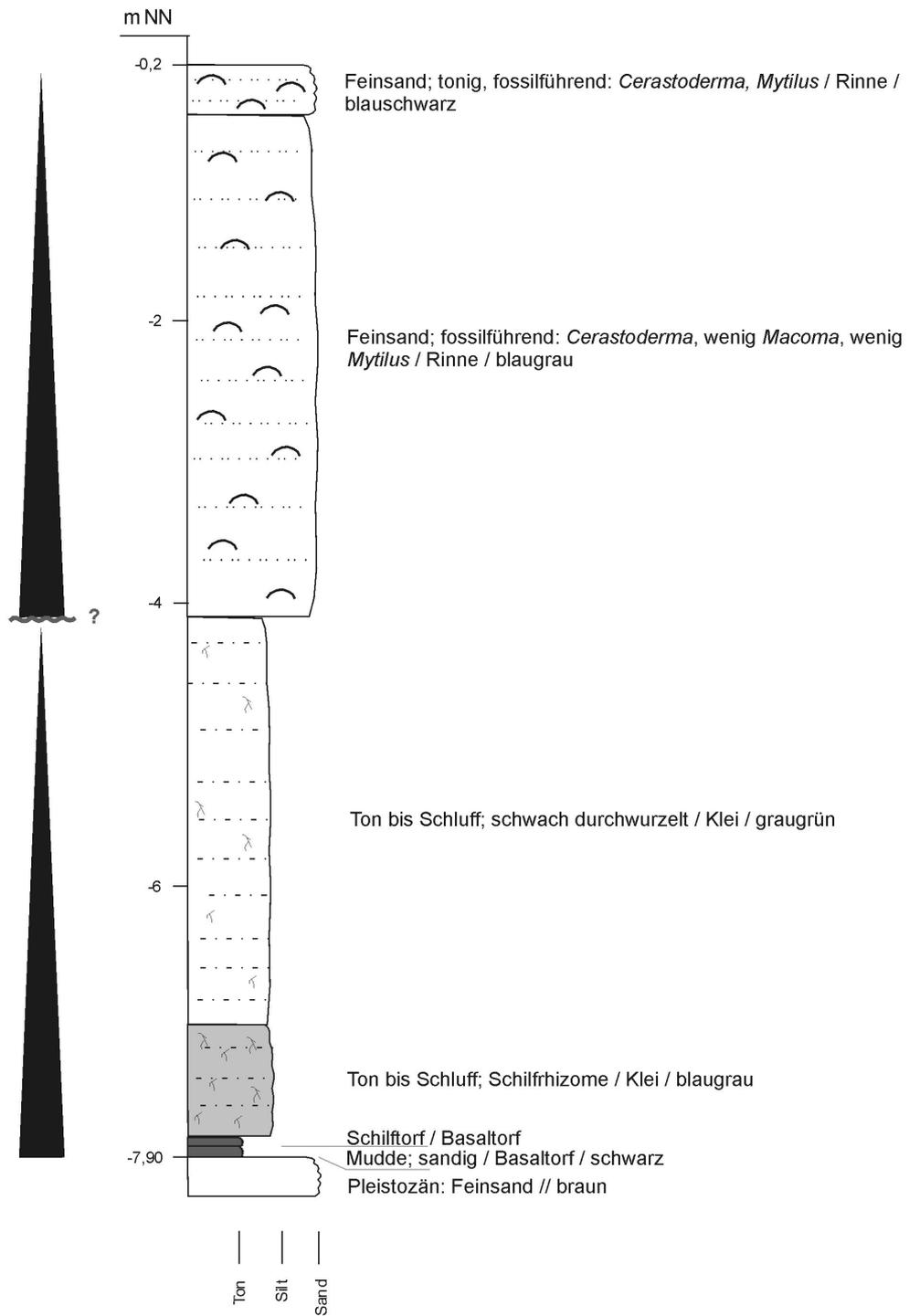


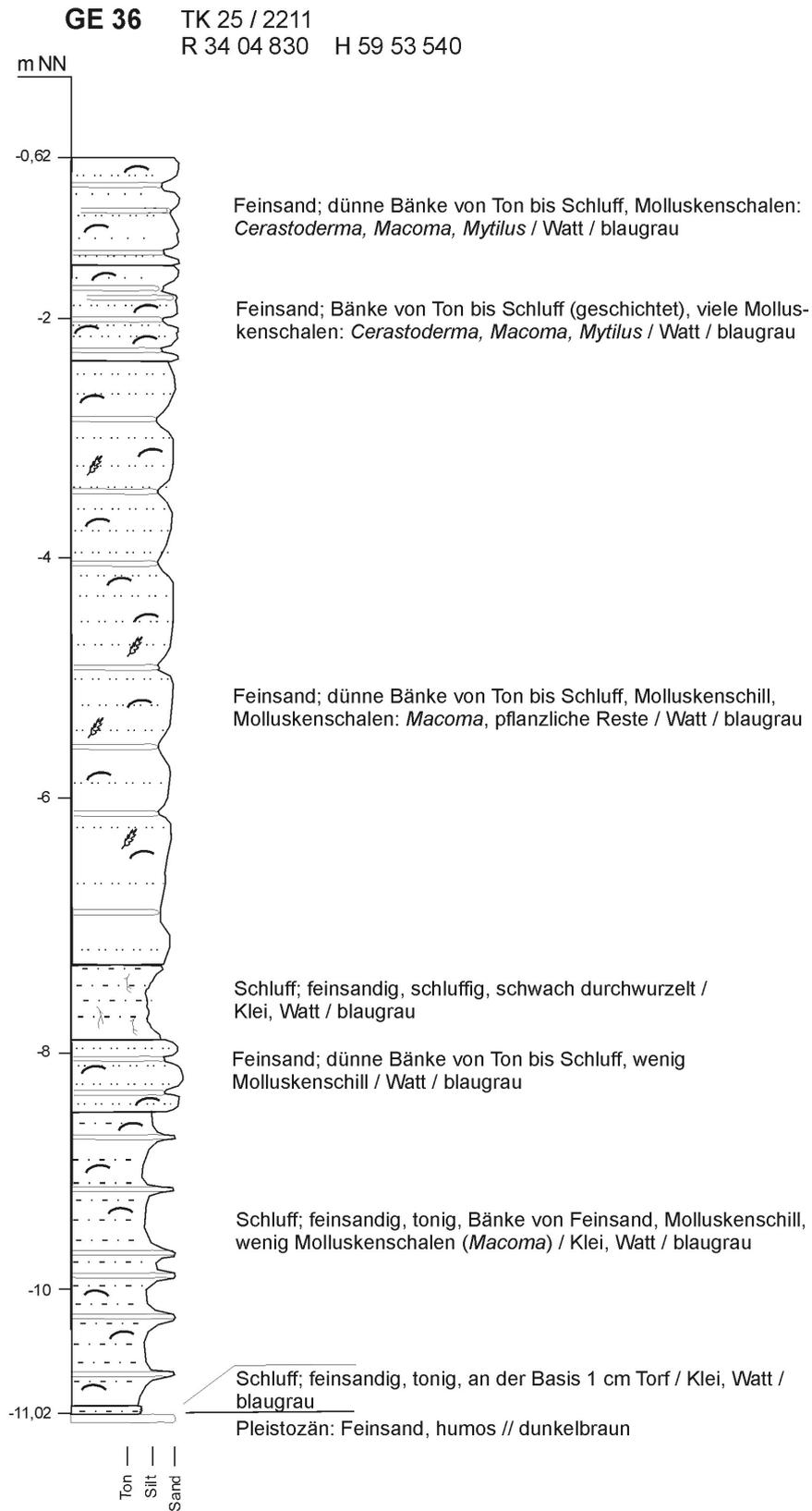
GE 30 TK 25 / 2211
R 34 04 830 H 59 53 540



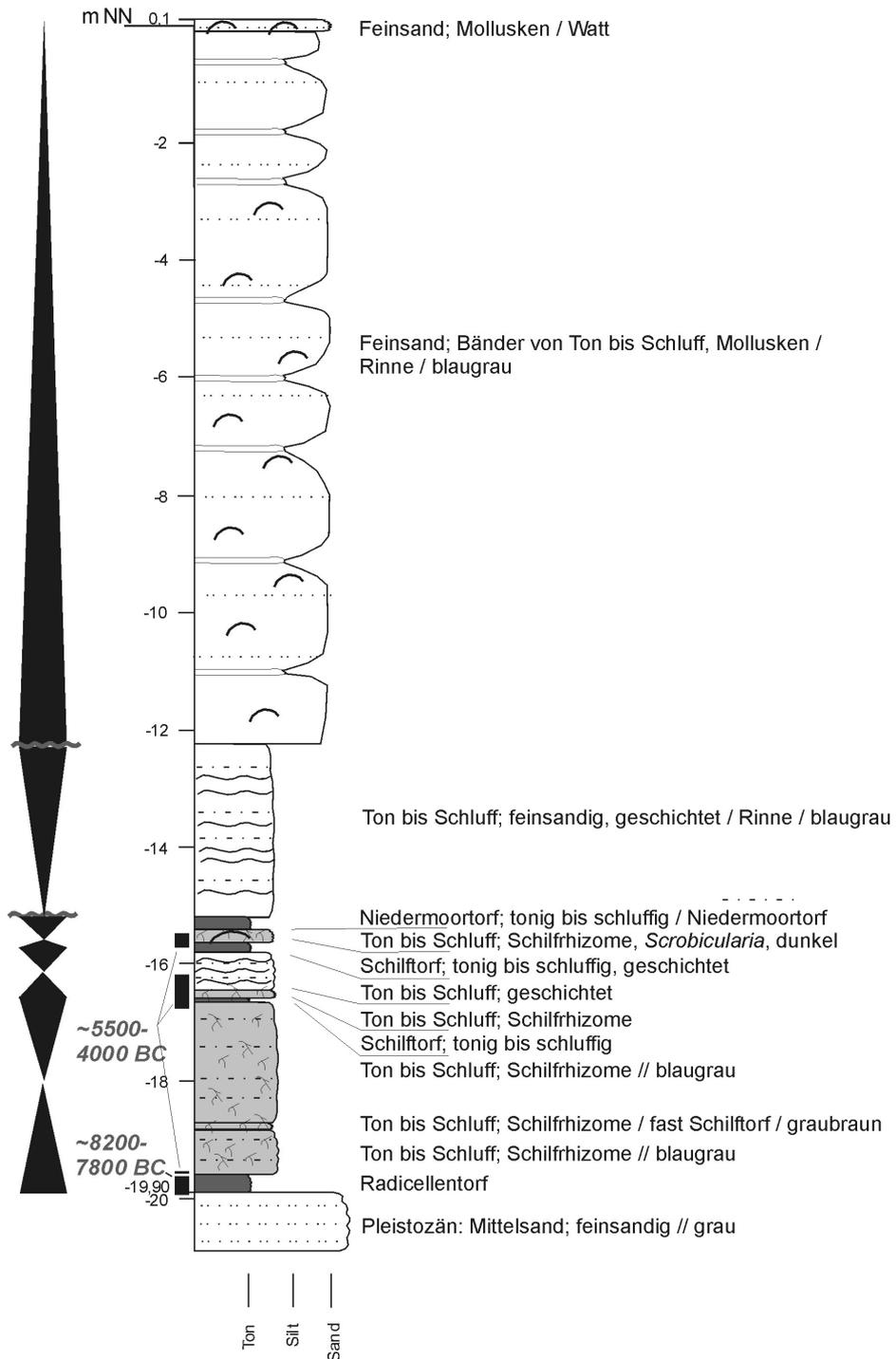


GE 32 TK 25 / 2211
R 34 04 938 H 59 54 615

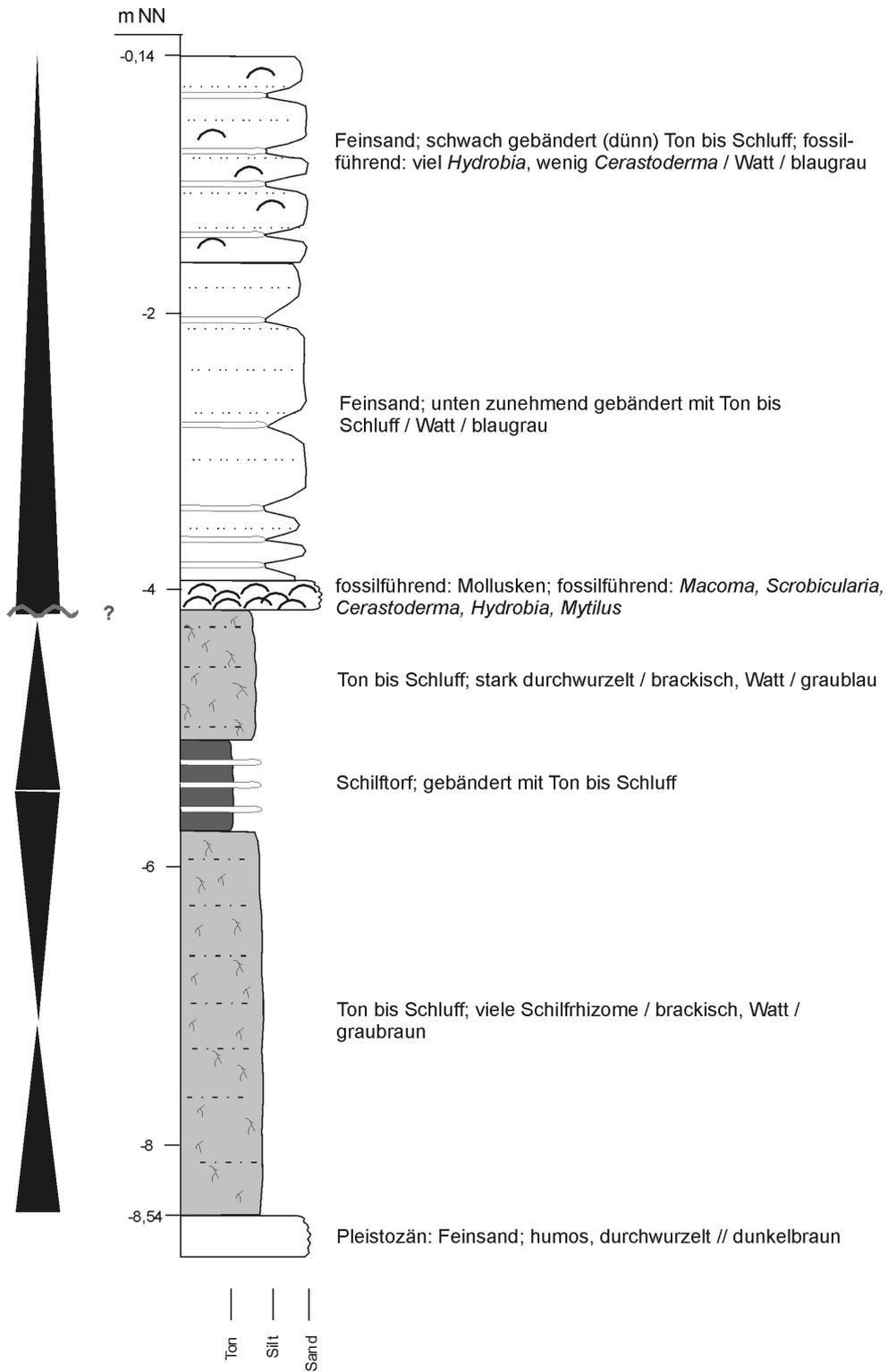




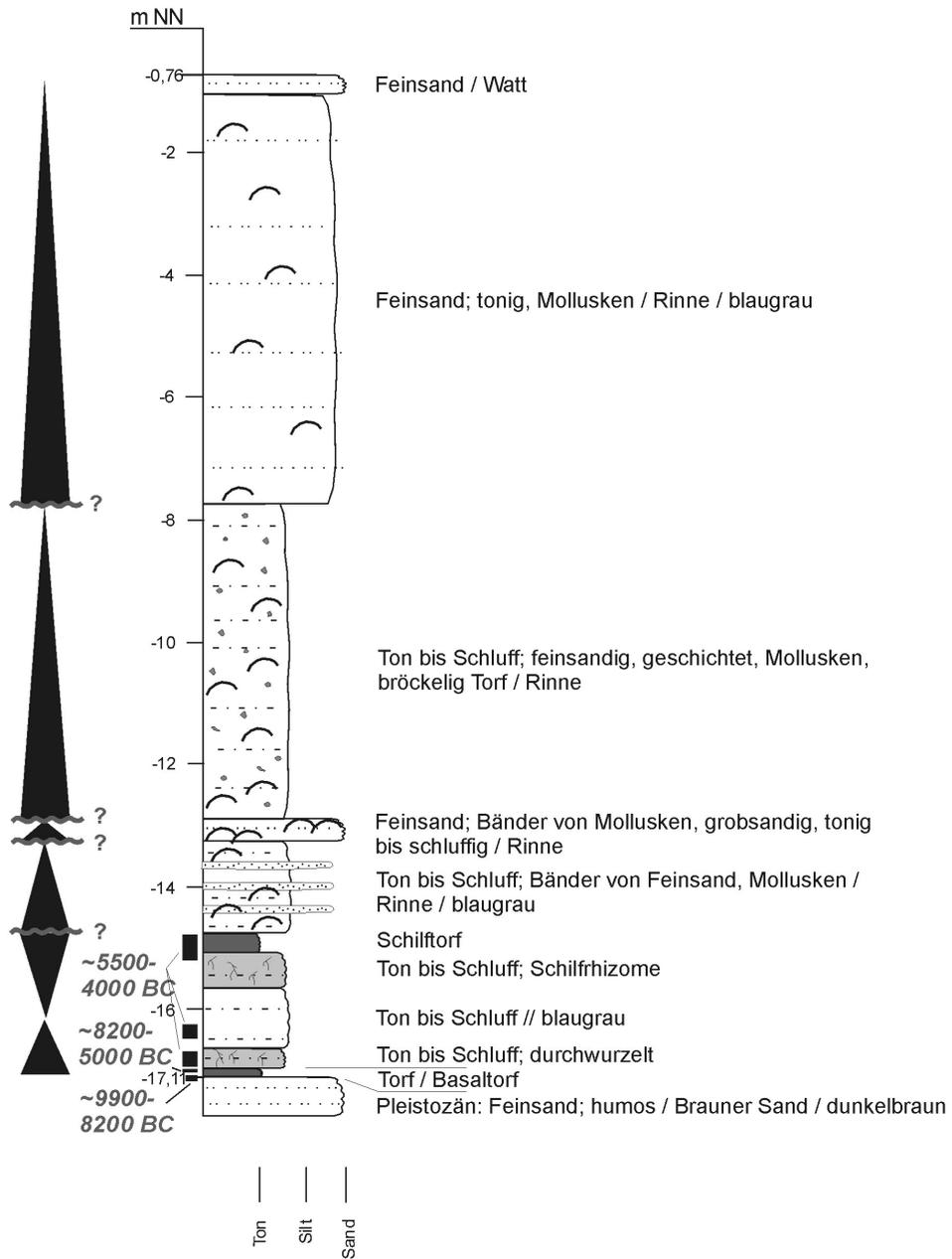
GE 42 TK 25 / 2210
R 33 93 853 H 59 54 498



