

# Die geologische Entwicklung von Nord- und Ostsee

Klaus Schwarzer<sup>1</sup>, Klaus Ricklefs<sup>2</sup>, Arne Lohrberg<sup>3</sup> und Jennifer Valerius<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Christian-Albrechts-Universität Kiel, Küstengeologie und Sedimentologie,

[klaus.schwarzer@ifg.uni-kiel.de](mailto:klaus.schwarzer@ifg.uni-kiel.de)

<sup>2</sup> Christian-Albrechts-Universität Kiel, Forschungs- und Technologiezentrum Westküste in Büsum,

<sup>3</sup> Christian-Albrechts-Universität Kiel, Institut für Geowissenschaften, Arbeitsgruppe Marine

Geophysik und Hydroakustik

<sup>4</sup> Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, Hamburg

## Zusammenfassung

Nord- und Ostsee liegen räumlich eng beieinander. Sie sind nur durch die lediglich 60–80 km breite, aus quartären Sedimenten bestehende jütische Halbinsel voneinander getrennt. Gleichwohl verlief die Entwicklung beider Meere in der älteren und jüngeren geologischen Vergangenheit sehr unterschiedlich. Dies dokumentiert sich z. B. darin, dass in der Nordsee wirtschaftlich nutzbare Kohlenwasserstofflagerstätten weit verbreitet sind, während solche in der Ostsee nach derzeitigem Kenntnisstand so gut wie nicht vorkommen. Die unterschiedliche geologische Entwicklung prägt auch heute noch die Ablagerungsbedingungen in beiden Meeresbecken sowie die Dynamik ihrer Küsten. Während die Nordsee nicht unmittelbar durch das Eis des letzten Glazials beeinflusst wurde, war der gesamte Ostseeraum von Eismassen bedeckt und es kam zu intensiven glazialen Erosions- und Ablagerungsprozessen. Durch die offene Verbindung zum Atlantik verlief der nacheiszeitliche Meeresspiegelanstieg im Nordseeraum zudem recht kontinuierlich und vergleichbar mit dem des übrigen Weltmeers. Im Ostseeraum, der stark durch isostatische Ausgleichsbewegungen geprägt ist, gab es demgegenüber in den vergangenen 12.000 Jahren vier Phasen, in denen sich brackische mit limnischen Bedingungen abwechselten und der Meeresspiegel mehrfach und teilweise in kürzester Zeit um 10er Meter gestiegen und wieder gefallen ist. Das spiegelt sich auch in den Meeresbodensedimenten wider. Zudem sind in einigen Regionen die neotektonischen Bewegungen immer noch prägend für die Küstenentwicklung.

## Schlagwörter

Geologie, Nordsee, Ostsee, Küstenentwicklung, Meeresspiegelentwicklung

## Summary

*The North- and the Baltic Sea are geographically close, only separated by the 60–80 km wide Jutland Peninsula, which is built up of quaternary deposits. Nevertheless, these two oceans underwent different geological evolution in the ancient and younger geological history. This is documented e.g. by the amount of widely distributed and economically recoverable hydrocarbon deposits in the North Sea while those reservoirs rarely occur in the Baltic Sea. The different geological development still today determines the conditions for sediment deposition and coastal development. While the North Sea was not directly influenced by*

*ice during the last glaciation, the whole area of the present-day Baltic Sea and its surrounding was completely covered by ice during the last glacial and intensively shaped by erosional and depositional processes. Due to its open connection to the North Atlantic, the post glacial sea level rise in the North Sea happened mostly continuously and comparable to global conditions. On the other hand, four different phases of alternating limnic and brackish conditions characterize the evolution of the Baltic Sea within the last 12.000 years, an area that is still strongly influenced by postglacial isostatic uplift conditions. The water level was rising and falling in the range of up to tens of meters, partly only during a few years period, which is mirrored in the sea bottom deposits. In some areas, the postglacial tectonic movements are still influencing the coastal development.*

## **Keywords**

*Geology, Baltic Sea, North Sea, coastal evolution, sea level development*

## **1 Einleitung**

Einführend sei angemerkt, dass sich dieser Beitrag an eine Leserschaft aus Fachdisziplinen auch außerhalb der Geowissenschaften richtet, deren Betätigungsfelder im Bereich von Nord- und Ostsee liegen. Nicht zuletzt aus Platzgründen werden daher einige der hier dargelegten geowissenschaftlichen Sachverhalte nur recht kurz und etwas vereinfachend dargestellt. Die 2008 in englischer Sprache erschienene Fassung dieses Beitrages (Schwarzer et al. 2008) ist aufgrund der Vielzahl an Neuerscheinungen wissenschaftlicher Artikel zu dieser Thematik umfassend überarbeitet und erweitert worden.

Die Entwicklung von Küsten in Raum und Zeit und die an ihnen ablaufenden Prozesse hängen neben den hydrologischen Einwirkungen von Wasserstand, Wellen und Strömungen auch von dem geologischen und sedimentologischen Aufbau des jeweiligen Meeresbeckens ab. Tektonische Strukturen im Untergrund oder Senkungs- und Hebungstendenzen können prägend für die Exposition einer Küste, ihre räumliche Ausrichtung und auch das Überflutungsgeschehen sein. Das Gestein selbst, die Mächtigkeit von Sedimentpaketen, ihre Textur und die mineralogische Zusammensetzung kontrollieren maßgeblich den Erosionswiderstand und damit auch die Stabilität einer aus Festgestein aufgebauten Küste. Dem gegenüber spielen für die aus Lockermaterial aufgebauten Küsten, wie Barriereinseln mit aufgesetzten Dünen, Steilufer aus den Ablagerungen der letzten Vereisungen oder Küsten vor Niederungen im Festlandsbereich mit ihren Strandwällen und Sandhaken der geologische Untergrund und die Sedimentverfügbarkeit eine wesentliche Rolle für ihre Stabilität und Entwicklung.

Nord- und Ostsee liegen im Bereich der deutschen und dänischen Küsten geographisch dicht beieinander. Sie sind lediglich von der sich über ca. 450 km N-S erstreckenden und ca. 60–80 km breiten jütischen Halbinsel getrennt, die nahezu vollständig aus jungen eiszeitlichen und nacheiszeitlichen Ablagerungen besteht. Weiter nördlich trennen das breite schwedische und norwegische, vielfach aus Festgestein aufgebaute, Festland Nord- und Ostsee. Da beide Meeresgebiete aber seit dem Erdaltertum (Paläozoikum) eine teilweise unterschiedliche Entwicklung durchlaufen haben, werden sie hier getrennt voneinander behandelt. Die nachfolgend genannten Altersangaben für die jüngste und noch andauernde geologische Epoche des Holozäns (Nacheiszeit) sind auf das Jahr 2000 unserer Zeitrechnung bezogen (kalibriertes 14-C-Alter, Stuiver et al. 2017).

## 2 Die Nordsee

Die Nordsee ist ein flaches Schelfmeer, das im Westen von der britischen Insel begrenzt wird, im Süden und Südosten vom europäischen Festland und im Osten von der Westküste Skandinaviens. Nach Nordwesten ist sie trichterförmig zum Nordatlantik geöffnet; die Verbindung zum Atlantik nach Süden erfolgt durch den schmalen Ärmelkanal. Die Nord-Süd Erstreckung der Nordsee beträgt ca. 900 km, ihre Breite von Ost nach West misst bis zu 500 km, womit sie insgesamt eine Fläche von ca. 570.000 km<sup>2</sup> überdeckt. Sie weist eine mittlere Wassertiefe von 94 m auf, wobei der gesamte südliche Bereich flacher als 50 m ist. Von Süd nach Nord ist der Meeresboden leicht nach Norden geneigt, erreicht an der Schelfkante zum Nordatlantik eine Tiefe von 200 m und in der norwegischen Rinne zwischen dem Skagerrak und der norwegischen Küste mit 700 m ihren tiefsten Bereich. Über den Skagerrak und das Kattegat sind Nord- und Ostsee miteinander verbunden

Der rezente Meeresboden von der nordfranzösischen über die belgische, niederländische und deutsche Küste bis vor die dänische Küste besteht hier überwiegend aus jungen pleistozänen und holozänen Ablagerungen und weist mit Ausnahme des SE - NW gerichteten Elbe-Urstromtales nur wenig morphologische Struktur auf (Zeiler et al. 2008).

### 2.1 Die Entwicklung vom Erdaltertum (Paläozoikum) bis zur älteren Erdneuzeit (Paläogen)

Das Gebiet der Nordsee ist ein Raum, der durch eine selbst auf geologischen Zeitskalen lange Absenkung der Erdkruste gekennzeichnet ist. Die Nordseesenke schließt sich dabei nach Norden hin an die sogenannte Mitteleuropäische Senke an. Die Umrahmung bilden die tektonischen Großformen des Fennoskandischen Kratons im Osten, die der Britisch-Skandinavischen Kaledoniden im Nordwesten bzw. Nordosten und im Süden die des London-Brabanter-Massivs bzw. der nördliche Außenrand der mitteleuropäischen Varisziden (Walter 2007). Basis für die im Devon (etwa 400 Mio. Jahre vor heute (im weiteren Text als J. v. h. bezeichnet) s. Tabelle 1) einsetzende Sedimentabfolge in diesem Becken bilden Gesteine, die im Zuge der kaledonischen Gebirgsbildung, die etwa zum Ende der geologischen Periode des Silurs (etwa 410 Mio. J. v. h., s. Tabelle 1) abgeschlossen war, durch Kompressionsvorgänge teils metamorph verfestigt wurden. Heute liegt diese Basis in Tiefen von 8–10 km. Im Karbon, dem Kohleerdzeitalter, war das Nordseebecken, damals noch am Äquator gelegen, als flache Senke ausgebildet. In ihr wurden im Wechsel Sedimente eines flachen Meeres oder solche eines entweder wenig oberhalb oder aber wenig unterhalb des Meeresspiegels gelegenen Küstenraumes abgelagert. Zu den Sedimenten dieses Küstenraumes gehören auch jene Sumpfablagerungen, aus denen sich später die Kohleflöze des Ruhrgebietes bildeten bzw. jene, die nördlich davon im tiefer gelegenen Nordseebecken das Muttergestein für die dortigen Erdgaslager darstellen. Gegen Ende des Karbons (250 Mio. J. v. h.) war die variszische Gebirgsbildungsphase als Folge der Kollision eines nördlichen plattentektonischen Komplexes (Laurentia) mit dem großen Südkontinent Gondwana und einer weiteren, deutlich kleineren Kontinentalplatte abgeschlossen. Es war der Superkontinent Pangaea entstanden, der alle Festlandsmassen der Erde vereinigte.