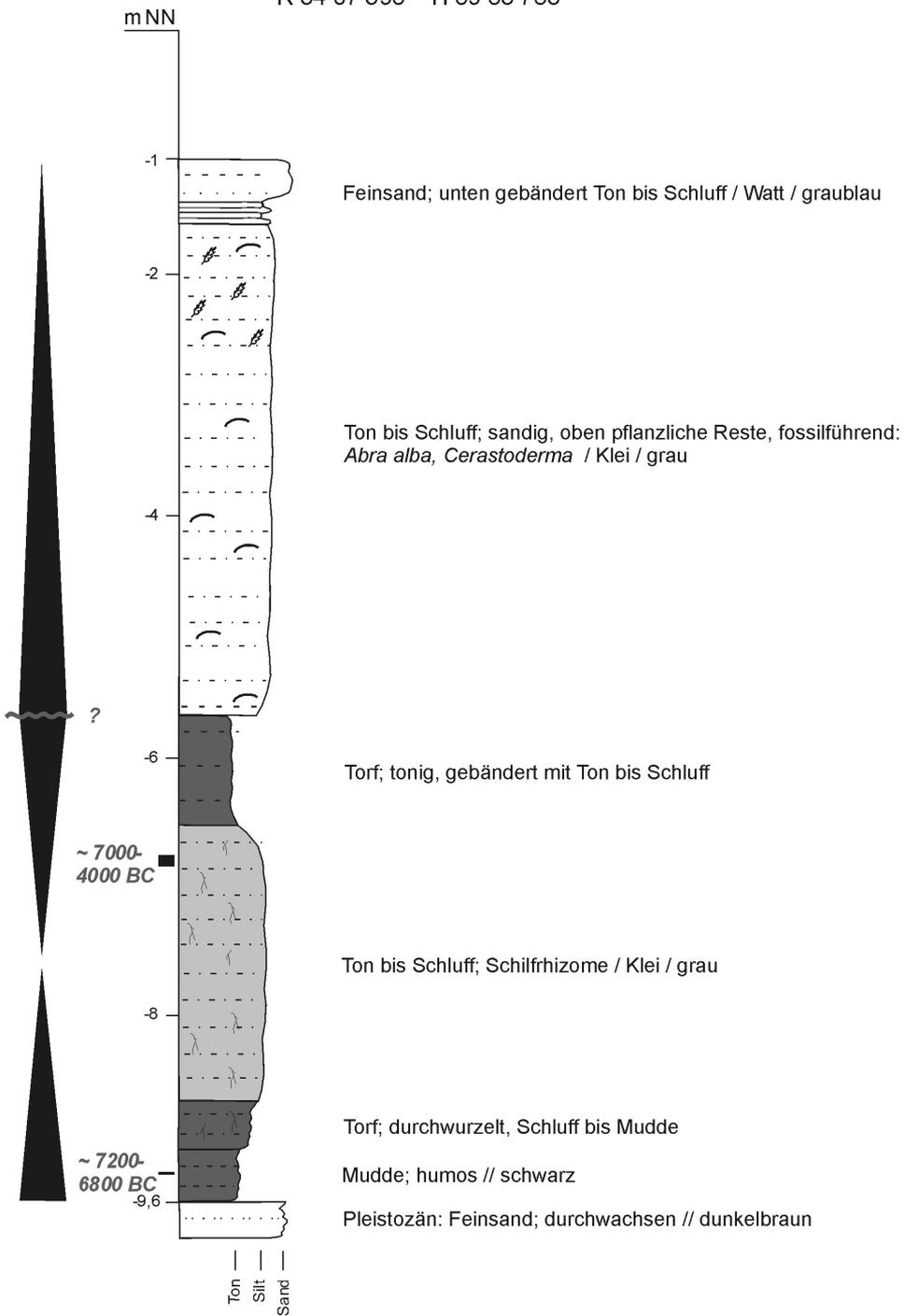
GE 43 TK 25 / 2211
R 34 04 613 H 59 54 678



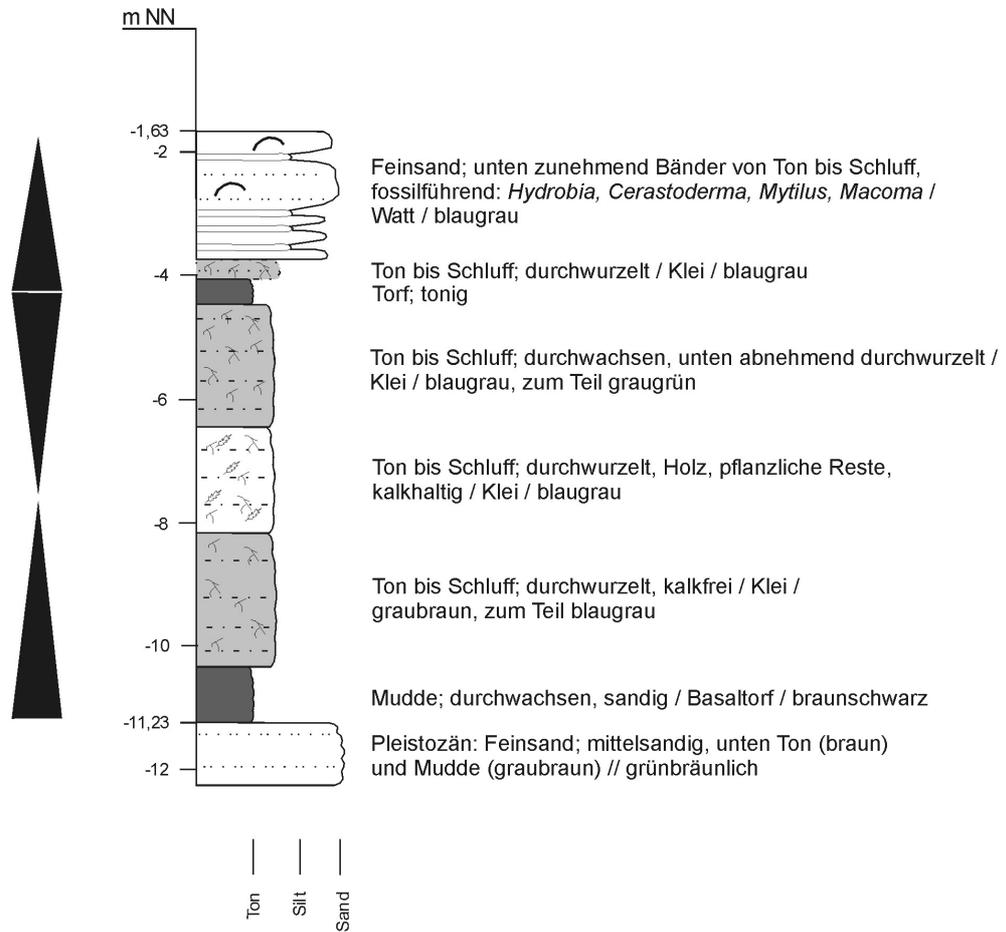
GE 44 TK 25 / 2210
R 33 93 963 H 59 53 665



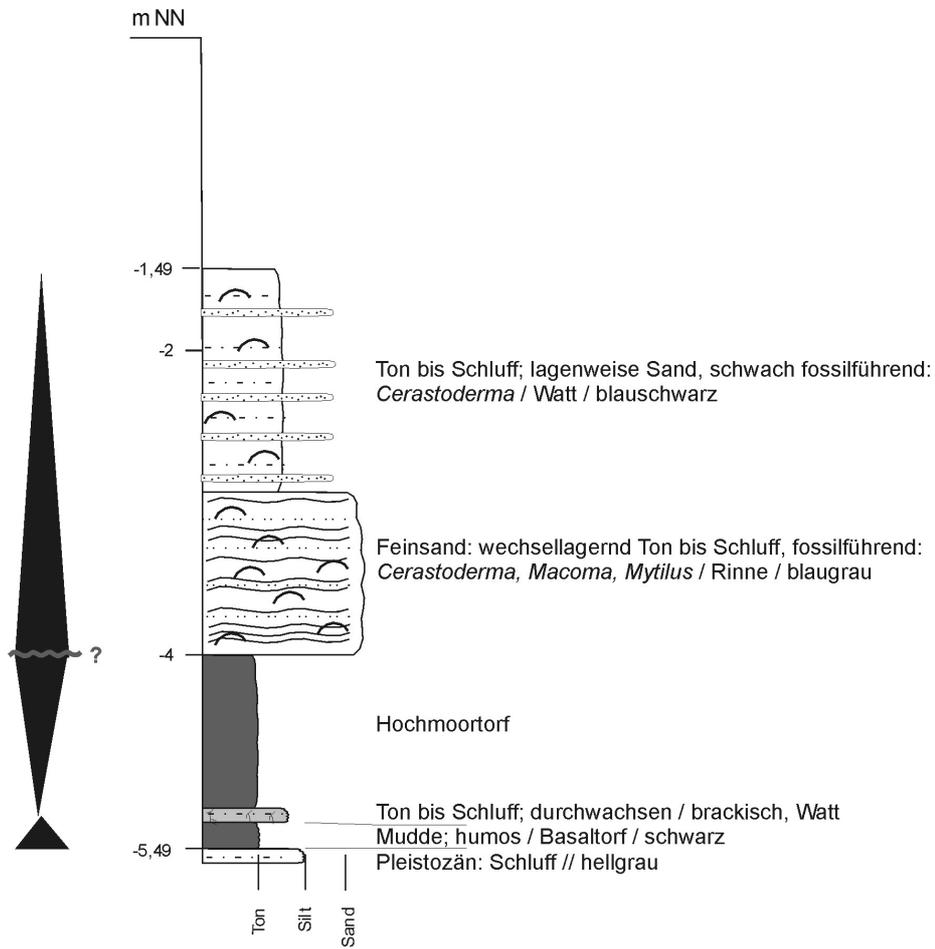
GE 58 TK 25 / 2211
R 34 07 395 H 59 53 783



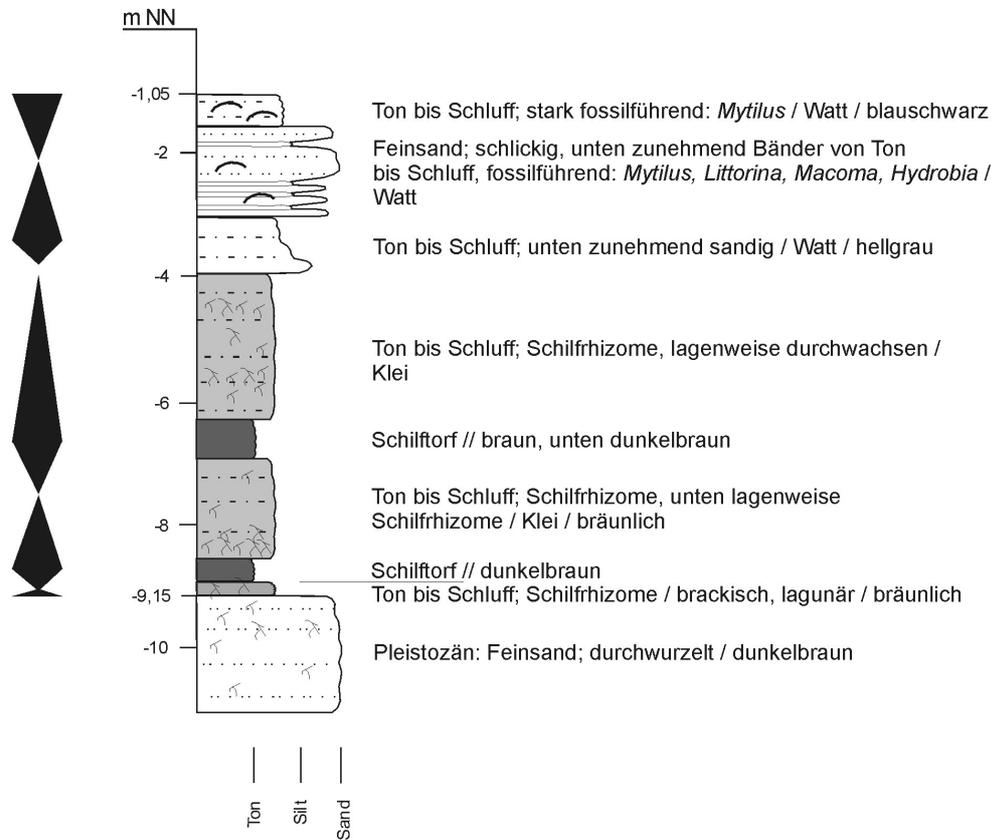
GE 59 TK 25 / 2211
R 34 04 830 H 59 53 540



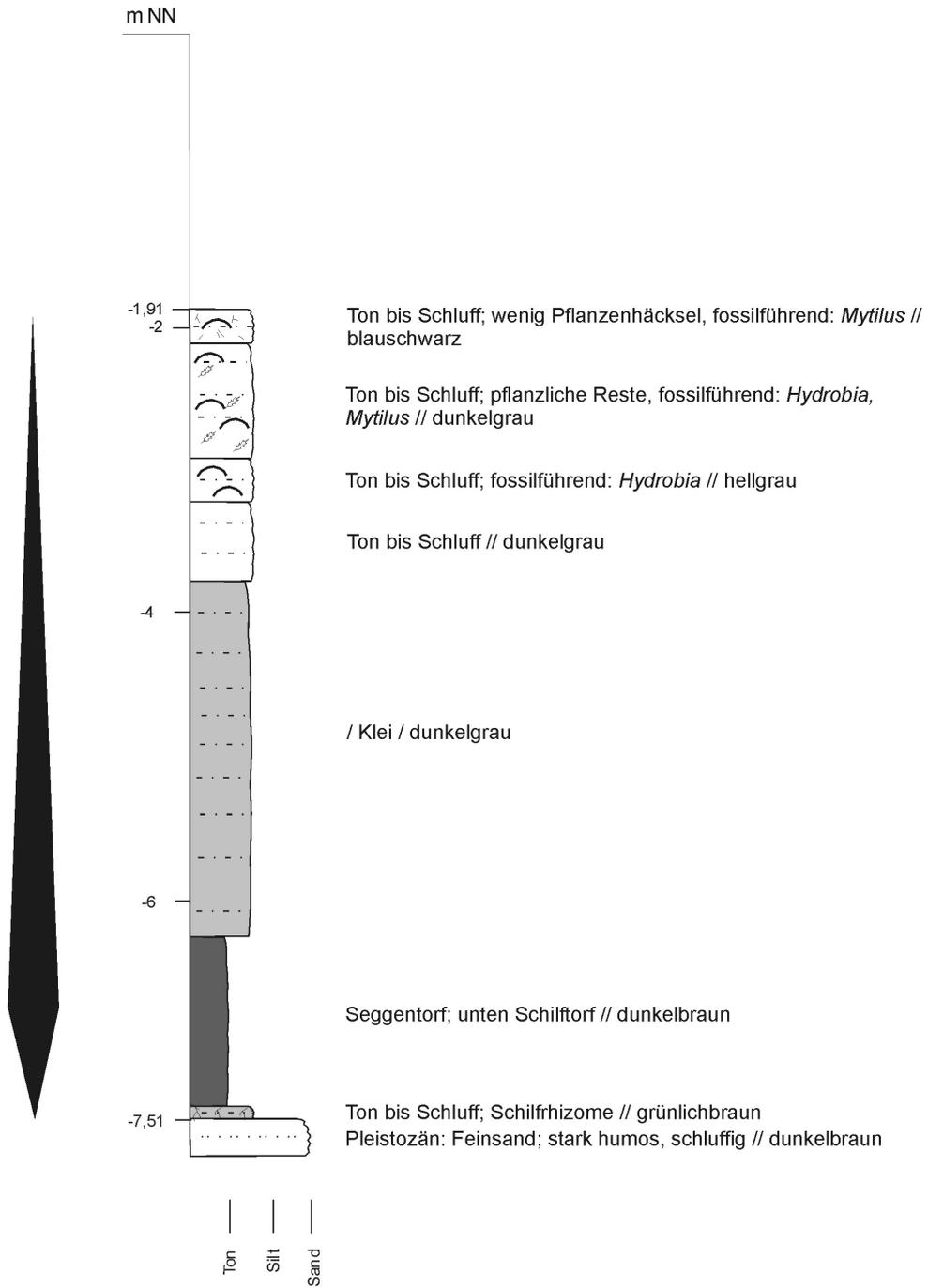
GE 60 TK 25 / 2211
R 34 07 525 H 59 53 185



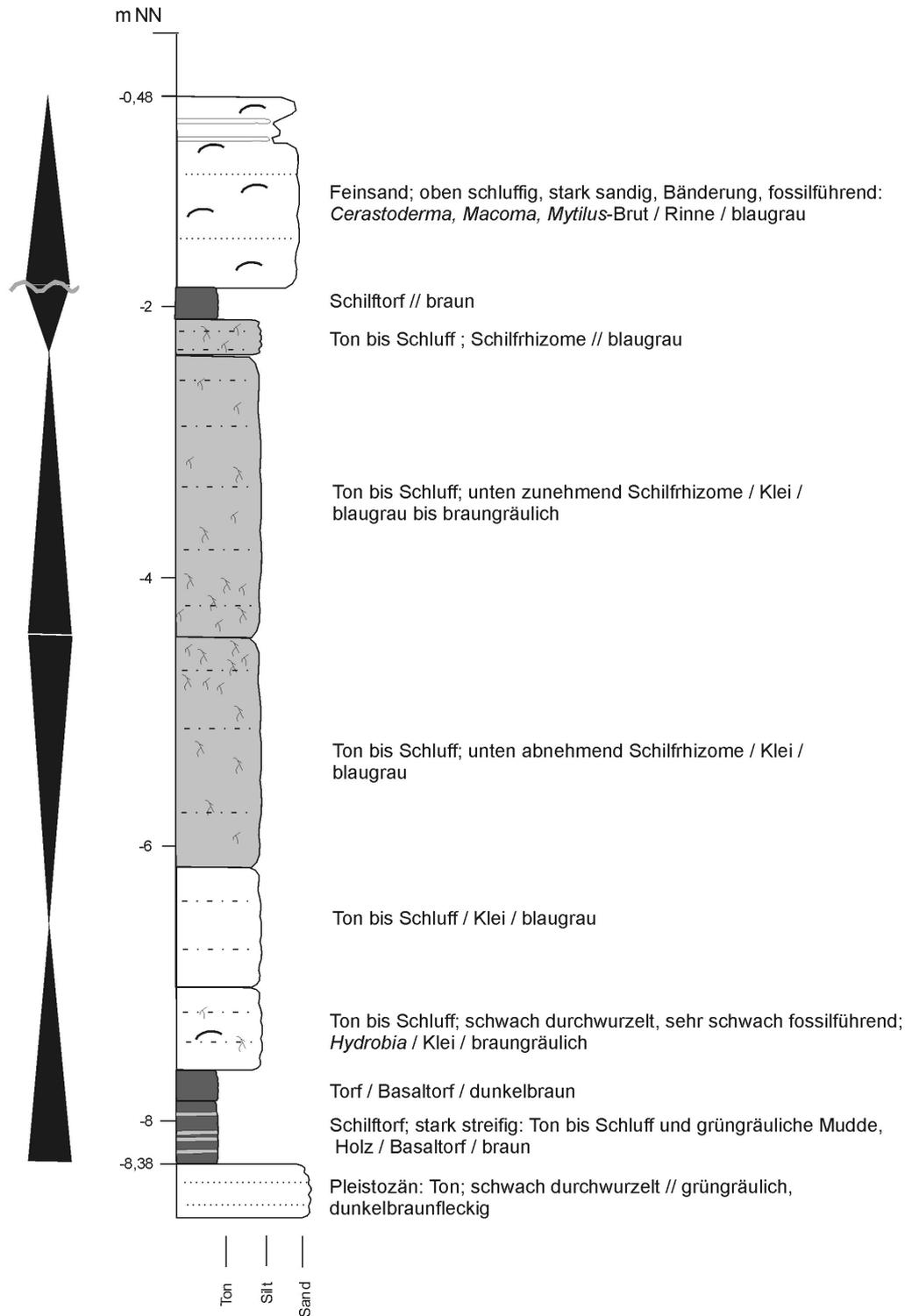
GE 67 TK 25 / 2211
R 34 08 183 H 59 54 095