Im Bereich der Nordsee- und der mitteleuropäischen Senke lagerte sich der Verwitterungsschutt der durch die Plattenkollision empor gehobenen Gebirge vielfach als festländischer, roter Sandstein ab. Diese Sandsteine, oft waren es Dünenande, sind heute wichtige Speichergesteine für Erdgas. Das Rotliegend (unteres Perm) war zudem eine Phase von intensivem Vulkanismus als Folge von Extensionsbewegungen, die als erste Anzeichen für den einsetzenden Zerfall des Superkontinents Pangaea angesehen werden können. Diese Dehnungsbewegungen führten zur weiteren Herausbildung von sog. Horst- und Graben-Strukturen, die teilweise schon während der Karbonzeit angelegt wurden und die heute so prägend für das Nordseebecken sind (Viking Graben, Zentralgraben, siehe Abbildung 1). Im oberen Perm, dem Zechstein, wurde das Ablagerungsbecken periodisch von Nordwesten her überflutet. Diese auf tektonischen Aktivitäten basierenden zyklischen Transgressionen und Regressionen bei gleichzeitig hoher Evaporation führten zur Ablagerung von siliziklastischem Material, Karbonaten und vor allem Salzablagerungen, von denen Letztere bis zu 1.200 m mächtig sein können (Richter-Bernburg 1972). Ihre größte Mächtigkeiten erreichen sie im südwestlichen Teil der Nordsee (Abbildung 2).

Tabelle 1: Geologische Zeitskala. \*Ma = Abkürzung für megaannum (10<sup>6</sup> Jahre). Anmerkung: Das Tertiär ist aus der internationalen stratigraphischen Tabelle eliminiert worden. Das heutige Paläogen und das ältere Neogen bildeten das Tertiär (Cohen und Gibbard 2020, Cohen et al. 2020, verändert).

Geologische Zeitskala					
Äon	Ära	Periode	Epoche	Ma*	
Phanerozoikum	Känozoikum	Quartär	Holozän	0.0117	
			Pleistozän	2.58	
		Neogen	Pliozän	5.3	
			Miozän	23.0	
		Paläogen	Oligozän	33.9	
			Eozän	55.8	
	Paläozän		65.5		
	Mesozoikum		Kreide		145.5
		Jura		199.6	
		Trias		251.0	
		Paläozoikum	Perm	299.0	
			Karbon		318.1
					359.2
			Devon	416.0	
Silur			443.7		
Ordovizium	488.3				
Präkambrium	Proterozoikum	Kambrium	542.0		
		Archaikum	nicht definiert		

Das Mesozoikum (251–65.5 Mio. J. v. h.; Tabelle 1) ist geprägt durch den Wechsel flach mariner mit terrestrischen Bedingungen und einer starken tektonischen Aktivität, die im Zusammenhang mit der frühen Öffnungsphase des Atlantiks zu sehen ist. Dieses sog. Rifting schloss auch das Nordseebecken mit ein, wodurch die Bildung von abgesunkenen Gräben und Horsten (stehengebliebene oder emporgepresste Einheiten) weiter intensiviert wurde. Gegen Ende der Trias war die Sedimentauflage über den Salzablagerungen so mächtig, dass durch Thermomobilisation das gegenüber dem umgebenden Gestein leichtere Salz in Bewegung geriet (Halokinese); es begann aufzusteigen. Der weitere Salzaufstieg führte im nachfolgenden Jura zu einer Becken- und Schwellenstruktur. In den „Jura Trögen“ herrschten teilweise anoxische Bedingungen, was den Abbau organischer Substanz, überwiegend abgestorbenes Plankton, verhinderte. Vor ungefähr 140 Mio. J. v. h., zu Beginn der Kreidezeit, setzen sich in den damals tiefsten Abschnitten des Nordseebeckens (z. B. Vikinggraben und Zentralgraben, Abbildung 1) mächtige Schichten des organikreichen sog. Kimmeridge-Tones ab. Zusammen mit den älteren Tonen aus dem unteren Jura bilden sie die wichtigsten „Muttergesteine“ für die Erdöllagerstätten der Nordsee.