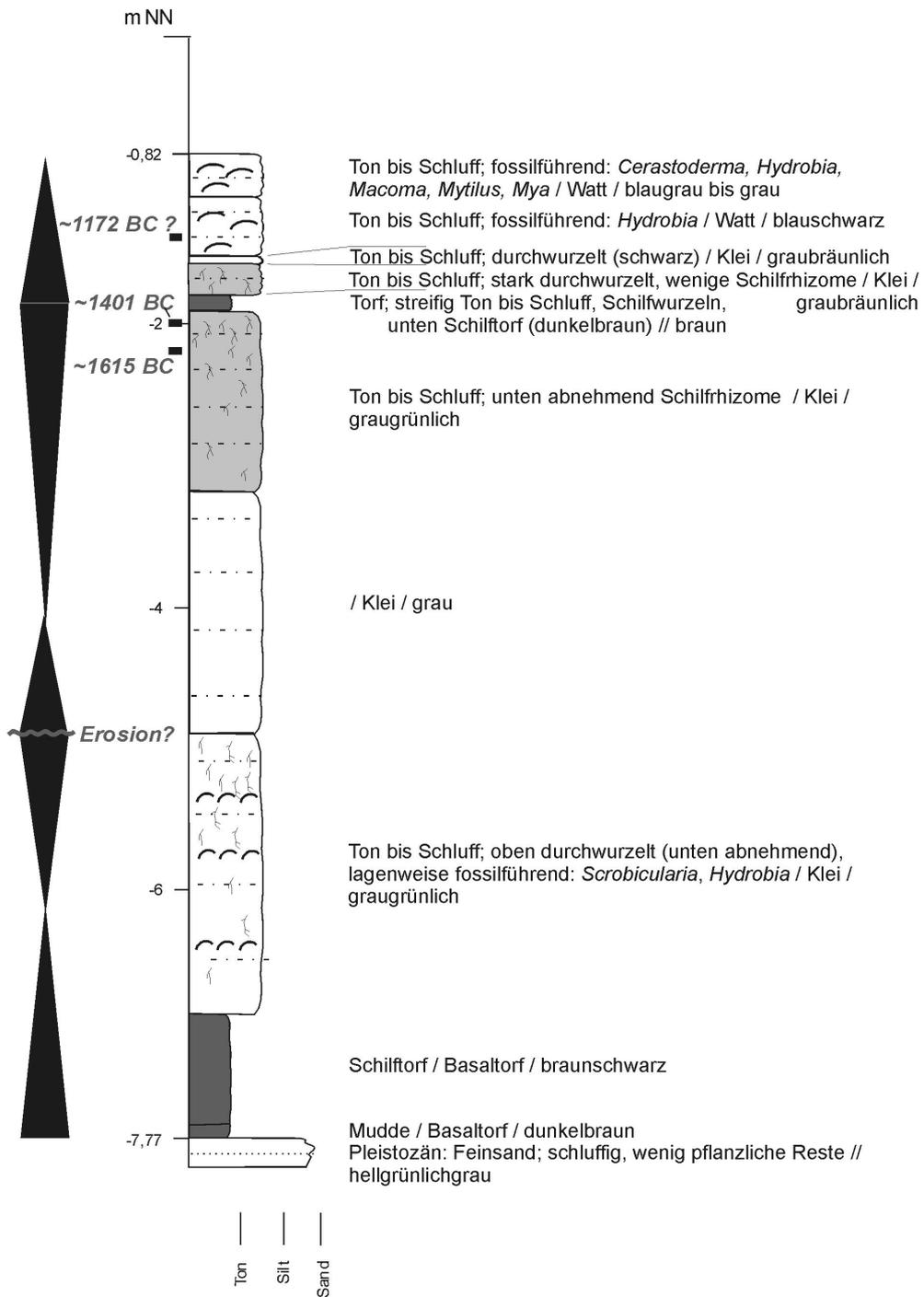
GE 68 TK 25 / 2211
R 34 08 918 H 59 53 020



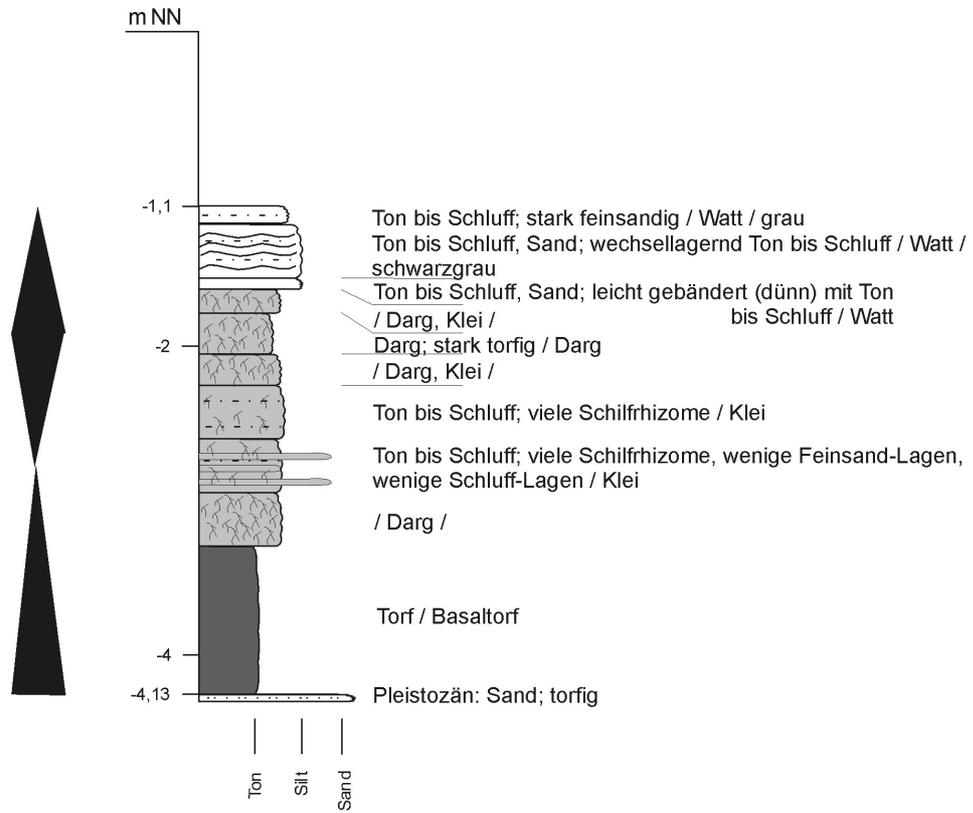
GE 69 TK 25 / 2211
R 34 09 883 H 59 53 973



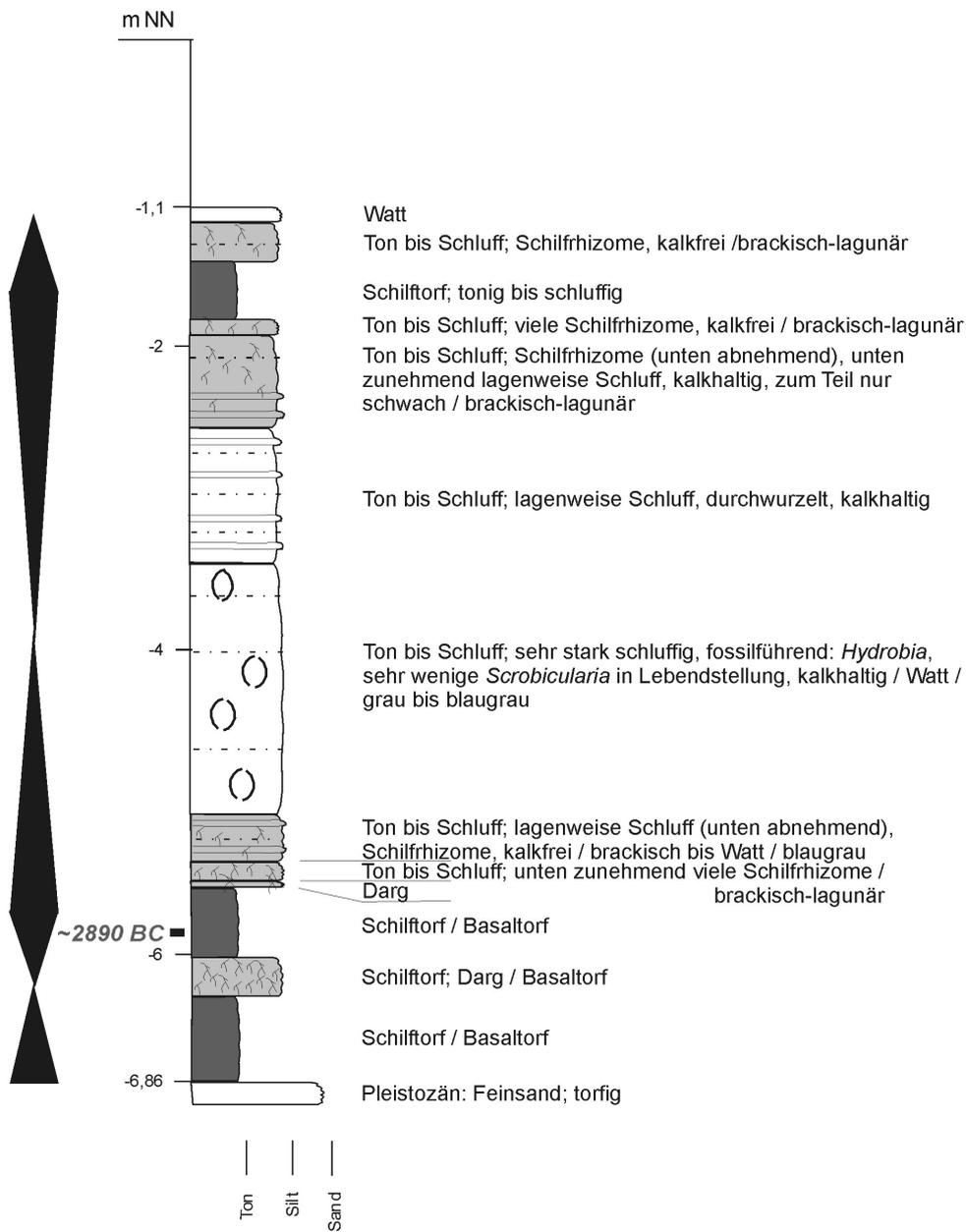
GE 70 TK 25 / 2211
R 34 11 340 H 59 53 825



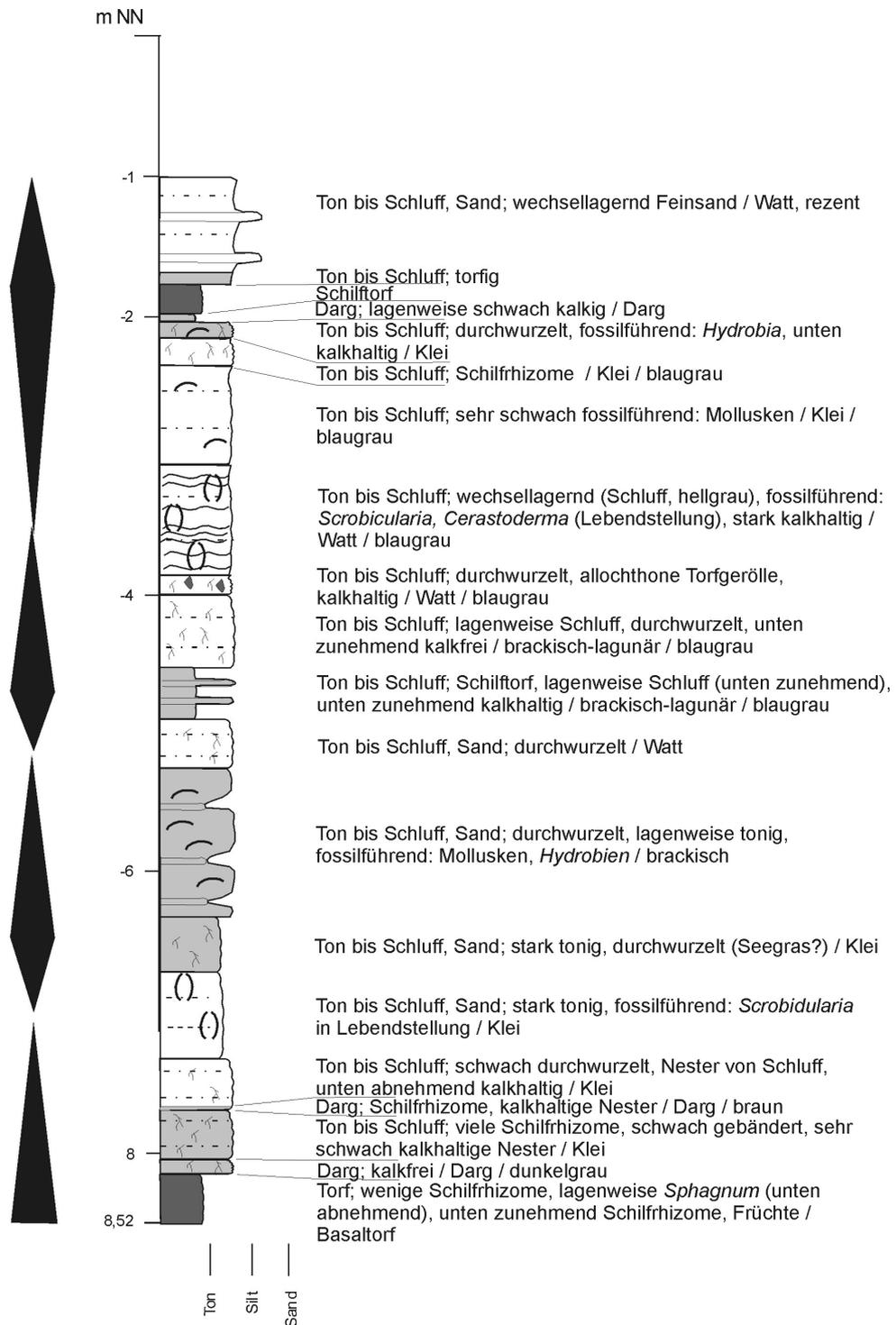
GE 77 TK 25 / 2211
 R 34 07 590 H 59 52 990



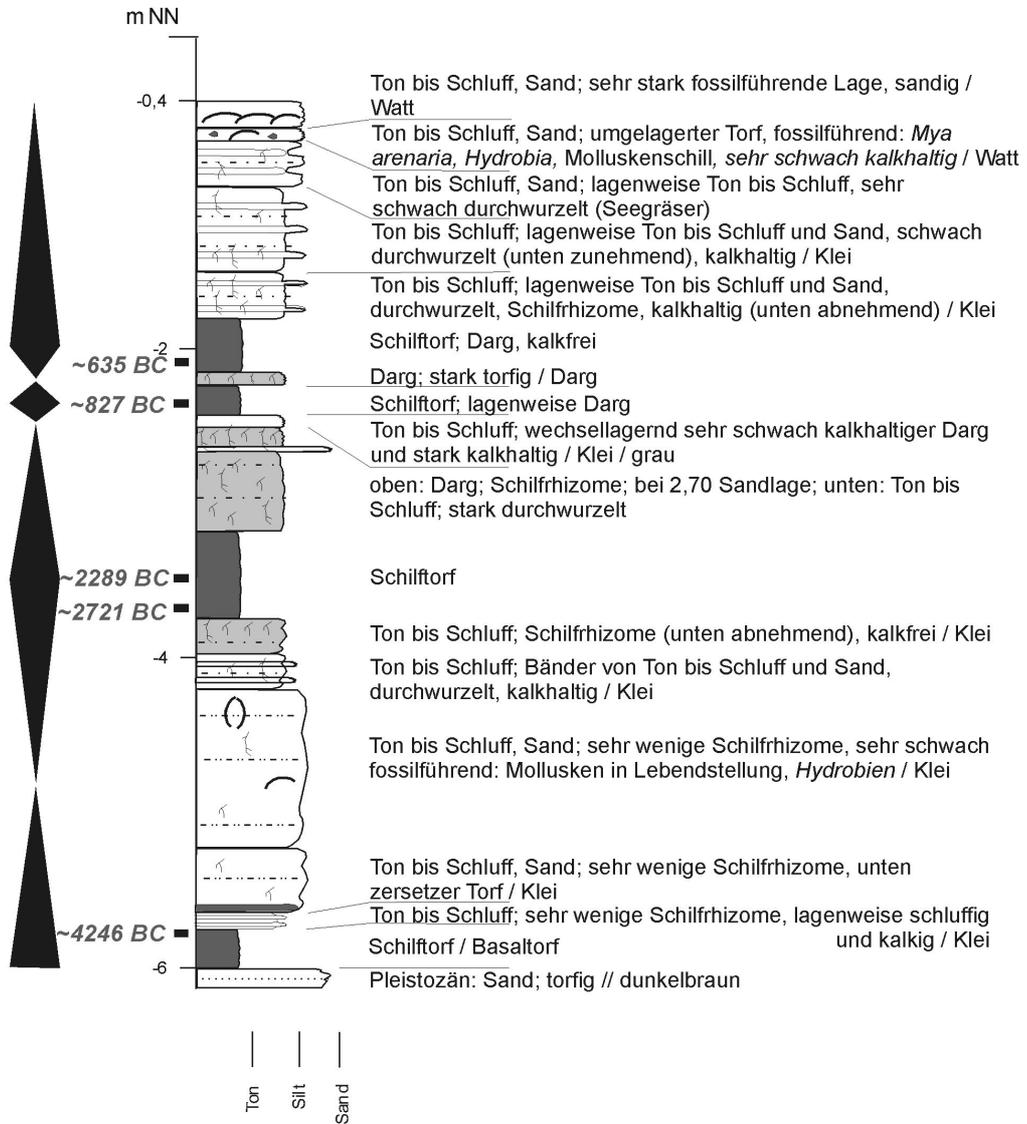
GE 78 TK 25 / 2211
R 34 09 780 H 59 53 210



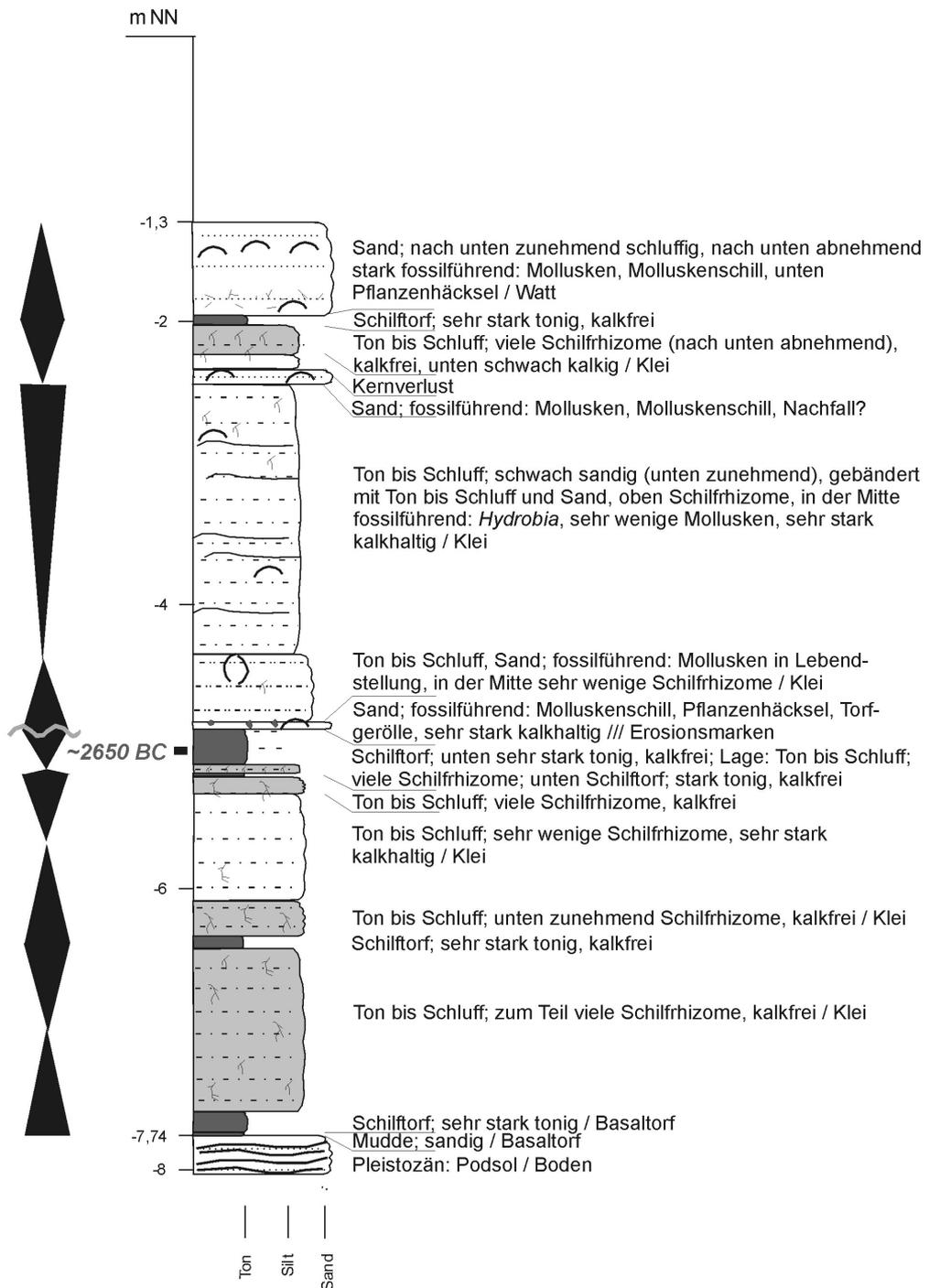
GE 79 TK 25 / 2211
R 34 10 130 H 59 53 890