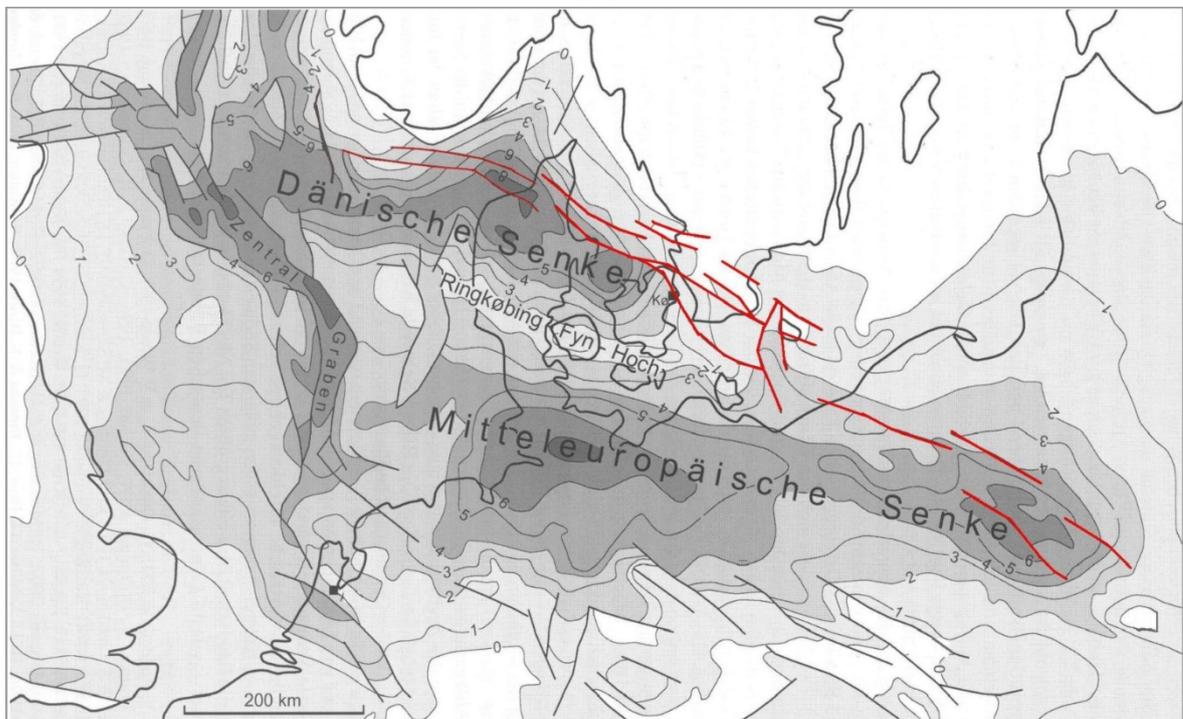


Abbildung 1: Mächtigkeit (in Kilometer) der seit dem mittleren Perm abgelagerten Sedimente in der mitteleuropäischen und dänischen Senke. Die rote Linie markiert die mehr als 2.000 km lange „Sorgenfrei-Tornquist-Teisseyre-Zone“ (Ziegler 1990, modifiziert).

Für die Ausbildung von Kohlenwasserstofflagerstätten spielen die im Untergrund der Nordsee durch die Auflast der überlagernden Gesteine aufgestiegenen Salzablagerungen (Abbildung 2) sowie tektonische Bruchstrukturen eine wichtige Rolle. So können sich z. B. in porösen Gesteinen, die an den Flanken von steil aufgestiegenen Salzstrukturen verstellt sind, sogenannte Fallen für Öl oder Gas bilden. In diese „Fallen“ migrieren dann die Kohlenwasserstoffe aus den tieferliegenden Muttergesteinen und werden dort beim Vorhandensein von undurchlässigen Deckschichten festgehalten. Ein gutes Beispiel für eine solche Lagerstätte ist das größte deutsche offshore Ölfeld Mittelplate vor der Küste

Dithmarschens. Das Öl wird hier an der Flanke des Büsumer Salzstocks aus porösen Sandsteinschichten des mittleren Jura gefördert, die in Tiefen von 2.000–3.000 m liegen. Die mesozoische Schichtenfolge findet ihren Abschluss in weit verbreiteten und teilweise mächtigen Kreideablagerungen, wie sie heute an den Steilküsten von Dover und Calais aufgeschlossen sind.

Im Untergrund der Nordsee kommen neben Salzkissen und Salzstöcken auch bis zu 100 km lange Salzmauern vor, die von Holland über Norddeutschland bis hinein in den südwestlichen Bereich der Ostsee verbreitet sind (Abbildung 2). Sie steigen nahezu vertikal aus bis zu 8.000 m Tiefe bis an die Oberfläche auf (Ziegler 1990). Ihr Aufstieg hält bis heute an (Lehné und Sirocko 2010). Die Insel Helgoland in der Nordsee ist ein gutes Beispiel für den Salzaufstieg (Schmidt-Thomé 1987). Hier wurden Buntsandsteinschichten aus der Trias bis weit über den heutigen Meeresspiegel angehoben.

Technisch betrachtet kommt den Salzstrukturen eine weitere Bedeutung zu. Aufgrund der Undurchlässigkeit des Salzes können in ihnen Kavernen ausgelaugt werden, die als Zwischenlager für Öl, Gas oder CO<sub>2</sub> nutzbar sind.

Im älteren Paläogen (65,5–23 Mio. J. v. h.) bewirkte die alpidische Gebirgsbildung ein starkes Absinken der Nordseegräben. Zur Ablagerung kamen dabei Tiefwassersande (ausgelöst durch Turbidite), welche zu den wichtigsten Erdöl-/Erdgasspeichergesteinen der zentralen und nördlichen Nordsee gehören. Im mittleren Paläogen nahm das Nordseebecken seine heutige flachschüsselförmige Gestalt an, in der in der Folgezeit flachmarine, siliziklastische Ablagerungen eingetragen wurden. Insgesamt kann im mittleren Beckenteil die Mächtigkeit der paläogenen Ablagerungen mehr als 3.000 m betragen.