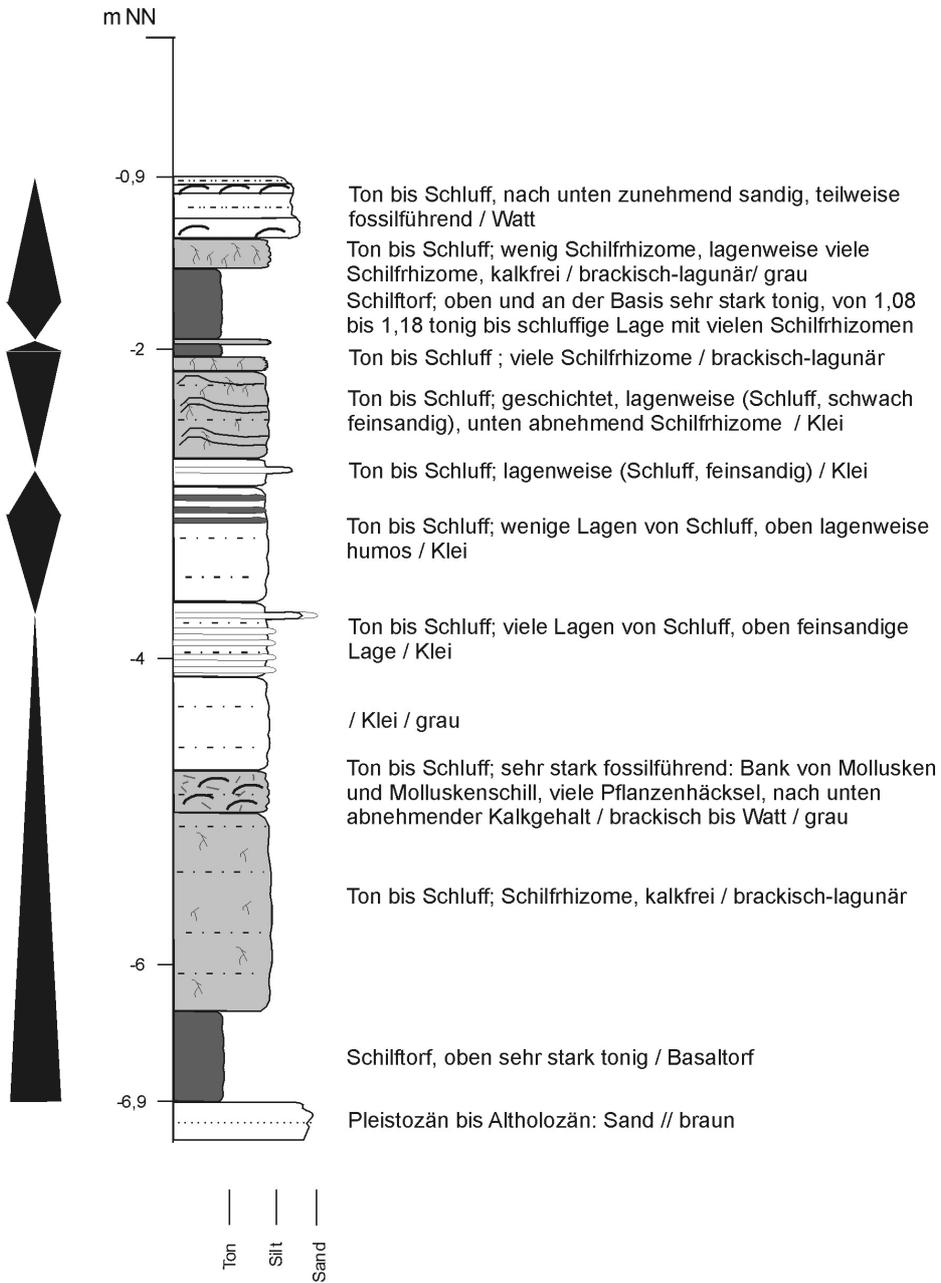
GE 80 TK 25 / 2211
R 34 11 360 H 59 53 290



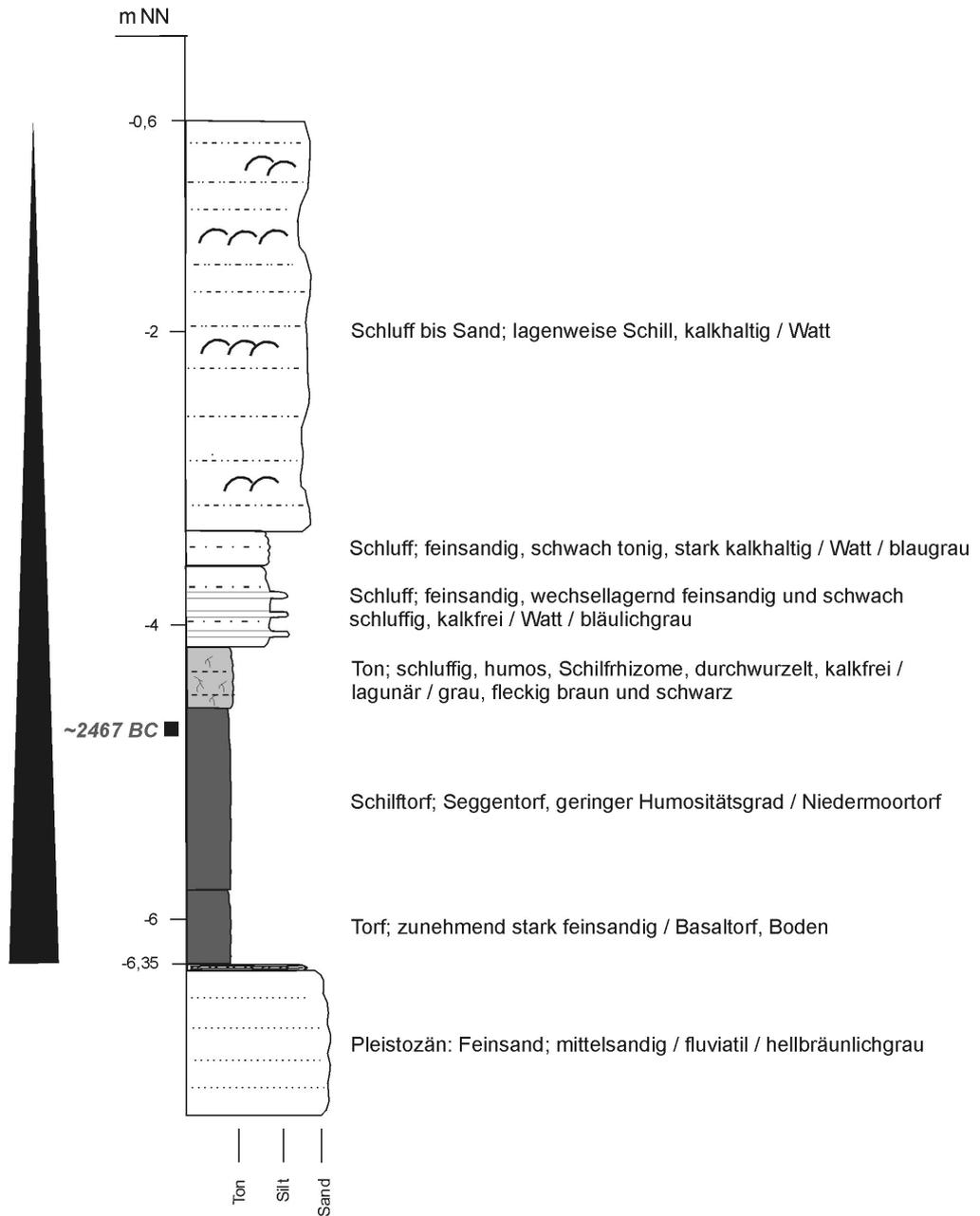
GE 81 TK 25 / 2211
R 34 07 500 H 59 53 770



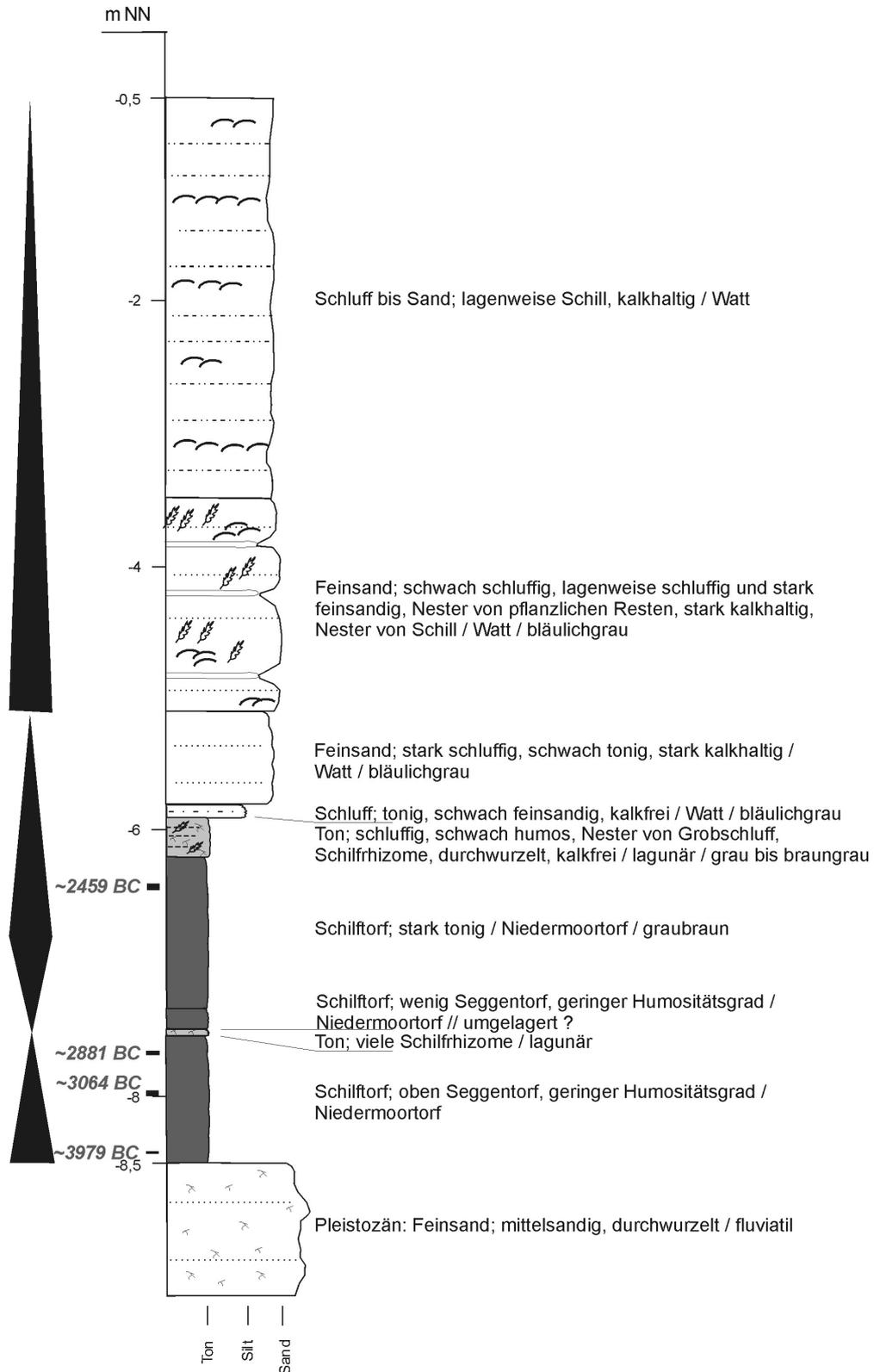
GE 82 TK 25 / 2211
R 34 11 188 H 59 53 920



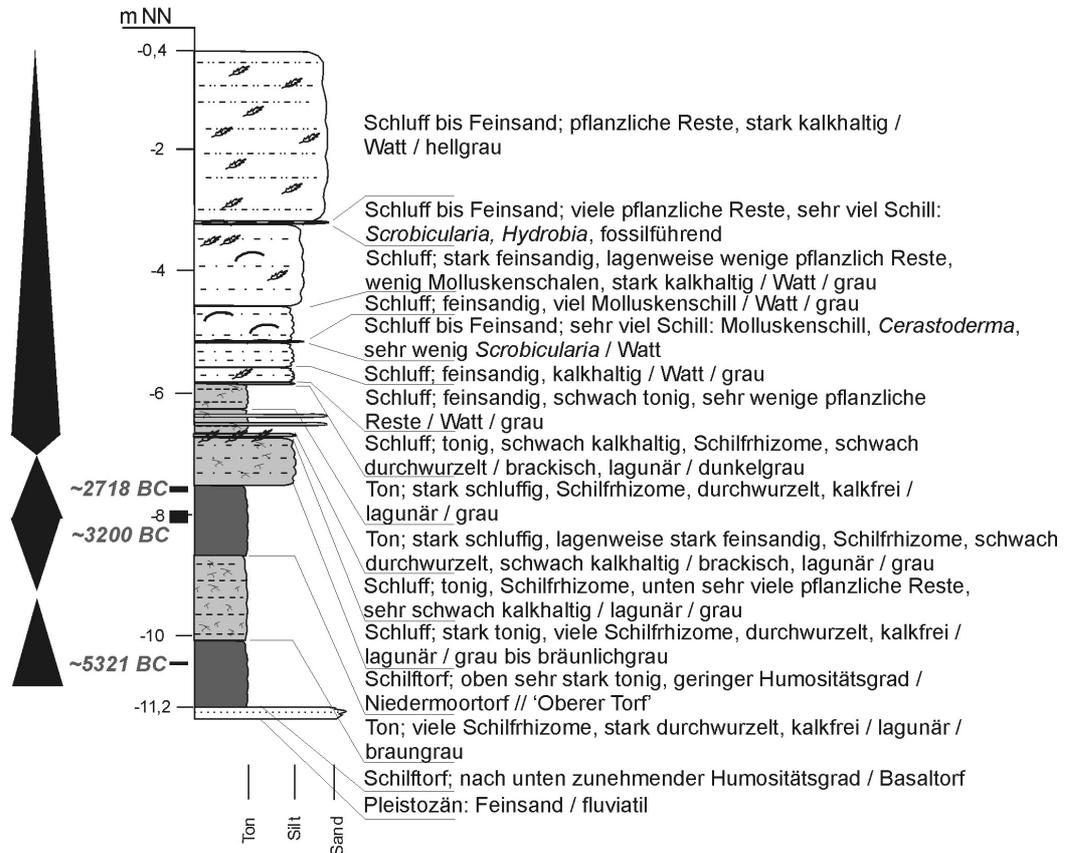
GE 174 TK 25 / 2311
R 34 04 065 H 59 50 860



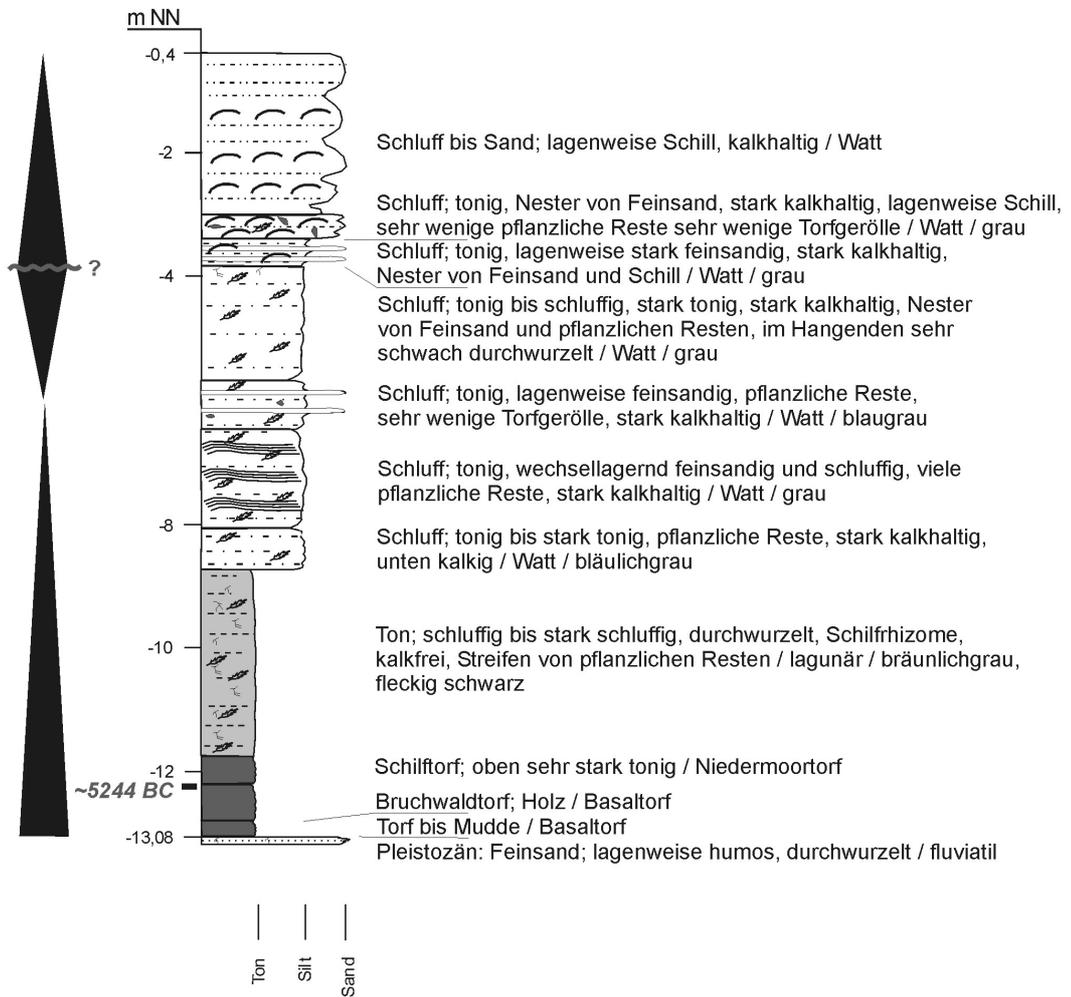
GE 176 TK 25 / 2311
R 34 04 065 H 59 50 805



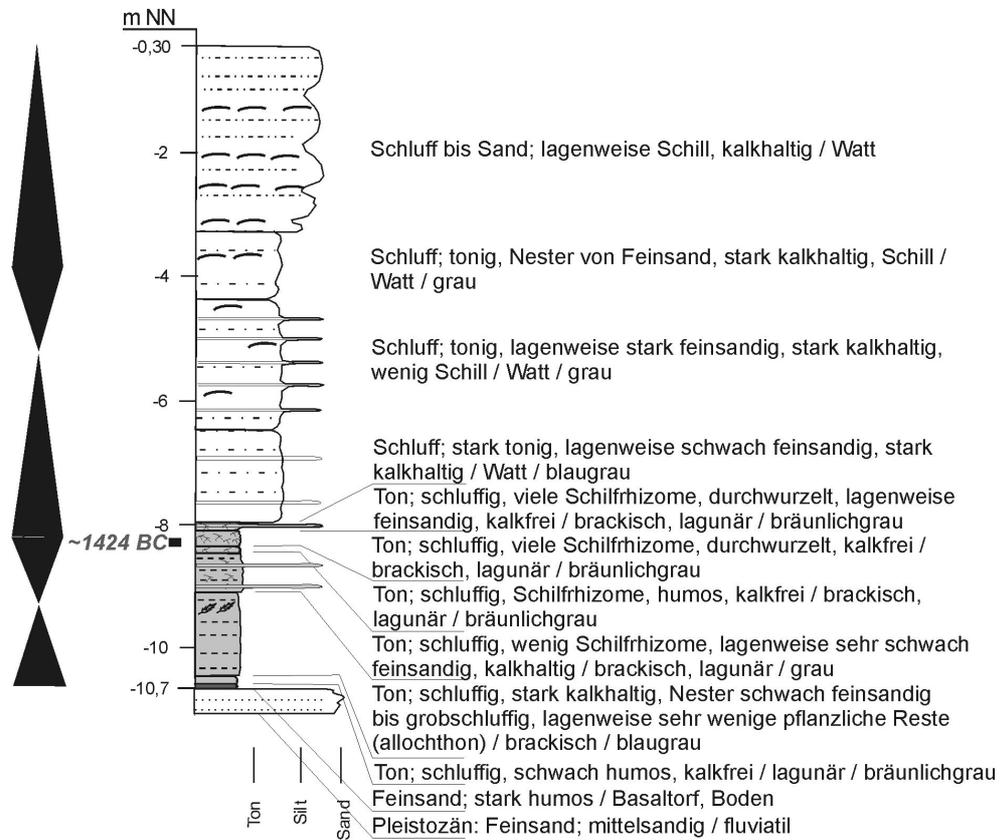
GE 177 TK 25 / 2311
R 34 04 070 H 59 50 780