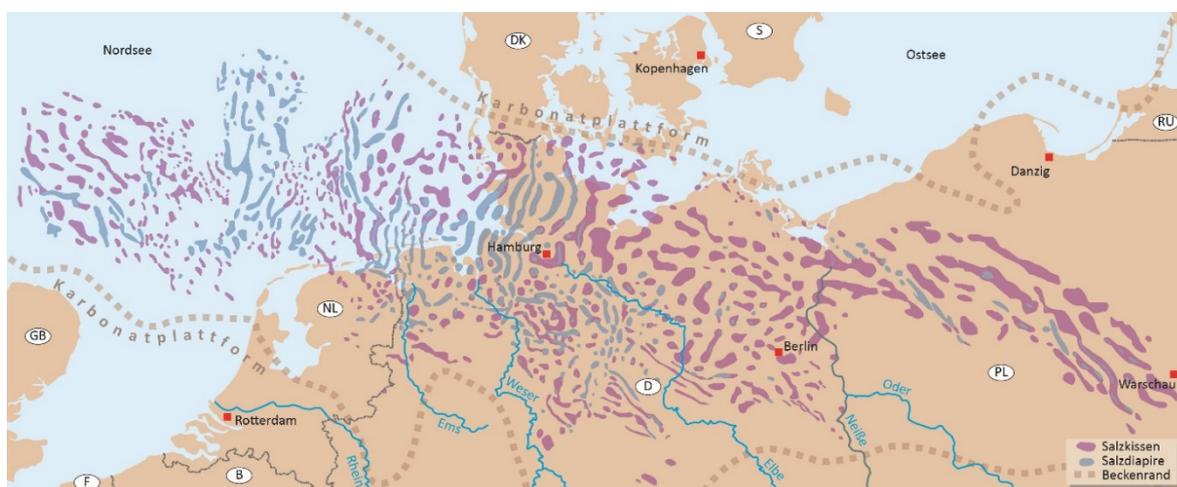


Abbildung 2: Salzkissen- und Salzdiapirstrukturen im Untergrund der Nordsee sowie des Norddeutschen und Polnischen Beckens. Die größten Salzmächtigkeiten finden sich unter der Nordsee und Schleswig-Holstein. Salzdiapire sind dort zu Salzmauern verbunden. (Nach Lokhorst 1998, Pharaoh et al. 2010, aus: Meschede 2018).

## 2.2 Das Neogen

Zu Beginn des Neogens (23 Mio. J. v. h.) war das Klima noch subtropisch, kühlte aber ab ca. 5,3 Mio. J. v. h. langsam ab (Abbildung 3), so dass es in der Folge zu erster Eisbildung an den Polkappen kam. Ablagerungen dieser Phase sind im Nordseebereich terrestrisch/fluvial mit einem Übergang zu deltatischen Abfolgen (Overeem et al. 2001), in die gelegentlich Kohleflöze eingeschaltet sind. Einen Aufschluss solcher Ablagerungen zeigt das

Morsum-Kliff auf Sylt. Hier ist ein über 7–8 Mio. Jahre andauerndes, kontinuierliches Sedimentationsgeschehen miozän/pliozänen Alters von dem voll marinen Milieu am seewärtigsten Bereich eines Deltakomplexes über den Deltahang und ästuarine Bedingungen in der Flussmündung bis hinein in ein Flusssystem aufgeschlossen (Schwarzer 1984).

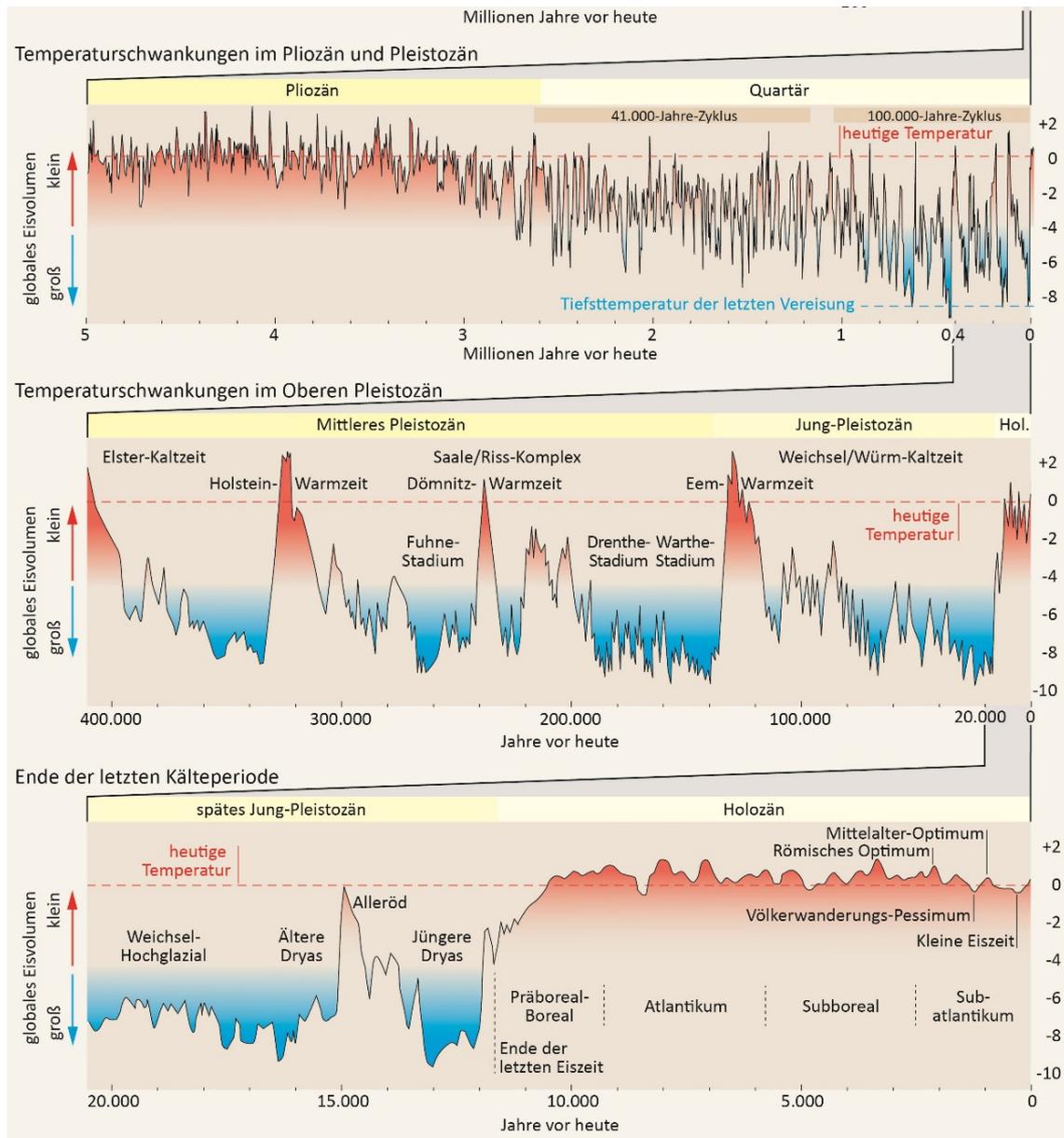


Abbildung 3: Temperaturschwankungen und Vereisungsphasen abgeleitet aus Sauerstoffisotopendaten ( $\delta^{18}\text{O}$ ) in Fossilien und Messungen in Eisbohrkernen über verschiedene Zeiträume hinweg (Zusammengestellt, verändert und ergänzt nach Veizer et al. 1999, Petit et al. 1999, Alley 2000, Liesiki und Raymo 2005; aus Meschede 2018).

Im heutigen Küsten- und Schelfbereich der Nordsee finden sich unter einer nur gering mächtigen Schicht jüngerer Sedimente diese sandigen Ablagerungen miozänen Alters ebenso wie pliozäne/frühpleistozäne fluviatile und deltatische Sedimente des ehemaligen „Eridanos-Flusses“ (Abbildung 4, Overeem et al. 2001). Der aus dieser Phase stammende, als fluviatile Sediment abgelagerte Kaolinsand wird heute ca. 7 km westlich der Insel Sylt aus Wassertiefen unterhalb -14 m NHN abgebaut, um ihn im Küstenbereich für Strandvor- und -aufspülungen zu nutzen.

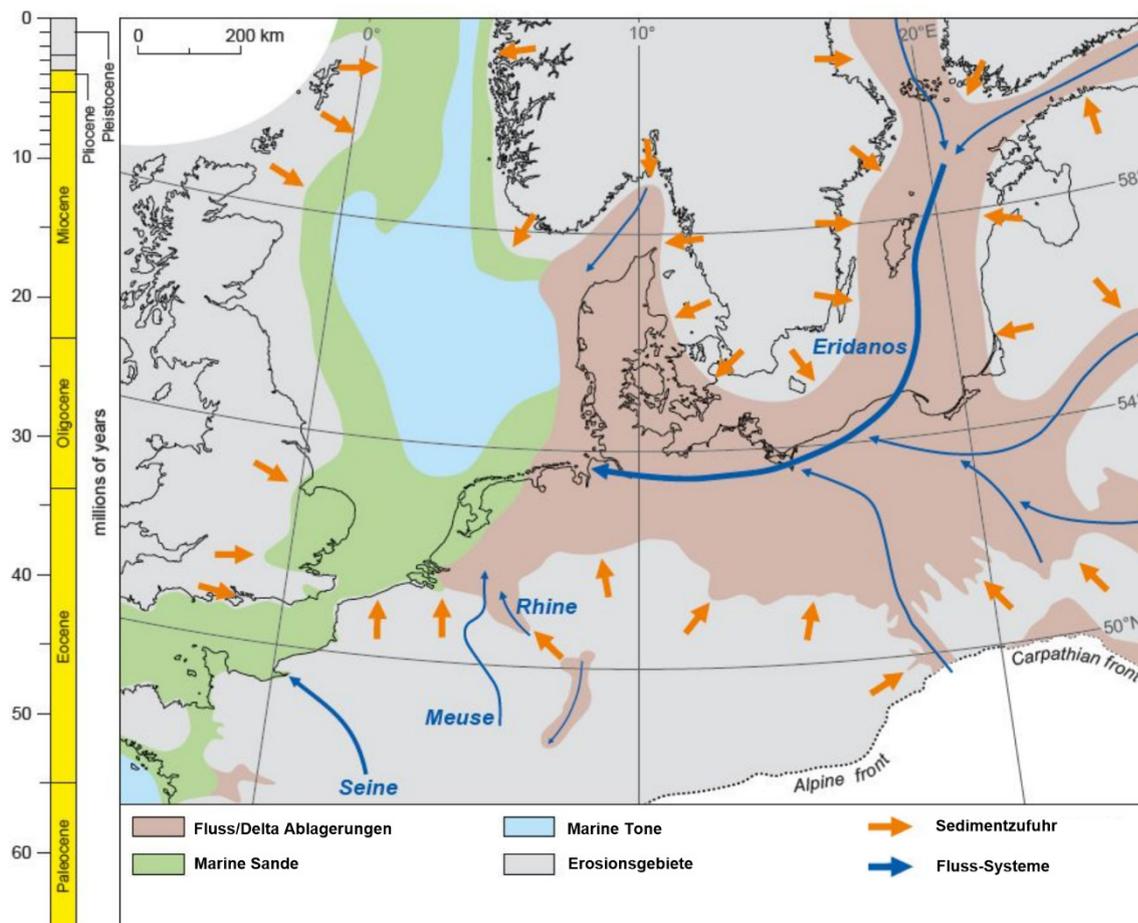


Abbildung 4: Paläogeographie des Nordseebeckens im frühen Pliozän. Sedimente aus dem nördlichen und östlichen Ostseeraum werden vom Eridanos-Fluss von Osten in das Nordseebecken geschüttet (Abbildung aus: Gibbard et al. 2016).