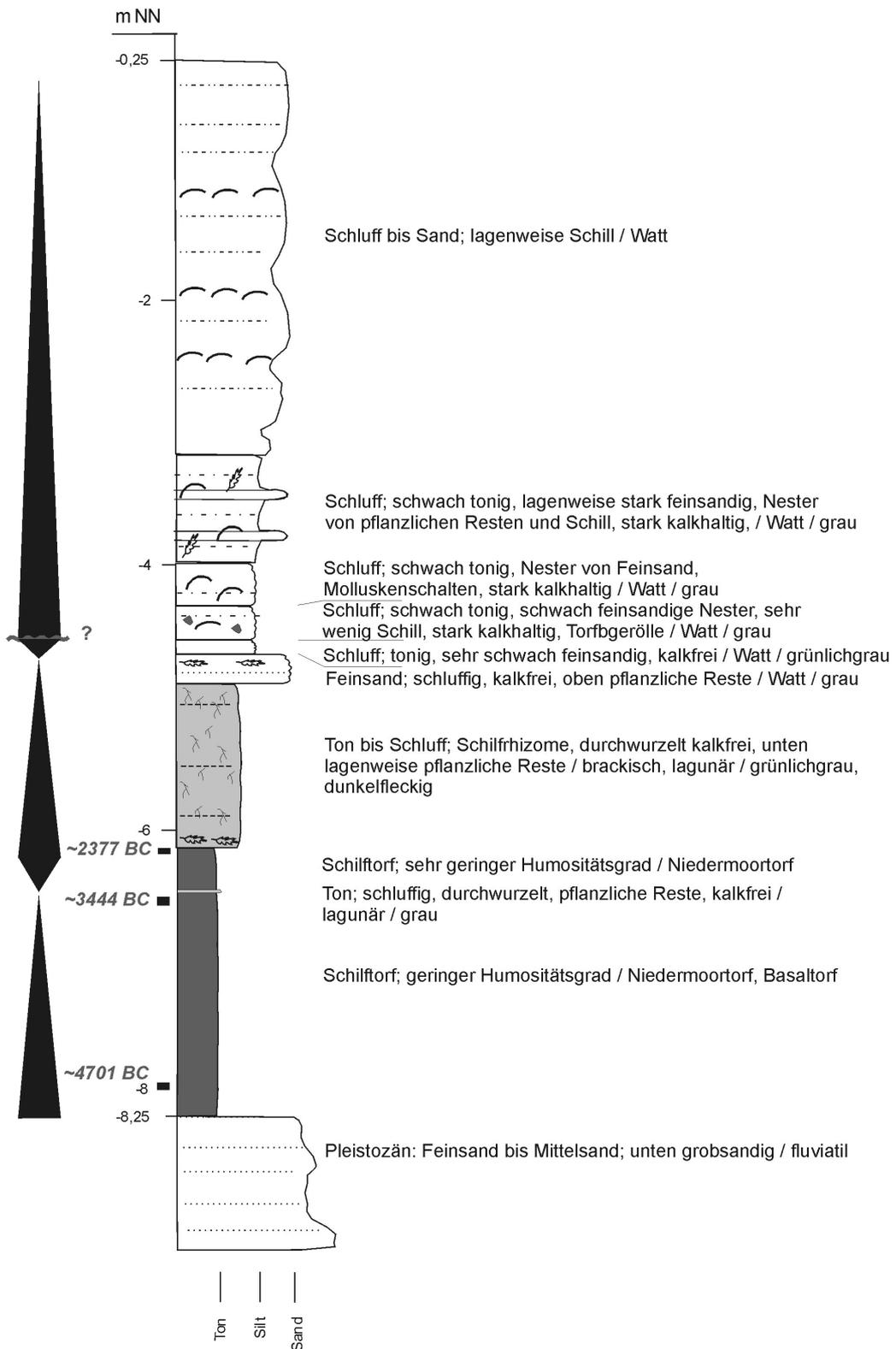
GE 178 TK 25 / 2311
R 34 04 070 H 59 50 755



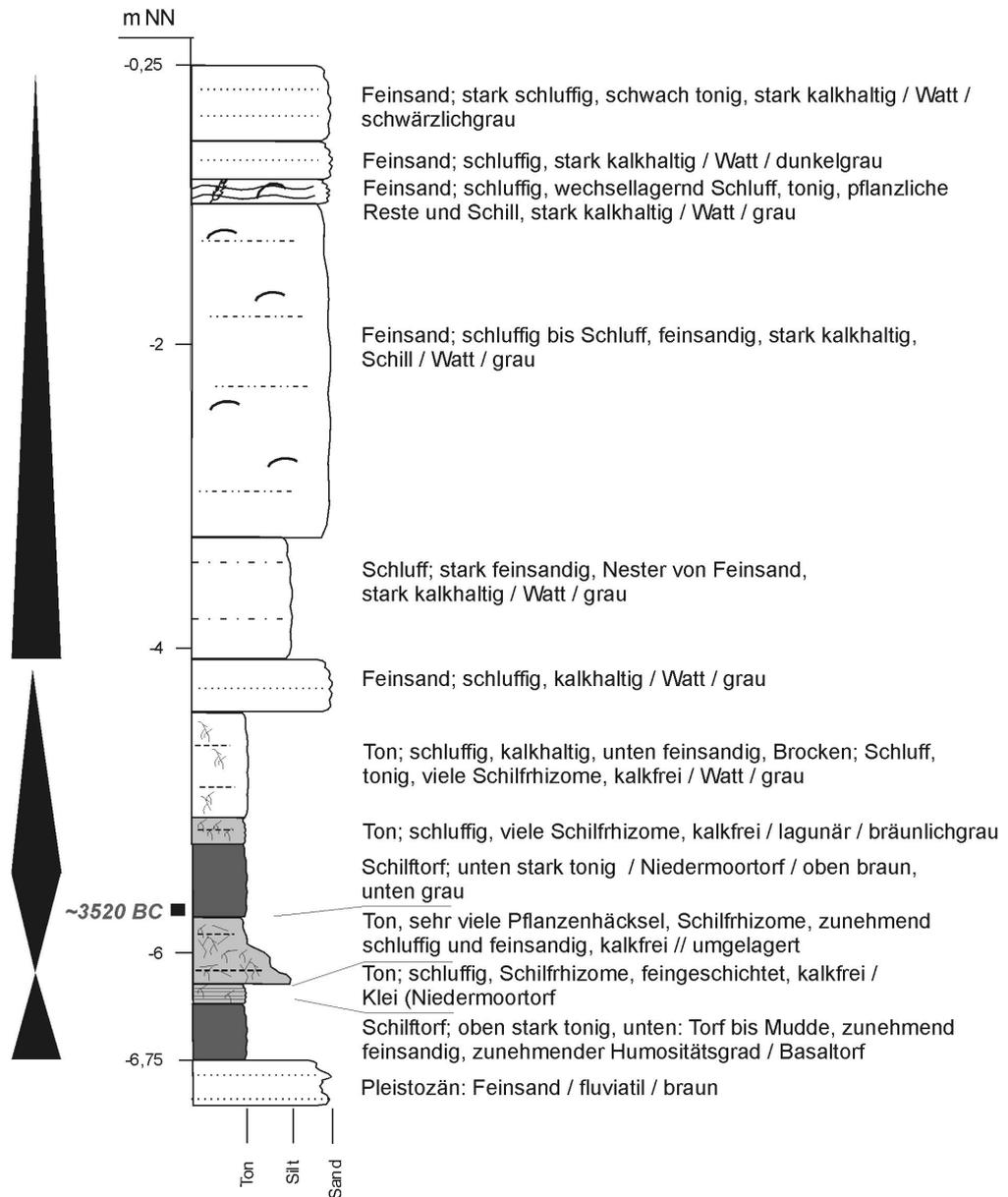
GE 181 TK 25 / 2311
R 34 04 075 H 59 50 705



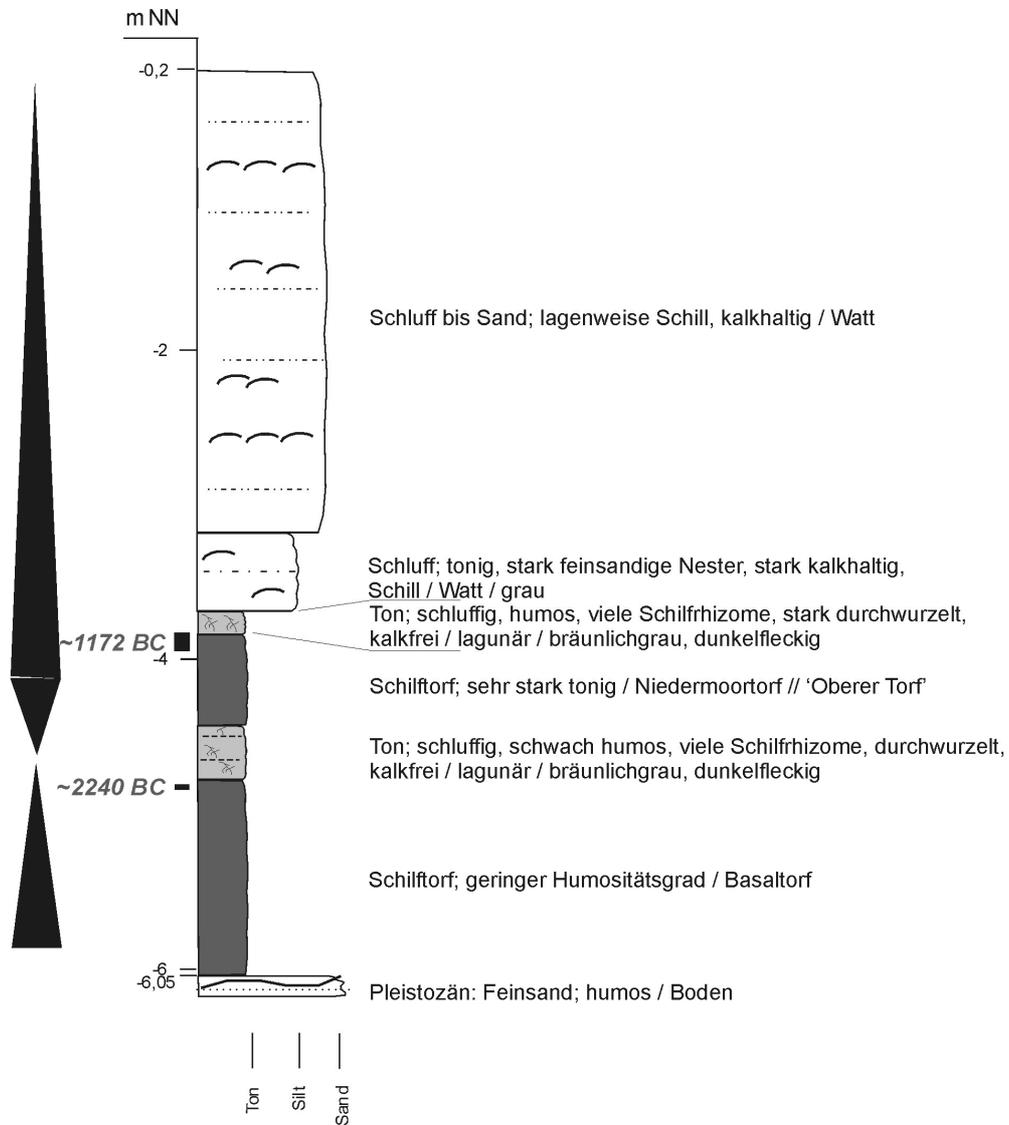
GE 182 TK 25 / 2311
R 34 04 080 H 59 50 655



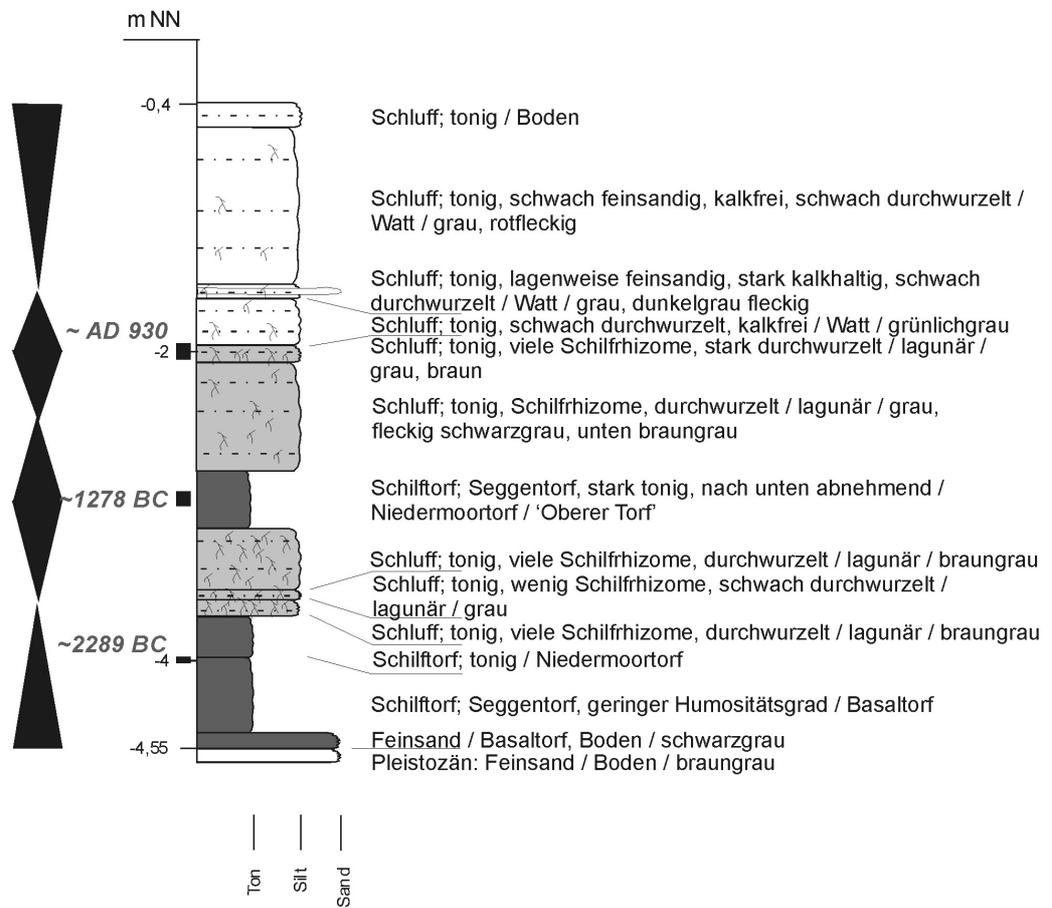
GE 183 TK 25 / 2311
R 34 04 805 H 59 50 605



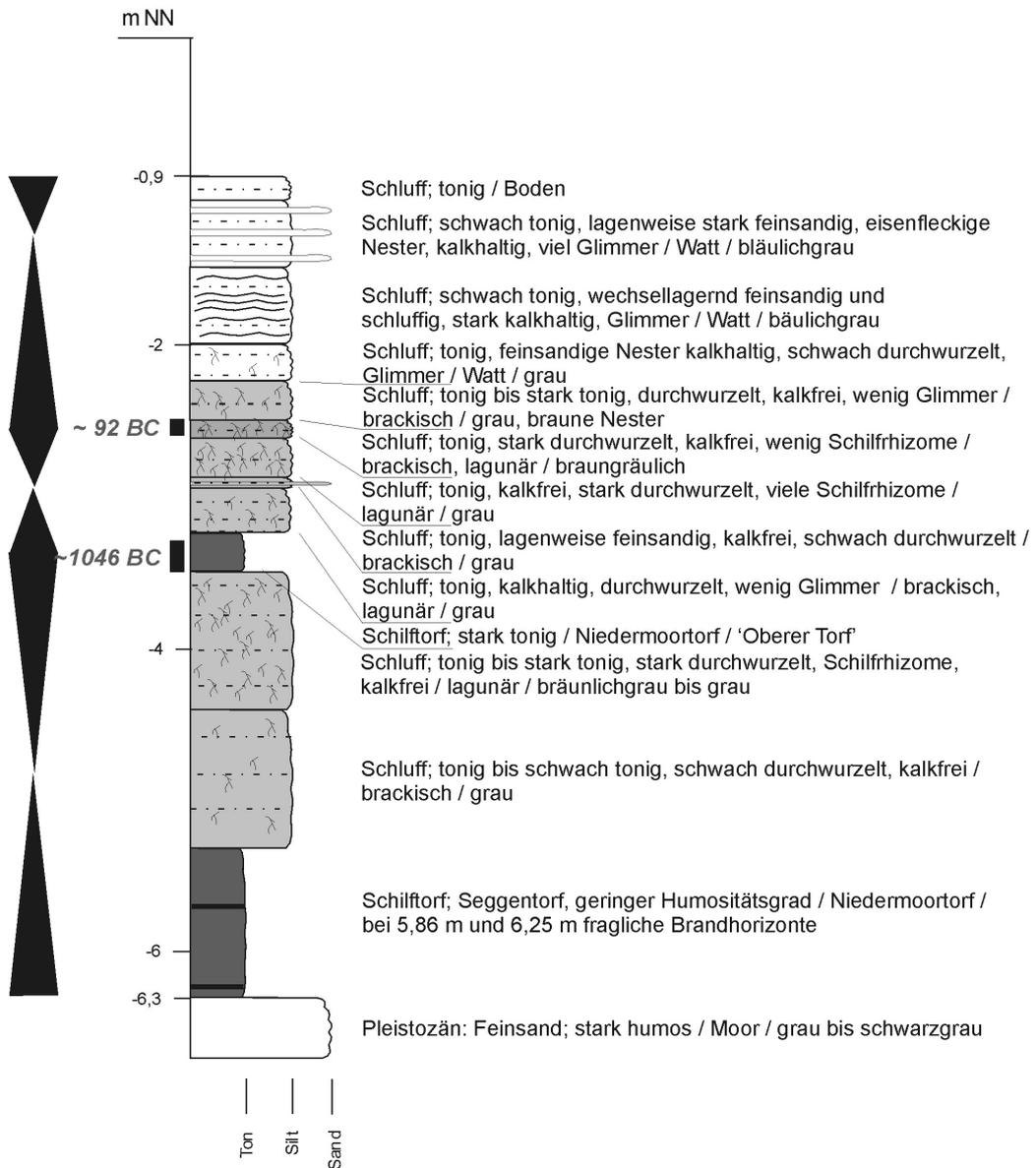
GE 184 TK 25 / 2311
R 34 04 085 H 59 50 555



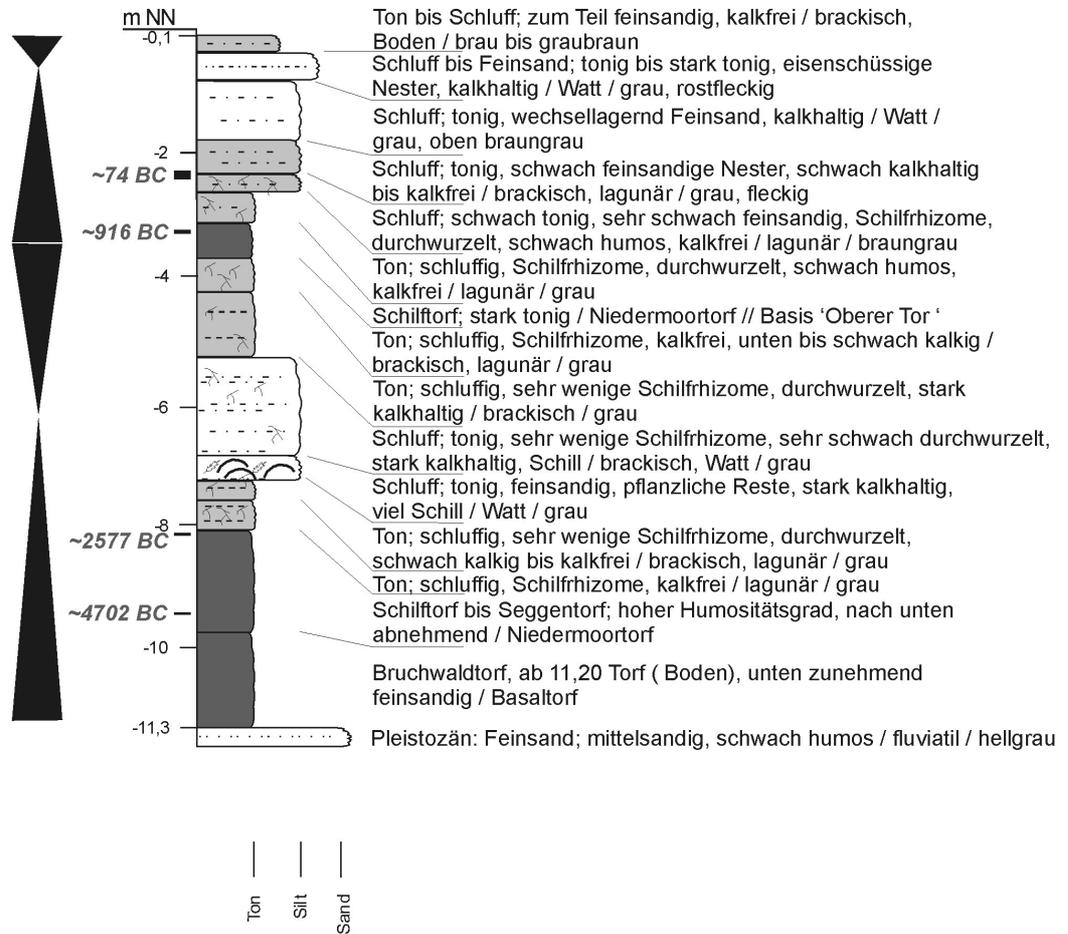
GE 187 TK 25 / 2311
R 34 05 140 H 59 50 095