### 2.2.1 Die Entwicklung der Nordsee im Pleistozän

Das nachfolgende Pleistozän (Eiszeitalter) ist durch mehrere, starke klimatische Wechsel geprägt (Abbildung 3). Die von Skandinavien und dem britisch/schottischen Hochland ausgehenden und in das Nordseebecken vorstoßenden Inlandeismassen (Abbildung 5) hinterließen nach dem Elster- (400.000 bis 320.000 J. v. h.) und Saale-Glazial (300.000 bis 126.000 J. v. h.) gerichtete, gut unterscheidbare Spuren in Form von Endmoränen (Streif 2002, Zeiler et al. 2008), Stauchkomplexen (Winsmann et al. 2020) und tiefe Rinnen im Nordseebecken, die im Verlauf der Elster Vereisung bis zu 400 m tief eingeschnitten wurden (Abbildung 6) (Lutz et al. 2009, Coughlan et al. 2018, Lohberg et al. 2020). Winsmann et al. (2020) zeigen, dass es evtl. schon prä-elsterzeitliche Eisvorstöße bis in das Nordseebecken gegeben hat. Einhergehend mit den Eisvorstößen kam es zu ausgeprägten Meeresspiegelschwankungen (s. Abbildung 7, Streif 2004) mit entsprechend stark unterschiedlichen Ablagerungsbedingungen.

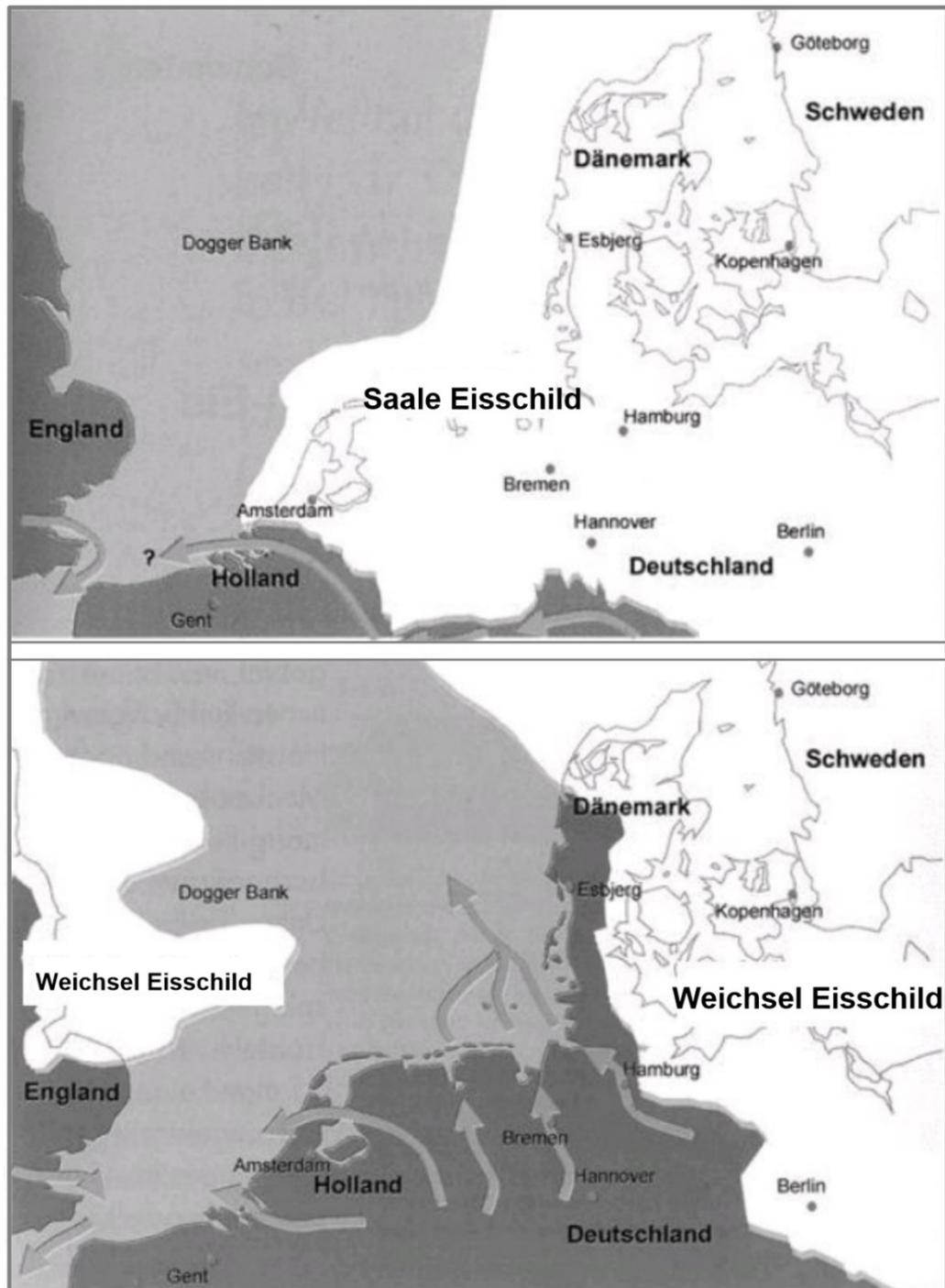


Abbildung 5: Maximale Ausdehnung der Inlandseisschilde in Mitteleuropa im Land- und Seebereich während der Saale- und Weichselvereisung. Die Unterläufe von Ems, Weser und Elbe bildeten einen gemeinsamen Abfluss durch die Nordsee in den Nordatlantik (Berner und Streif 2000, modifiziert).