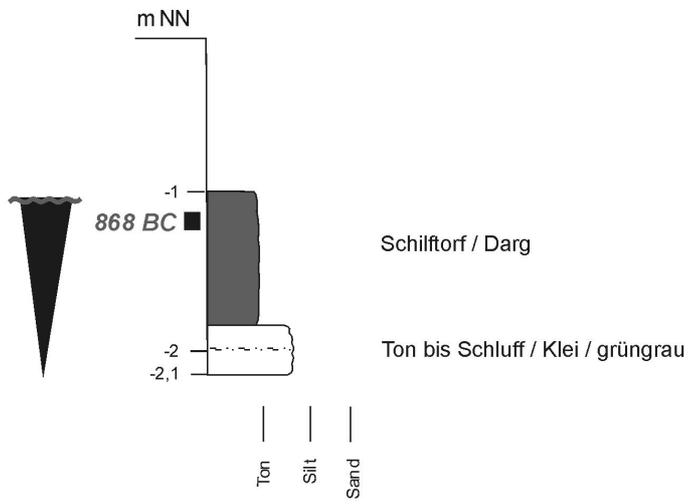
GE 189 TK 25 / 2311
R 34 05 260 H 59 50 130



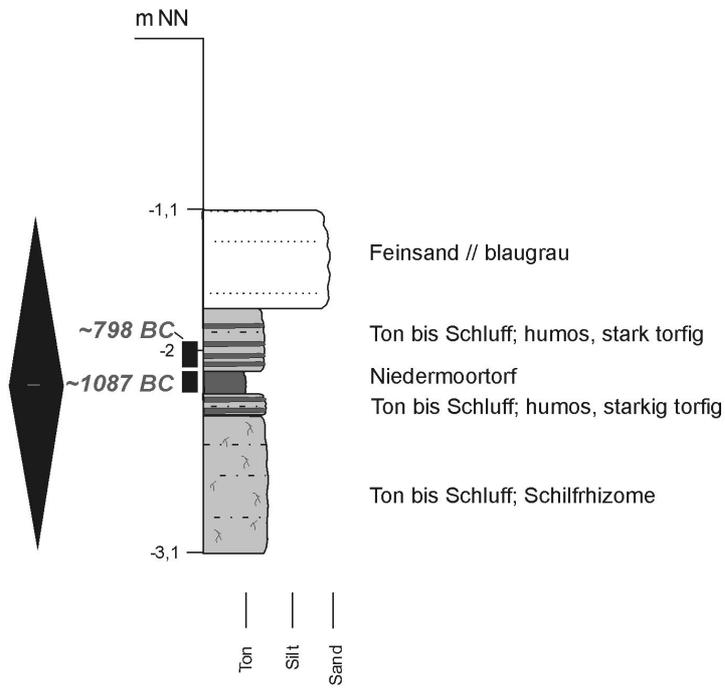
GE 193 TK 25 / 2311
R 34 05 545 H 59 50 165



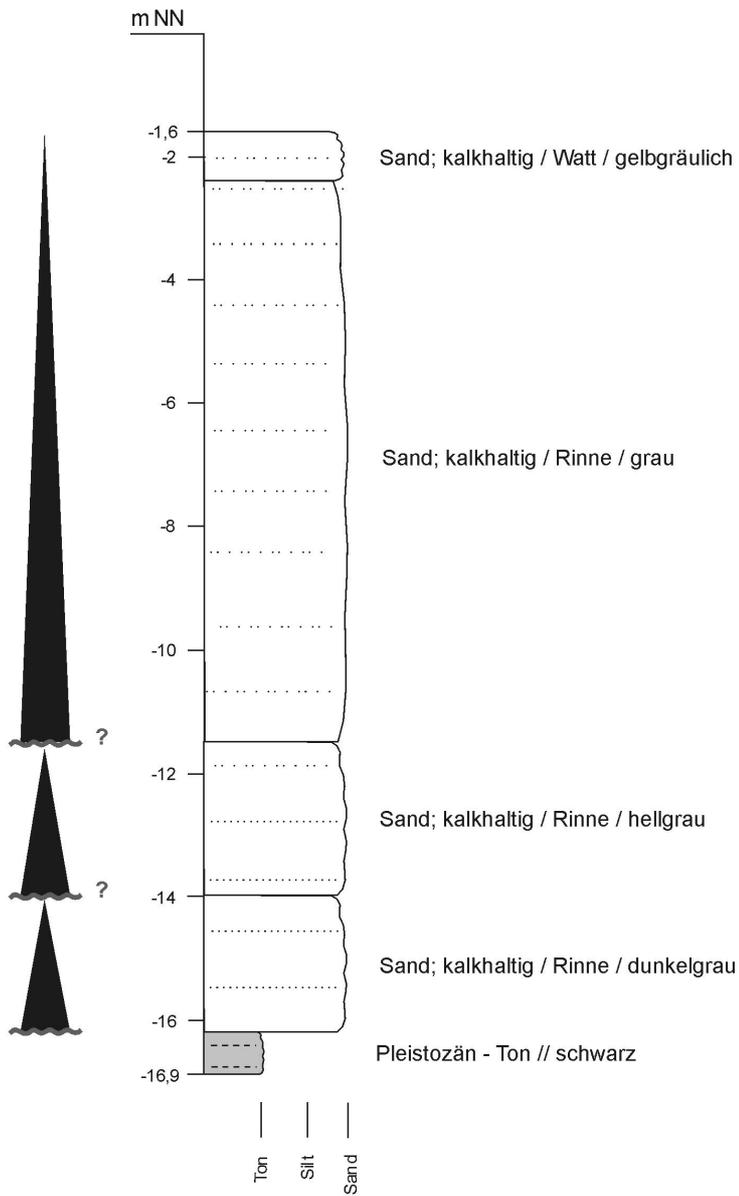
GE 365 TK 25 / 2311
R 34 07 905 H 59 52 480



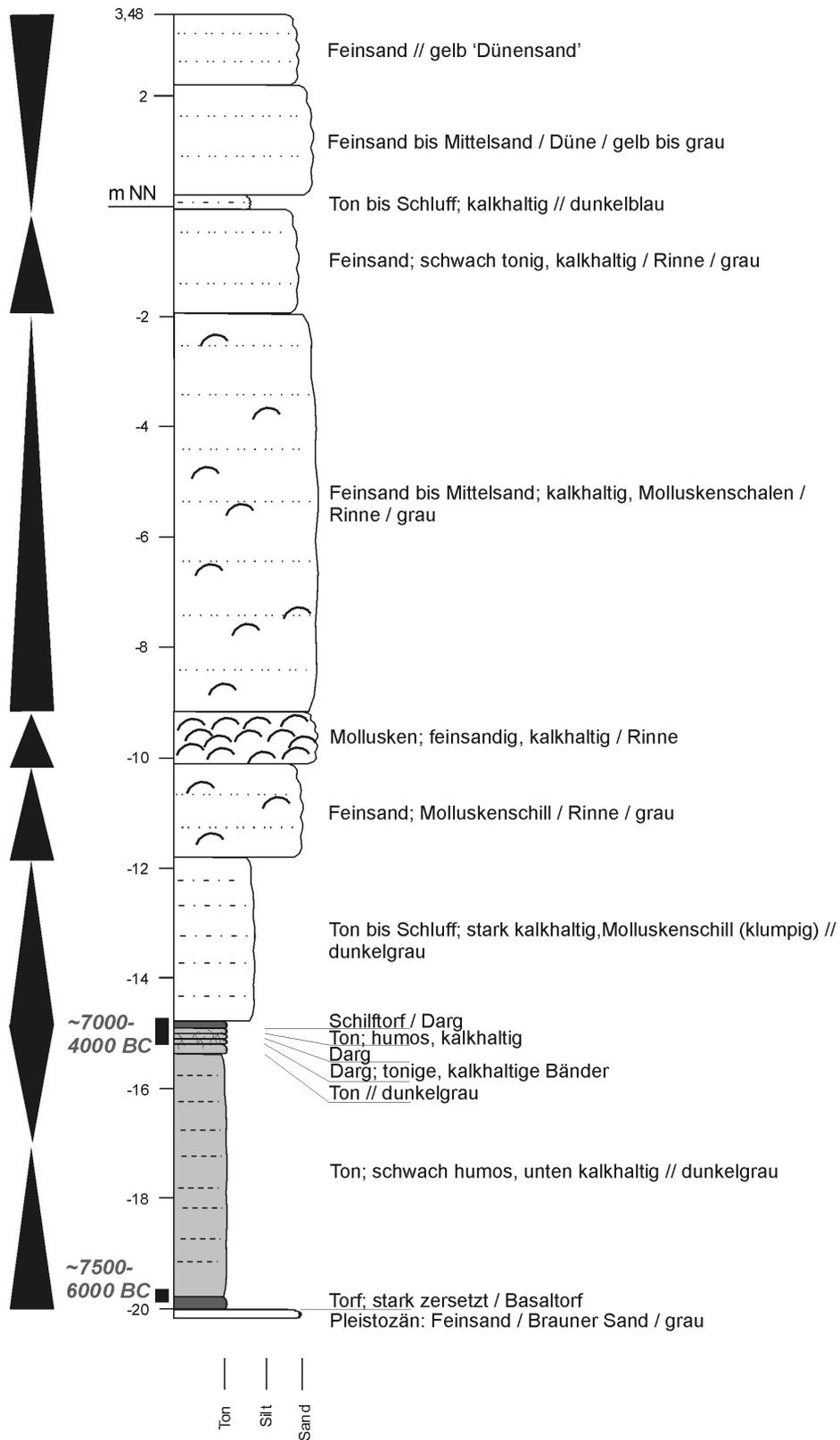
B 510 TK 25 / 2211
R 34 07 89 H 59 52 90



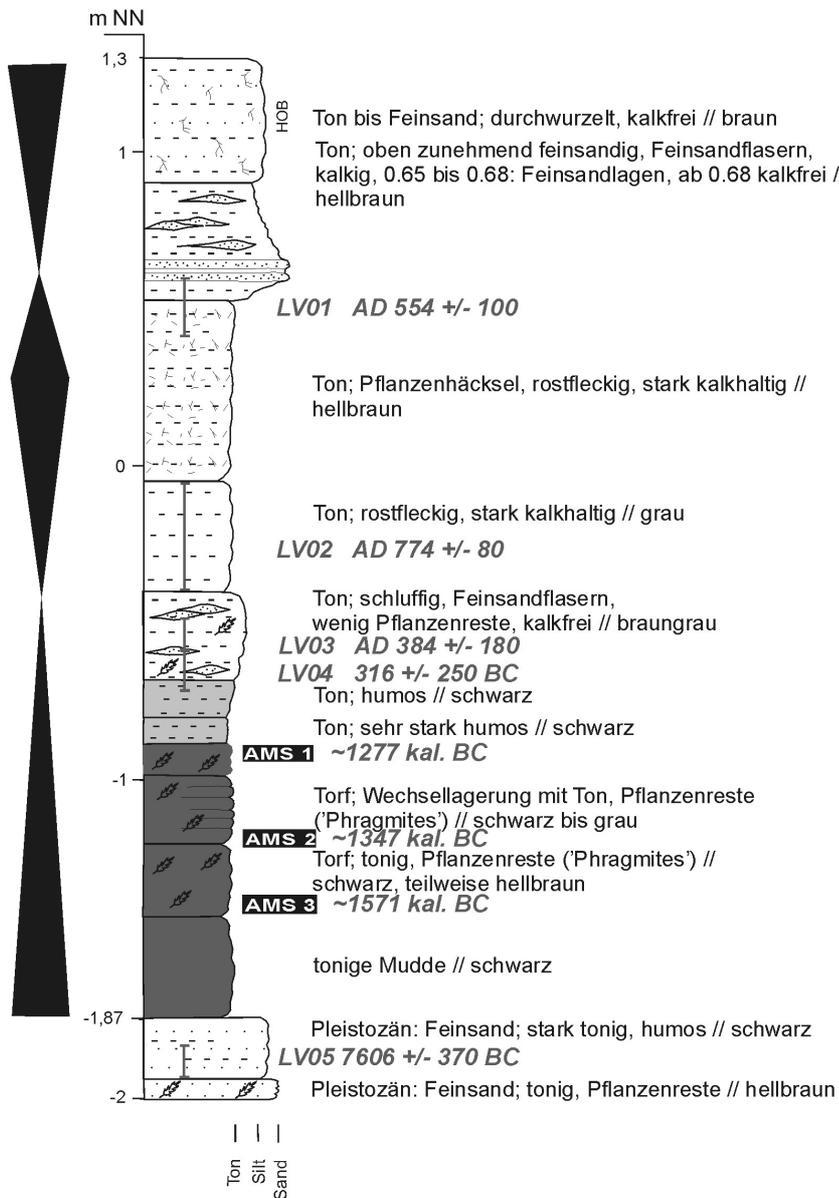
IG 3 TK 25 / 2211
R 34 02 593 H 59 54 820

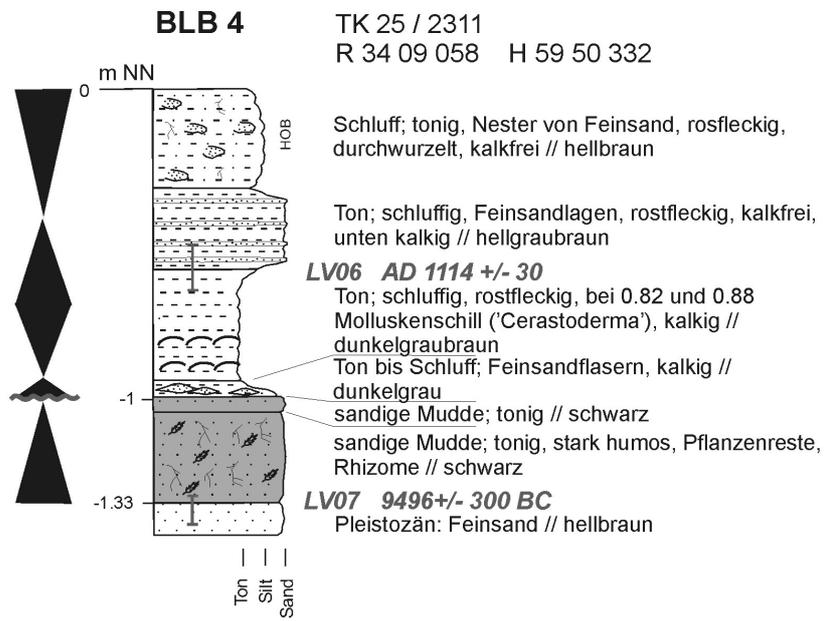


IG 4 TK 25 / 2210
R 34 00 180 H 59 58 755



BLB 2





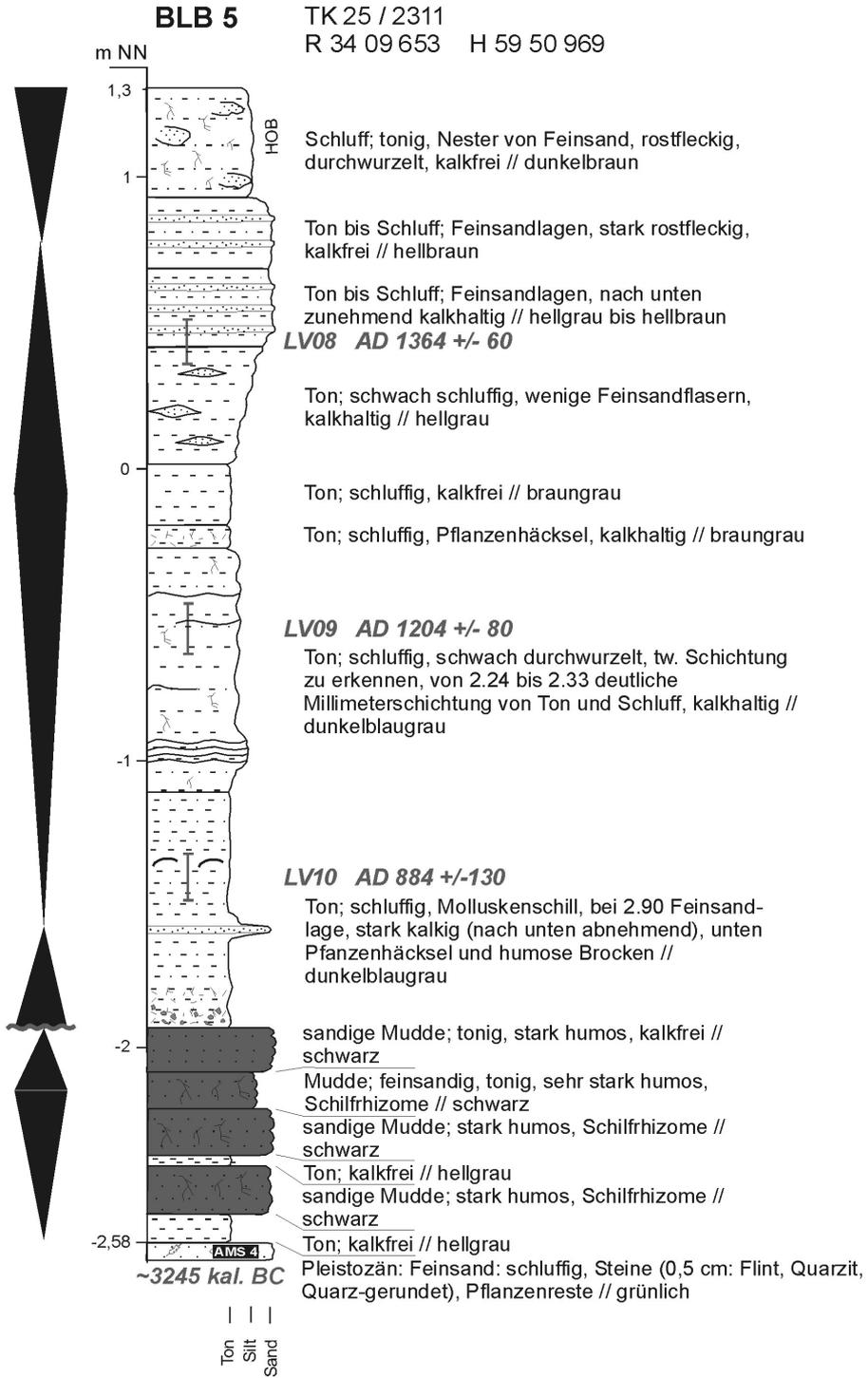


TABELLE 1: RADIOKOHLENSTOFF- UND POLLEN-DATIERUNGEN

Auf den folgenden Seiten sind die Radiokohlenstoff- und Pollen-Datierungen aufgelistet. Die in der Arbeit verwendeten Datierungen sind grau hinterlegt.

Nr	TK	TYP	ARNUM	RWERT	HWERT	BREITE	LÄNGE		PLABNR	PERG
1	2211	GE	37	3404753	5955568	53,724173	7,556827		qhFI7	FIRBAS VII (Atlantikum)
2	2211	GE	37	3404753	5955568	53,724173	7,556827		qhFI7	FIRBAS VII (Atlantikum)
3	2211	GE	61	3402545	5956640	53,733395	7,523046		qhFI5	Pollenzone FIRBAS V (Boreal)
4	2211	GE	78	3409780	5953210	53,703884	7,633658		HV3394	4275+-80 J.v.h.
5	2211	GE	80	3411360	5953290	53,704873	7,657556		HV3387	2500+-40 J.v.h.
6	2211	GE	80	3411360	5953290	53,704873	7,657556		HV3388	2685+-75 J.v.h.
7	2211	GE	80	3411360	5953290	53,704873	7,657556		HV3389	3835+-65 J.v.h.
8	2211	GE	80	3411360	5953290	53,704873	7,657556		HV3390	4125+-60 J.v.h.
9	2211	GE	80	3411360	5953290	53,704873	7,657556		HV3391	5380+-85 J.v.h.
10	2211	GE	40	3405043	5957098	53,737970	7,560750		S/8804	F VIII Subboreal ~VIIIb
11	2211	GE	40	3405043	5957098	53,737970	7,560750		S/8806	F VII = 2. Hälfte Atlantikum
12	2211	GE	63	3401195	5953153	53,701818	7,503707		qhFI5	Pollenzone FIBRAS V (Boreal)
13	2211	GE	70	3411340	5953825	53,709675	7,657100		HV1632	2945 +- 70 J.v.h.
14	2211	GE	70	3411340	5953825	53,709675	7,657100		HV1633	3110 +- 65 J.v.h.
15	2211	GE	70	3411340	5953825	53,709675	7,657100		HV1634	3320 +- 90 J.v.h.
16	2211	GE	70	3411340	5953825	53,709675	7,657100			Präboreal F IV
17	2211	GE	70	3411340	5953825	53,709675	7,657100			Präboreal F IV
18	2211	B	510	3407690	5952900	53,700734	7,602108		HV1635	2605+-130 J.v.h.
19	2211	B	510	3407690	5952900	53,700734	7,602108		HV1636	2900+-90 J.v.h.
20	2210	GE	42	3393853	5954498	53,712460	7,392106			Atlantikum F VII
21	2210	GE	42	3393853	5954498	53,712460	7,392106			Atlantikum F VII
22	2210	GE	42	3393853	5954498	53,712460	7,392106			Atlantikum F VII
23	2210	GE	42	3393853	5954498	53,712460	7,392106			Atlantikum F VII
24	2210	GE	42	3393853	5954498	53,712460	7,392106			Atlantikum F VII
25	2210	GE	42	3393853	5954498	53,712460	7,392106			Atlantikum F VII
26	2210	GE	42	3393853	5954498	53,712460	7,392106			Atlantikum F VII
27	2210	GE	42	3393853	5954498	53,712460	7,392106			Atlantikum F VII
28	2210	GE	42	3393853	5954498	53,712460	7,392106			Atlantikum F VII
29	2210	GE	42	3393853	5954498	53,712460	7,392106			Atlantikum F VII
30	2210	GE	42	3393853	5954498	53,712460	7,392106			Atlantikum F VII
31	2210	GE	42	3393853	5954498	53,712460	7,392106			Atlantikum F VII
32	2210	GE	42	3393853	5954498	53,712460	7,392106			Atlantikum F VII
33	2210	GE	42	3393853	5954498	53,712460	7,392106			Boreal VI Overbeck
34	2210	GE	42	3393853	5954498	53,712460	7,392106			Boreal VI Overbeck
35	2210	IG	4	3400180	5958755	53,751946	7,486535			Atlantikum (Overbeck ?)
36	2210	IG	4	3400180	5958755	53,751946	7,486535			Atlantikum (Overbeck ?)
37	2210	IG	4	3400180	5958755	53,751946	7,486535			Atlantikum (Overbeck ?)
38	2210	IG	4	3400180	5958755	53,751946	7,486535			Atlantikum (Overbeck ?)
39	2210	IG	4	3400180	5958755	53,751946	7,486535			Atlantikum (Overbeck ?)
40	2210	IG	4	3400180	5958755	53,751946	7,486535			Atlantikum (Overbeck ?)
41	2210	IG	4	3400180	5958755	53,751946	7,486535			Frühatlantikum bis Boreal (Overbeck ?)
42	2210	IG	4	3400180	5958755	53,751946	7,486535			Frühatlantikum bis Boreal (Overbeck ?)
43	2210	IG	4	3400180	5958755	53,751946	7,486535			Frühatlantikum bis Boreal (Overbeck ?)
44	2210	GE	84	3400008	5958713	53,751536	7,483942		HV1998	690+-110 J.v.h., dendro korrig.: 720-610
45	2210	GE	84	3400008	5958713	53,751536	7,483942		HV1999	4445+-230J.v.h., pa Müller: 2150 J.v.h.
46	2211	GE	84	3400008	5958713	53,704873	7,657556			VI/VII Boreal Overbeck
47	2210			259194?	595708?	50,448934	5,608817		HV1630	3775+-90 J.v.h.
48	2210			259680?	595753?	50,449537	5,615620		HV956	890+-85 J.v.h.

pa-absolut	cal AD/BC 2 Sigma	POT	PUT	HÖHE (m NN)	TEUFE (m)	PM	Quelle	Bemerkungen	Nr
~5500-4000 BC		13,50	13,50	-1,22	10,70	8	Datenbank	Probe nicht zuzuordnen	1
~5500-4000 BC		13,60	13,60	-1,22	10,70	8	Datenbank	Probe nicht zuzuordnen	2
~8200-7000 BC		16,30	16,30	-0,90	17,80	8	Datenbank	Basisprobe	3
	3088 (2890) 2624 BC	4,72	4,77	-1,10	7,00	8	Datenbank	erodiert, keine Seismik	4
	795 - 410 BC	1,66	1,72	-0,40	6,70	8	Datenbank	Profilkorrelation	5
	999 (827) 764 BC	1,90	1,99	-0,40	6,70	8	Datenbank	Profilkorrelation	6
	2569 (2289) 2044 BC	3,06	3,12	-0,40	7,00	8	Datenbank	Profilkorrelation	7
	2883 - 2492 BC	3,25	3,30	-0,40	7,00	8	Datenbank	Profilkorrelation	8
	4360 (4246) 3984 BC	5,34	5,41	-0,40	7,00	8	Datenbank	Basistorf	9
~2000-800 BC		14,40	14,50	-0,81	18,00	8	(Müller 1957)	Rinnenlage	10
~4700-4000 BC		16,60	16,70	-0,81	18,00	8	(Müller 1957)	Basistorf	11
~8200-7000 BC		16,30		-0,58	18,00	8	(Müller 1957)	Basistorf	12
	1388 - 925 BC	0,58		-0,82	15,50	8	Datenbank	Schill	13
	1518 (1401) 1134 BC	1,18		-0,82	15,50	8	Datenbank	Seismik, Profilkorrelation	14
	1876 (1615) 1411 BC	1,38		-0,82	15,50	8	Datenbank	Seismik, Profilkorrelation	15
~9900-8200 BC		8,45		-0,82	15,50	8	(Schneekloth 1957)	Pleistozän	16
~9900-8200 BC		8,93		-0,82	15,50	8	(Schneekloth 1957)	Pleistozän	17
	1010 (798) 542 BC	1,20	1,45	-1,10	3,10	8	Datenbank	Profilkorrelation	18
	1385 - 834 BC	1,45	1,65	-1,10	3,10	8	Datenbank	Profilkorrelation	19
~5500-4000 BC		15,60	15,70	0,10	21,00	2	(Grohne 1957)	Daten für Kurvenbeginn	20
~5500-4000 BC		15,75		0,10	21,00	8	(Grohne 1957)	eingeschalteter Torf	21
~5500-4000 BC		15,78		0,10	21,00	8	(Grohne 1957)	eingeschalteter Torf	22
~5500-4000 BC		15,82	15,86	0,10	21,00	8	(Grohne 1957)	eingeschalteter Torf	23
~5500-4000 BC		16,30	16,44	0,10	21,00	2	(Grohne 1957)	Daten für Kurvenbeginn	24
~5500-4000 BC		16,66		0,10	21,00	8	(Grohne 1957)	eingeschalteter Torf	25
~5500-4000 BC		16,70		0,10	21,00	8	(Grohne 1957)	eingeschalteter Torf	26
~5500-4000 BC		16,73	16,75	0,10	21,00	8	(Grohne 1957)	Daten für Kurvenbeginn	27
~5500-4000 BC		16,80		0,10	21,00	8	(Grohne 1957)	Daten für Kurvenbeginn	28
~5500-4000 BC		16,84	16,89	0,10	21,00	8	(Grohne 1957)	Daten für Kurvenbeginn	29
~5500-4000 BC		19,65		0,10	21,00	8	(Grohne 1957)	Daten für Kurvenbeginn	30
~5500-4000 BC		19,70		0,10	21,00	8	(Grohne 1957)	Daten für Kurvenbeginn	31
~8200-7800 BC		19,73		0,10	21,00	8	(Grohne 1957)	Basistorf	32
~8200-7800 BC		19,77	19,94	0,10	21,00	8	(Grohne 1957)	Basistorf	33
~7000-4000 BC		18,20	18,30	3,48	25,10	2	(Wildvang 1936)	Daten für Kurvenbeginn	34
~7000-4000 BC		18,30	18,40	3,48	25,10	8	(Wildvang 1936)	eingeschalteter Torf	35
~7000-4000 BC		18,40	18,50	3,48	25,10	2	(Wildvang 1936)	Daten für Kurvenbeginn	36
~7000-4000 BC		18,50	18,60	3,48	25,10	8	(Wildvang 1936)	eingeschalteter Torf	37
~7000-4000 BC		18,60	18,70	3,48	25,10	8	(Wildvang 1936)	eingeschalteter Torf	38
~7000-4000 BC		18,70	18,88	3,48	25,10	2	(Wildvang 1936)	Daten für Kurvenbeginn	39
~7500-6000 BC		23,15	23,20	3,48	25,10	2	(Wildvang 1936)	Daten für Kurvenbeginn	40
~7500-6000 BC		23,20	23,40	3,48	25,10	8	(Wildvang 1936)	Basistorf	41
~7500-6000 BC		23,40	23,55	3,48	25,10	8	(Wildvang 1936)	Basistorf	42
~1175 AD	AD 1070 (1293) 1437	0,81	0,86	2,37	7,90	8	(Barckhausen 1970a,b)	keine Seismik	43
~200 BC	3662 (3093) 2472 BC	1,90	2,10	2,37	7,90	2	(Barckhausen 1970a,b)	keine Seismik	44
~8200-6900 BC		6,70		2,37	7,90	8	(Barckhausen 1970a,b)	Pleistozän	45
	2467 - 1940 BC					8	Archiv NLFb	Cardium aus Spülsaum	46
	AD 990 (1161) 1285					8	Archiv NLFb	Schill	47
	2198 - 1780 BC	0,70		-0,30	2,00	8	Datenbank	Basistorf	48

Nr	TK	TYP	ARNUM	RWERT	HWERT	BREITE	LÄNGE	PUNT	PLABNR	PERG
49	2311	GE	327	3406050	5951305	53,686113	7,577764	rc	HV1892	3640+-65 J.v.h.
50	2311	GE	328	3405880	5951300	53,686577	7,575193	rc	HV1893	3205+-65 J.v.h.
51	2311	GE	365	3407905	5952480	53,696999	7,605488	rc	HV1894	2720+-80 J.v.h.
52	2212	GE	50	3414658	5957800	53,745937	7,706246	pa		Eem f (nach Jessen&Milthers)
53	2212	GE	48	3415338	5956498	53,734352	7,716909	pa		Eem i (nach Jessen&Milthers)
54	2211		B 7	3411250	5953920	53,710513	7,655710	pa		Atlantikum / Pollenzone VIII Overbeck
55	2211		B 7	3411250	5953920	53,710513	7,655710	pa		Atlantikum / Pollenzone VIII Overbeck
56	2211		B 7	3411250	5953920	53,710513	7,655710	pa		Eemf-h (Jessen&Milthers)/IIIB-V (Selle)
57	2211		B 7	3411250	5953920	53,710513	7,655710	pa		Eemf-h (Jessen&Milthers)/IIIB-V (Selle)
58	2211		B 7	3411250	5953920	53,710513	7,655710	pa		Eemf-h (Jessen&Milthers)/IIIB-V (Selle)
59	2211		B 7	3411250	5953920	53,710513	7,655710	pa		Eemf-h (Jessen&Milthers)/IIIB-V (Selle)
60	2211		B 7	3411250	5953920	53,710513	7,655710	pa		Eemf-h (Jessen&Milthers)/IIIB-V (Selle)
61	2210			3398688	5957278	53,738391	7,464406	pa		Atlantikum (Overbeck ?)
62	2210	GE	7	3398963	5956743	53,733639	7,468748	pa		Atlantikum (Overbeck ?)
63	2210	GE	7	3398963	5956743	53,733639	7,468748	pa		Atlantikum (Overbeck ?)
64	2210	GE	7	3398963	5956743	53,733639	7,468748	pa		Atlantikum (Overbeck ?)
65	2210	GE	44	3393963	5953665	53,705000	7,394057	pa		Atlantikum F VII
66	2210	GE	44	3393963	5953665	53,705000	7,394057	pa		Atlantikum F VII
67	2210	GE	44	3393963	5953665	53,705000	7,394057	pa		Atlantikum F VII
68	2210	GE	44	3393963	5953665	53,705000	7,394057	pa		Atlantikum F VII
69	2210	GE	44	3393963	5953665	53,705000	7,394057	pa		Atlantikum F VII
70	2210	GE	44	3393963	5953665	53,705000	7,394057	pa		Atlantikum F VII
71	2210	GE	44	3393963	5953665	53,705000	7,394057	pa		Boreal F V u. F VI
72	2210	GE	44	3393963	5953665	53,705000	7,394057	pa		Boreal F V u. F VI
73	2210	GE	44	3393963	5953665	53,705000	7,394057	pa		Boreal F V u. F VI
74	2210	GE	44	3393963	5953665	53,705000	7,394057	pa		Präboreal F IV
75	2210	GE	44	3393963	5953665	53,705000	7,394057	pa		Präboreal F IV
76	2210	GE	44	3393963	5953665	53,705000	7,394057	pa		Präboreal F IV
77	2211	IG	2	3401285	5955960	53,727050	7,504175	pa		Frühatlantikum (Overbeck ?)
78	2211	GE	39	3401448	5954463	53,713634	7,507120	pa	S/8825	FVII = 2. Hälfte Atlantikum
79	2211	GE	39	3401448	5954463	53,713634	7,507120	pa	S/8826	FVII = 2. Hälfte Atlantikum
80	2211	GE	63	3401195	5953153	53,701818	7,503707	pa	S/8775	FVb = Ende Boreal
81	2211	GE	58	3407395	5953783	53,708614	7,597379	pa	S/8792	F VI o. VII = Atlantikum
82	2211	GE	58	3407395	5953783	53,708614	7,597379	pa	S/8793	F Vb:jüngerer Boreal-frühestes Atlant.
83	2311	GE	174	3404065	5950860	53,681755	7,547863	rc	HV4264	3955+-90
84	2311	GE	176	3404065	5950805	53,681261	7,547880	rc	HV4261	3915+-15
85	2311	GE	176	3404065	5950805	53,681261	7,547880	rc	HV4262	5800+-70 (umgelagert)
86	2311	GE	176	3404065	5950805	53,681261	7,547880	rc	HV4728	4235+-50
87	2311	GE	176	3404065	5950805	53,681261	7,547880	rc	HV4729	4440+-75
88	2311	GE	176	3404065	5950805	53,681261	7,547880	rc	HV4263	5190+-130
89	2311	GE	177	3404070	5950780	53,681038	7,547964	rc	HV4270	4120+-115
90	2311	GE	177	3404070	5950780	53,681038	7,547964	rc	HV4271	4465+-90
91	2311	GE	177	3404070	5950780	53,681038	7,547964	rc	HV4272	6390+-85
92	2311	GE	178	3404070	5950755	53,680813	7,547971	rc	HV4732	6255+-105

pa-absolut	cal AD/BC 2 Sigma	POT	PUT	HÖHE (m NN)	TEUFE (m)	P	Quelle		Nr
	2198 - 1780 BC	0,70		-0,30	2,00	8	Datenbank	Basistorf	49
	3627- 3269 BC	0,50	1,00	-0,50	2,00	8	Datenbank	Basistorf	50
	1044 - 788 BC	0,15	0,25	-1,00	1,10	8	Datenbank	Profilkorrelation	51
		15,85	16,40	-0,91	20,17	8	(Schneekloth 1957)	Pleistozän	52
		15,10	15,55	-1,68	17,05	8	(Schneekloth 1957)	Pleistozän	53
~6900-3700 BC		5,91		-0,90		8	(Benda 1969)	Basistorf	54
~6900-3700 BC		6,25		-0,90		8	(Benda 1969)	Basistorf	55
		6,92		-0,90		8	(Benda 1969)	Pleistozän	56
		7,07		-0,90		8	(Benda 1969)	Pleistozän	57
		7,11		-0,90		8	(Benda 1969)	Pleistozän	58
		7,25		-0,90		8	(Benda 1969)	Pleistozän	59
		7,30		-0,90		8	(Benda 1969)	Pleistozän	60
~7000-4000 BC		9,00	9,25	2,00	13,80	8	(Wildvang 1936)	Basistorf	61
~7000-4000 BC		11,00	11,35	1,00	12,40	8	(Wildvang 1936)	Basistorf	62
~7000-4000 BC		11,35	11,70	1,00	12,40	8	(Wildvang 1936)	Basistorf	63
~7000-4000 BC		11,70	11,90	1,00	12,40	8	(Wildvang 1936)	Basistorf	64
~5500-4000 BC		14,06	14,28	-0,76	18,35	8	(Grohne 1957)	eingeschalteter Torf	65
~5500-4000 BC		14,31	14,44	-0,76	18,35	2	(Grohne 1957)	Daten für Kurvenbeginn	66
~5500-4000 BC		15,51	15,73	-0,76	18,35	2	(Grohne 1957)	Daten für Kurvenbeginn	67
~5500-4000 BC		15,95	16,13	-0,76	18,35	2	(Grohne 1957)	Daten für Kurvenbeginn	68
~5500-4000 BC		16,15		-0,76	18,35	2	(Grohne 1957)	Daten für Kurvenbeginn	69
~5500-4000 BC		16,19		-0,76	18,35	2	(Grohne 1957)	Daten für Kurvenbeginn	70
~8200-5500 BC		16,23		-0,76	18,35	8	(Grohne 1957)	Basistorf	71
~8200-5500 BC		16,28		-0,76	18,35	8	(Grohne 1957)	Basistorf	72
~8200-5500 BC		16,31		-0,76	18,35	8	(Grohne 1957)	Basistorf	73
~9900-8200 BC		16,36		-0,76	18,35	2	(Grohne 1957)	Pleistozän (Brauner Sand)	74
~9900-8200 BC		16,40		-0,76	18,35	2	(Grohne 1957)	Pleistozän (Brauner Sand)	75
~9900-8200 BC		16,44		-0,76	18,35	2	(Grohne 1957)	Pleistozän (Brauner Sand)	76
~7000-6000 BC		18,10	18,20	-0,81	18,20	8	(Wildvang 1936)	Basistorf	77
~4700-4000 BC		13,50		-0,53	17,00	8	(Müller 1957)	Basistorf	78
~4700-4000 BC		13,60		-0,53	17,00	2	(Müller 1957)	Pleistozän (Brauner Sand)	79
~7200-6800 BC		16,30		0,39	18,00	8	(Müller 1957)	Basistorf	80
~7000-4000 BC		5,75	5,85	-1,00	11,60	2	(Müller 1957)	Seismik	81
~7200-6800 BC			8,35	-1,00	11,60	8	(Müller 1957)	Mudde an Basis	82
	2855 (2467) 2153 BC	4,05	4,10	-0,60	6,80	8	Datenbank	Basistorf	83
	2467 (2459) 2343 BC	5,90	5,98	-0,50	9,00	8	Datenbank	Rinnenbereich	84
	4829 - 4462	6,85	6,90	-0,50	9,00	8	Datenbank	umgelagert	85
	2917 (2881) 2644 BC	7,15	7,20	-0,50	9,00	8	Datenbank	Basistorf	86
	3361 - 2897 BC	7,45	7,50	-0,50	9,00	8	Datenbank	Basistorf	87
	4331 (3979) 3702 BC	7,92	7,97	-0,50	9,00	8	Datenbank	Basistorf	88
	2920 - 2349 BC	7,16	7,25	-0,40	11,00	8	Datenbank	Rinnenbereich	89
	3493 - 2895 BC	7,57	7,67	-0,40	11,00	8	Datenbank	Rinnenbereich	90
	5507 - 5147 BC	10,05	10,10	-0,40	11,00	8	Datenbank	Basistorf	91
	5471 - 4860 BC	11,82	11,92	-0,40	13,20	8	Datenbank	Basistorf	92

Nr	TK	TYP	ARNUM	RWERT	HWERT	BREITE	LÄNGE	PUNT	PLABNR	PERG
93	2311	GE	182	3404080	5950655	53,679917	7,548154	rc	HV4267	3895+-45
94	2311	GE	182	3404080	5950655	53,679917	7,548154	rc	HV4268	4635+-60
95	2311	GE	182	3404080	5950655	53,679917	7,548154	rc	HV4269	5830+-60
96	2311	GE	183	3404080	5950605	53,679468	7,548169	rc	HV4730	4805+-45
97	2311	GE	184	3404085	5950555	53,679019	7,548260	rc	HV4731	2945+-55
98	2311	GE	184	3404085	5950555	53,679019	7,548260	rc	HV4266	3825+-85
99	2311	GE	187	3405140	5950095	53,675080	7,564363	rc	HV4182	1865+-100
100	2311	GE	187	3405140	5950095	53,675080	7,564363	rc	HV4183	3030+-75
101	2311	GE	187	3405140	5950095	53,675080	7,564363	rc	HV4184	3835+-45
102	2311	GE	189	3405260	5950130	53,675416	7,566168	rc	HV4180	2085+-65
103	2311	GE	189	3405260	5950130	53,675416	7,566168	rc	HV4181	2885+-65
104	2311	GE	193	3405545	5950165	53,675782	7,570469	rc	HV4185	2070+-140
105	2311	GE	193	3405545	5950165	53,675782	7,570469	rc	HV4186	2775+-85
106	2311	GE	193	3405545	5950165	53,675782	7,570469	rc	HV4187	4055+-90
107	2311	GE	193	3405545	5950165	53,675782	7,570469	rc	HV4188	5825+-85
108	2211	GE	81	3407500	5953770	53,708515	7,598972	rc	HV3393	4090+-90

Tabelle 1: Auflistung aller Datierungen der Bohrungen des NLfB im Arbeitsgebiet. Links und rechts der Tabelle ist jeweils eine Spalte, in der alle Datierungen laufend durchnummeriert wurden, um die Tabelle besser lesbar zu machen („Nr“).

„TK“, „TYP“ und „ARNUM“ (Archivnummer) erlauben zusammen mit den Koordinatenangaben eine eindeutige Identifizierung der jeweiligen Bohrung. Das ist beim Vergleich mit den Originalbohrungsbeschreibungen in den Quellen sehr wichtig, da diese nicht unbedingt mit der gleichen Nummer benannt sind. Die Koordinaten sind sowohl als Gauss-Krüger-Koordinaten („RWERT“ und „HWERT“), als auch als Geographische Koordinaten in Dezimalgrad angegeben („BREITE“ und „LÄNGE“). Die Position der Bohrungen wurde während der Geländearbeit in den 50er und 60er Jahren durch Horizontal-Winkelmessungen mit dem Sextanten ermittelt. Unter „PUNT“ (Probenuntersuchung) ist angegeben, ob es sich um eine Pollen-Datierung (pa) oder eine Radiokohlenstoff-Datierung (rc) handelt. „PLABNR“ steht für Probenlabornummer. Unter „PERG“ (Probenergebnis) sind die sich aus der Pollen-Datierung bzw. Radiokohlenstoff-Datierung ergebenden Alter angegeben, dabei steht bei den Pollendatierungen F für die Pollenzonen nach FIRBAS (1949 u. 52). Für die Pollendatierungen folgt in der darauffolgenden Spalte („pa-absolut“) eine absolute Altersangabe, die in der Abb. 5.6 abgelesen wurde. Bei den vegetationsgeschichtlichen Abschnitten, die WILDVANG (1936) entnommen sind, ist leider unklar, an welchem Schema man sich orientiert hat,

pa-absolut	cal AD/BC 2 Sigma	POT	PUT	HÖHE (m NN)	TEUFE (m)	PM	Quelle		Nr
	2486 - 2204 BC	5,95	6,00	-0,25	9,00	8	Datenbank	Basistorf	93
	3627 - 3123 BC	6,30	6,35	-0,25	9,00	8	Datenbank	Basistorf	94
	4833 - 4538 BC	7,75	8,00	-0,25	9,00	8	Datenbank	Basistorf	95
	3659 - 3385 BC	5,45	5,55	-0,25	6,80	8	Datenbank	Profilkorrelation	96
	1371 - 997 BC	3,65	3,75	-0,20	6,00	8	Datenbank	Profilkorrelation	97
	2548 - 1983 BC	4,60	4,65	-0,20	6,00	8	Datenbank	Basistorf	98
	86 BC (AD 130) 406	1,56	1,66	-0,40	5,00	2	Datenbank	Profilkorrelation	99
	1436 - 1020 BC	2,50	2,60	-0,40	5,00	8	Datenbank	Profilkorrelation	100
	2462 (2289) 2141 BC	3,57	3,63	-0,40	5,00	8	Datenbank	Basistorf	101
	353 (92 BC) AD 57	1,60	1,72	-0,90	6,00	2	Datenbank	Profilkorrelation	102
	1289 (1046) 899 BC	2,40	2,60	-0,90	6,00	8	Datenbank	Profilkorrelation	103
	400 BC - AD 241	2,30	2,55	-0,10	11,80	2	Datenbank	Profilkorrelation	104
	1207 (916) 798 BC	3,18	3,32	-0,10	11,80	8	Datenbank	Profilkorrelation	105
	2881 (2577) 2315 BC	8,00	8,09	-0,10	11,80	8	Datenbank	Basistorf	106
	4901 - 4461 BC	9,60	9,65	-0,10	11,80	8	Datenbank	Basistorf	107
	2889 - 2411 BC	3,73	3,78	-1,30	7,40	8	Datenbank	Seismik	108

da es dazu keine weiteren Angaben in der Originalquelle gibt. Aufgrund des Alters des Originaltextes wurde davon ausgegangen, dass Wildvang sich an die Zonen von Overbeck gehalten hat. Die Alter aus dem Pleistozän, die in Pollenzonen nach JESSEN & MILTHERS (1928) oder nach SELLE (1962) ausgedrückt sind, wurden nicht weiter ausgewertet. Für die ¹⁴C-Alter sind in der Spalte „cal AD/BC“ die jeweils kalibrierten Alter mit der 2 Sigma Fehlerspanne angegeben, sofern ein Mittelwert von dem Kalibrierungsprogramm errechnet wurde, ist dieser in Klammern dargestellt. Es wurde mit Calib rev.4.3 nach STUIVER & REIMER (1993) kalibriert. „POT“ steht für „Pro-benoberteufe“ und „PUT“ für „Probenunterteufe“ jeweils auf die Geländeoberfläche bezogen. Unter „HOEHE“ (m NN) wird die Lage des Bohrpunktes bezogen auf die Höhe (m NN) aufgelistet. Die NN-Höhen wurden über Trockenfall- bzw. Überflutungszeiten und einem Vergleich mit den zeitlich entsprechenden Wasserständen an benachbarten Pegeln sowie deren Lage zu NN errechnet. „TEUFE“ steht für die gesamte Teufe der Bohrungen bezogen auf die Geländeoberfläche. Unter „PM“ ist das jeweilige Probenmaterial aufgelistet. Dabei steht 8 für organische Stoffe und 2 für Lockergestein, also siliziklastisches Material, entsprechend dem Symbolschlüssel Geologie von PREUSS et al. (1975). Unter „Quelle“ ist die Herkunft der Probedaten angegeben. Ein Großteil der Daten ist nur aus der SEPWin Datenbank des NLFb bekannt und daher entsprechend mit „Datenbank“ beschriftet. Im Feld „Bemerkungen“ ist das Probenmaterial näher be-

schrieben und es ist notiert, ob eine Probe aufgrund der Profilkorrelation oder der seismischen Auswertung als für die Meeresspiegelkurve von Bedeutung eingestuft wurde.

Die Alter von GE 42 und 44 und von IG 4 konnten nicht auf ihre Bedeutung überprüft werden. Da es sich aber um die einzigen älteren Daten handelt, die nicht aus den Basistorfen, sondern aus eingeschalteten Torfen und aus klastischem Sediment stammen, wurden sie trotzdem für die Kurve verwendet.

Die Datierungen HV3389, HV3390 und HV3391 (Nr. 44-46) sind nach dem Erläuterungsheft zu Blatt Baltrum und Langeoog (BARCKHAUSEN 1970a u. b) für die Bohrung GE 80 (s. Ergänzungsheft Blatt Baltrum Nr. 2210) eingetragen. Im Ergänzungsheft zu Blatt Langeoog Nr. 2211 hingegen sind in den entsprechenden Teufen der Bohrung GE 84 genau diese Datierungen abgetragen. Aufgrund eines Vergleichs der Kernbeschreibungen der beiden Bohrungen schien es einleuchtend, die genannten Datierungen auf die Bohrung GE 84 zu beziehen.

Für die Datierungen (Nr. 44 u. 45) in der Bohrung GE 84 von Blatt 2210 sind jeweils die ¹⁴C-Datierungen HV1998 und HV1999 und die dendrochronologisch bzw. pollenanalytisch korrigierten Daten eingetragen.

Die Datierungen, die als Datengrundlage für die Meeresspiegelanstiegskurve herangezogen werden, sind grau schattiert.

TABELLE 2:**BERECHNUNG DES VERTIKALEN FEHLERS
DER VERWENDETEN ARCHIVDATEN**

Auf der folgenden Seite sind die Teufen der verwendeten Radiokohlenstoff- und Pollen-Datierungen aus dem Archiv des NLFb aufgelistet.

In der Spalte „**Probenteufen**“ sind die Teufen der für die Datierung entnommenen Probe bezogen auf die Geländeoberfläche aufgelistet. Sie werden in der Spalte „**Teufen NN**“ auf die NN Höhe bezogen. Die Positionsbestimmung der Bohrungen erfolgte durch Horizontal-Winkelmessungen mit dem Sextanten. Die NN-Höhen wurden dann anhand der Trockenfall- oder Überflutungszeiten der Lokationen und einem Vergleich mit den zeitlich entsprechenden Wasserständen an benachbarten Pegeln sowie deren Lage zu NN berechnet (mündl. Mitteilung von H. Streif, NLFb). Der dabei entstandene Fehler wird auf $\pm 0,1$ m geschätzt und in der Spalte „**NN $\pm 0,1$ m**“ zu den NN Teufen der Probenentnahme dazu gerechnet. Der tiefere Wert gibt damit die Untergrenze des Fehlerbalkens für die jeweilige Probe an.

Nach PAUL & BARRAS (1998) liegt die mittlere Teufenkorrektion für Kompaktion bei feinkörnigen Küstensedimenten bei 5-10 % der Mächtigkeit der komprimierbaren Sedimente. Die Berechnungen in der folgenden Tabelle gehen von dem höheren Wert von 10 % aus. In der Spalte „**10 % d. Diff. zur HB**“ wird die Differenz der oberen Probenteufe zur Holozänbasis genommen, um davon 10% zu errechnen. Dieser Werte wird in der Spalte „**obere Teufe dekompaniert**“ auf den oberen Probenteufenwert aufgerechnet, um die Kompaktion herauszurechnen und den jeweils oberen Werte des Fehlerbalkens zu erhalten.

Bohrung	Nr. aus Tab. 1	Probenteufen	Teufen NN	NN +/- 0,1 m	10% d. Diff. zur HB	ob. Teufe dekompaniert
GE 80	5	1,66 - 1,77	2,06 - 2,17	1,96 - 2,27	0,39	1,57
	6	1,90 - 1,99	2,30 - 2,39	2,20 - 2,49	0,37	1,83
	7	3,06 - 3,12	3,46 - 3,52	3,36 - 3,62	0,25	3,11
	8	3,25 - 3,30	3,65 - 3,70	3,55 - 3,73	0,24	3,31
GE 70	14	1,18	2,00	1,90 - 2,10	0,58	1,32
	15	1,38	2,20	2,10 - 2,30	0,56	1,54
B 510	18	1,20 - 1,45	2,30 - 2,55	2,20 - 2,65	0,19	2,01
	19	1,45 - 1,65	2,55 - 2,75	2,45 - 2,85	0,17	2,28
GE 42	20	15,60 - 15,70	15,50 - 15,60	15,40 - 15,70	0,44	14,96
	21	15,75	15,65	15,55 - 15,75	0,43	15,12
	22	15,78	15,68	15,58 - 15,78	0,42	15,16
	23	15,82 - 15,86	15,72 - 15,76	15,62 - 15,86	0,42	15,20
	24	16,30 - 16,44	16,20 - 16,34	16,10 - 16,44	0,37	15,73
	25	16,66	16,56	16,46 - 16,66	0,34	16,12
	26	16,70	16,60	16,50 - 16,70	0,33	16,17
	27	16,73 - 16,75	16,63 - 16,65	16,53 - 16,75	0,33	16,20
	28	16,80	16,70	16,60 - 16,80	0,32	16,28
	29	16,84 - 16,89	16,74 - 16,79	16,64 - 16,89	0,32	16,32
IG 4	34	18,20 - 18,30	14,72 - 14,82	14,62 - 14,92	0,54	14,08
	35	18,30 - 18,40	14,82 - 14,92	14,72 - 15,02	0,53	14,19
	36	18,40 - 18,50	14,92 - 15,02	14,82 - 15,12	0,52	14,30
	37	18,50 - 18,60	15,02 - 15,12	14,92 - 15,22	0,51	14,41
	38	18,60 - 18,70	15,12 - 15,22	15,02 - 15,32	0,50	14,52
	39	18,70 - 18,88	15,22 - 15,30	15,12 - 15,40	0,49	14,63
GE 365	50	0,15 - 0,25	1,15 - 1,25	1,05 - 1,35	0,10	0,95
GE 44	64	14,06 - 14,28	14,82 - 15,04	14,72 - 15,14	0,23	14,49
	65	14,31 - 14,44	15,07 - 15,20	14,97 - 15,30	0,20	14,77
	66	15,51 - 15,73	16,27 - 16,49	16,17 - 16,59	0,08	16,09
	67	15,95 - 16,13	16,71 - 16,89	16,61 - 16,99	0,04	16,57
	68	16,15	16,91	16,81 - 17,01	0,02	16,89
	69	16,19	16,95	16,85 - 17,05	0,02	16,83
GE 58	80	5,75 - 5,85	6,75 - 6,85	6,65 - 6,95	0,29	6,36
GE 181	92	7,95 - 8,10	8,25 - 8,40	8,15 - 8,50	0,25	7,90
GE 183	96	5,45 - 5,55	5,70 - 5,80	5,60 - 5,90	0,11	5,49
GE 184	97	3,65 - 3,75	3,85 - 3,95	3,75 - 4,05	0,22	3,53
GE 187	99	1,56 - 1,66	1,96 - 2,06	1,86 - 2,16	0,26	1,60
GE 187	100	2,50 - 2,60	2,90 - 2,00	2,80 - 3,10	0,17	2,63
GE 189	102	1,60 - 1,72	2,50 - 2,62	2,40 - 2,72	0,38	2,02
GE 189	103	2,40 - 2,60	3,30 - 3,50	3,20 - 3,60	0,30	2,90
GE 193	104	2,30 - 2,55	2,40 - 2,65	2,30 - 2,75	0,89	1,41
GE 193	105	3,18 - 3,32	3,28 - 3,42	3,18 - 3,52	0,80	2,38

TABELLE 3:

**BERECHNUNG DES VERTIKALEN FEHLERS
DER OSL- UND AMS-DATIERUNGEN**

Im Folgenden sind die Teufen der Lumineszenz- und AMS-Datierungen aus den Bohrungen BLB 2, 4 und 5 aufgelistet.

In der Spalte „**Probenteufen**“ sind die Teufen der für die Datierung entnommenen Probe bezogen auf die Geländeoberfläche aufgelistet. Sie werden in der Spalte „**Teufen NN**“ auf die NN Höhe bezogen. Die NN-Höhen wurden mit Hilfe eines Streckennivellements eingemessen. Als Referenz wurde der Nivellementpunkt Nr. 27 in Ostbense, Haus 37, Gasthof zum Nordstern, gewählt. Nach SHENNAN (1986) ist bei einem lokalen Vergleich die Ungenauigkeit solcher Punkte mit $\pm 0,01$ m anzunehmen. Dieser Wert wird in der Spalte „**NN $\pm 0,01$ m**“ zu den NN Teufen der Probenentnahme dazu gerechnet. Der tiefere Wert gibt damit die Untergrenze des Fehlerbalkens für die jeweilige Probe an.

Nach PAUL & BARRAS (1998) liegt die mittlere Teufenkorrektion für Kompaktion bei feinkörnigen Küstensedimenten bei 5-10 % der Mächtigkeit der komprimierbaren Sedimente. Die Berechnungen in der folgenden Tabelle gehen von dem höheren Wert von 10 %. In der Spalte „**10 % d. Diff. zur HB**“ wird die Differenz der Oberen Probenteufe zur Holozänbasis genommen, um davon 10% zu errechnen. Dieser Werte wird in der Spalte „**obere Teufe dekomprimiert**“ auf den oberen Probenteufenwert aufgerechnet, um die Kompaktion herauszurechnen und den jeweils oberen Werte des Fehlerbalkens zu erhalten.

Bohrung	Proben-Nr.	Probenteufen	Teufen NN	NN +/- 0,01 m	10% d. Diff. zur HB	ob. Teufe dekomprimiert
BLB 2	LV 01	0,70 - 0,88	0,60 - 0,42 ü NN	0,61 - 0,41 ü NN	0,24	0,96 ü NN
BLB 2	LV 02	1,35 - 1,70	0,05 - 0,40	0,04 - 0,41	0,17	0,13 ü NN
BLB 2	LV 03	1,78 - 1,88	0,48 - 0,58	0,47 - 0,59	0,13	0,34
BLB 2	LV 04	1,88 - 2,02	0,58 - 0,72	0,57 - 0,73	0,12	0,45
BLB 2	AMS 1	2,20 - 2,23	0,90 - 0,93	0,89 - 0,94	0,09	0,80
BLB 2	AMS 2	2,47 - 2,50	1,17 - 1,20	1,16 - 1,21	0,06	1,10
BLB 2	AMS 3	2,68 - 2,71	1,38 - 1,41	1,37 - 1,42	0,04	1,33
BLB 5	LV 08	0,78 - 0,95	0,52 - 0,35 ü NN	0,53 - 0,34 ü NN	0,32	0,85 ü NN
BLB 5	LV 09	1,77 - 1,95	0,47 - 0,65	0,46 - 0,66	0,22	0,24
BLB 5	LV 10	2,62 - 2,79	1,32 - 1,49	1,31 - 1,50	0,14	1,17
BLB 5	AMS 4	3,90 - 3,94	2,60 - 2,64	2,59 - 2,65	0,01	2,58
BLB 4	LV 06	0,50 - 0,63	0,50 - 0,63	0,49 - 0,64	0,08	0,41
BLB 4	LV 07	1,30 - 1,40	1,30 - 1,40	1,29 - 1,41	0,01	1,28

PERSÖNLICHE DANKSAGUNG

Danke Heidi B., für Deine Unterstützung, Dein Vertrauen und Deine Geduld!

Ich danke Herwald, der mir die richtige Einstellung mit auf den Weg gegeben hat.

Danke an Herwald und Elke, die wahrscheinlich eher unbewusst dazu beigetragen haben, dass ich mich für das Fach Geologie entschieden habe, und Elke Nickel, die uns in ihrer Rede bei der Absolventenfeier vor Augen geführt hat, was für ein großartiges Fach wir studiert haben.

Ein besonderer Dank geht an Andreas Schäfer, der mir die Chance zu dieser Arbeit gegeben hat, wodurch ich an der Küste gelandet bin, wo ich schon immer hinwollte, und der mich außerdem ins richtige Zimmer gesetzt hat.

Gisela und Frank, ohne Euch hätte es mich wahrscheinlich nicht wieder nach Wilhelmshaven gezogen. Frank und Marion, danke für die Anlaufstelle in schlechten Phasen.

Dank an Matze „Stoffels“, Frank, Klaus, Kerstin, Sébastien, Thorsten, Wolfram, Christian, Julia Dany und Ruth für die Zeit auf dem „Doktorandengang“ und im Insitut in Bonn und Dank an Steffen und meine Abteilung in WHV für die gute Zeit zwischen der Doktorarbeit: „Ich bin stolz, ein Küstenforscher zu sein! NihK Olé!“

Ich danke Micha, Christoph, Katrin und Dirk für die grandiose Zeit in der Beethovenstrasse, dabei Katrin insbesondere, die nicht nur in hysterischen Phasen Telefondienst tat.

Barbara, Du hast es als Deine Pflicht angesehen, mich zu unterstützen und das ist Dir gelungen. Motivationsschübe zum richtigen Zeitpunkt sind wahrscheinlich das Wichtigste zum Durchhalten einer Doktorarbeit.

Danke Fritz, für eine (Haar-)Spitzen-Geländeaktion.

An die Damen-Tennismannschaft vom TC Alfter: Ihr ward eine Konstante in recht unruhigen Zeiten und habt gewisse verwirrte Anwandlungen immer geduldig ertragen!

Dank an Jens, die „Bami´s“ und meine Mädels vom WTHC, die meine Zeit in WHV bereichern haben.

Ich danke meinen Freunden. Anke, Christian, ich danke für Eure Freundschaft trotz der Entfernung. Tina, Du warst übrigens mein heimliches Vorbild! Ea und Nina, ich freue mich schon, mit Euch zum Bäcker zu gehen...

Wolfram, ich danke Dir für´s Zuhören, für Dein Vertrauen und einfach für´s „Da-Sein“.