An der Meeresbodenoberfläche vorkommende Relikte der saaleeiszeitlichen Vereisung finden sich heute z. B. in den Hochlagen „Borkum Riffgrund“, „Sylter Außenriff“, „Amrum Bank“ oder „Horns Rev“ (Dänemark). Auch die Anlage einer Vertiefung (Urstromtal), in der heute die Weser fließt, sowie die Ausbildung des Elbe-Urstromtales im heutigen Nordseebereich (Figge 1980) gehen auf diese Zeit zurück. Den einzelnen Glazialen mit stark abgesunkenen Meeresspiegeln folgten gegenüber den Kaltzeiten zeitlich wesentliche kürzere (etwa 15.000 Jahre, s. Abbildung 3) Interglaziale (Warmzeiten)

mit Meeresspiegelständen, die teilweise etwas höher waren, als die heutigen. Das Klima war sowohl im Holstein- als auch im Eem Interglazial gegenüber heute etwas wärmer (Abbildung 3) und die Küstenlinie des „Holstein Meeres“ zeigt bereits annähernd die Umrisse der heutigen Nordsee (Streif 2004).

Der Meeresspiegel des „Eem Meeres“ lag ca. 4–6 m höher als heute (Dutton und Lambeck 2012) und Nord- und Ostsee waren im Bereich des heutigen Schleswig-Holsteins miteinander verbunden (Kosack und Lange 1986, Winn und Erlenkeuser 1998). In den Küstengebieten kam es zur Ablagerung typischer, marin brackischer Sedimente, die vor der jütischen Halbinsel und vor Nordfriesland lokal in Tiefen von -20 m bis -35 m NHN auftreten (Konradi et al. 2005). Mit Ausnahme einiger tief in das Hinterland einschneidender Buchten, wie z. B. der „Nordfriesischen Rinne“ im Westen Schleswig-Holsteins (Temmler 1995), verlief die Küstenlinie des Eem-Meeres ähnlich ihrer heutigen Position (Streif 2004).

Während des jüngsten Glazials, der Weichseiszeit (117.000–11.700 J. v. h., Walker et al. 2009) drangen die Eismassen von Skandinavien ausgehend etwa bis zur Mitte Schleswig-Holsteins vor, gelangten somit nicht bis in die Deutsche Bucht (Berner und Streif 2000, s. Abbildung 5). Der Südosten Dänemarks wurde erstmals ca. 55.000–50.000 J. v. h. vom Eis erreicht. Zur Zeit der maximalen Eisausdehnung, dem sog. „Last Glacial Maximum (LGM)“ ca. 24.000–22.000 J. v. h., als die Mächtigkeit der Eisbedeckung im zentralen Vereisungsgebiet bis zu 3.000 m erreichte, war der globale Meeresspiegel um ca. 120 m abgesenkt (s. Abbildung 7). In der Nordsee lag der Tiefstand allerdings um einige 10er Meter höher (Cohen et al. 2014). Die Küstenlinie war bezogen auf die heutige Küste um bis zu ca. 600 km nach Norden verschoben (Streif 2002). Der überwiegende Teil des heutigen Nordseebereichs war festländisch und periglazialen Bedingungen ausgesetzt.

Am südlichen Rand des Inlandeises flossen die Schmelzwässer zusammen und in Richtung Nordwesten in den Bereich der heutigen Nordsee ab. Sie formten dabei u. a. die Talform, in der heute die Elbe fließt. Dieses Schmelzwassertal setzte sich bis in die Nordsee fort, wo es sich mit den Schmelzwasser-Abflussrinnen von Ems, Weser und Eider vereinigte. Noch heute bildet diese als Elbe-Urstromtal (Figge 1980) bezeichnete, gemeinsame Abflussrinne einen auffälligen, morphologischen Einschnitt am Meeresboden, der sich von Helgoland nach Nordwesten erstreckt und nur teilweise mit holozänen Sedimenten verfüllt ist. Terrassen, 3,5–10 m hoch, zu beiden Seiten zeugen zudem von einer mehrphasigen Genese des Tals (Papenmeier und Hass 2020). Ältere, subglaziale Schmelzwasserrinnen früherer Eiszeiten zeichnen sich an der Meeresbodenoberfläche heute aber nicht mehr ab, sondern sind mit jüngeren Sedimenten komplett verfüllt (Schwarz 1996, Hepp et al. 2012). Neuere Untersuchungen, denen eine hohe Dichte seismischer Profile zu Grunde liegen, liefern jedoch ein detaillierteres Bild sowohl über die räumliche Lage dieser Schmelzwasserrinnen (Lohrberg et al. 2020) als auch über die räumliche Ausdehnung von glazialtektonischen Stauchkomplexen (Winsemann et al. 2020, Lohrberg et al. 2021). Beides sind wesentliche Informationen, die bei Planungen und Durchführungen von Baumaßnahmen im Offshorebereich zu berücksichtigen sind.

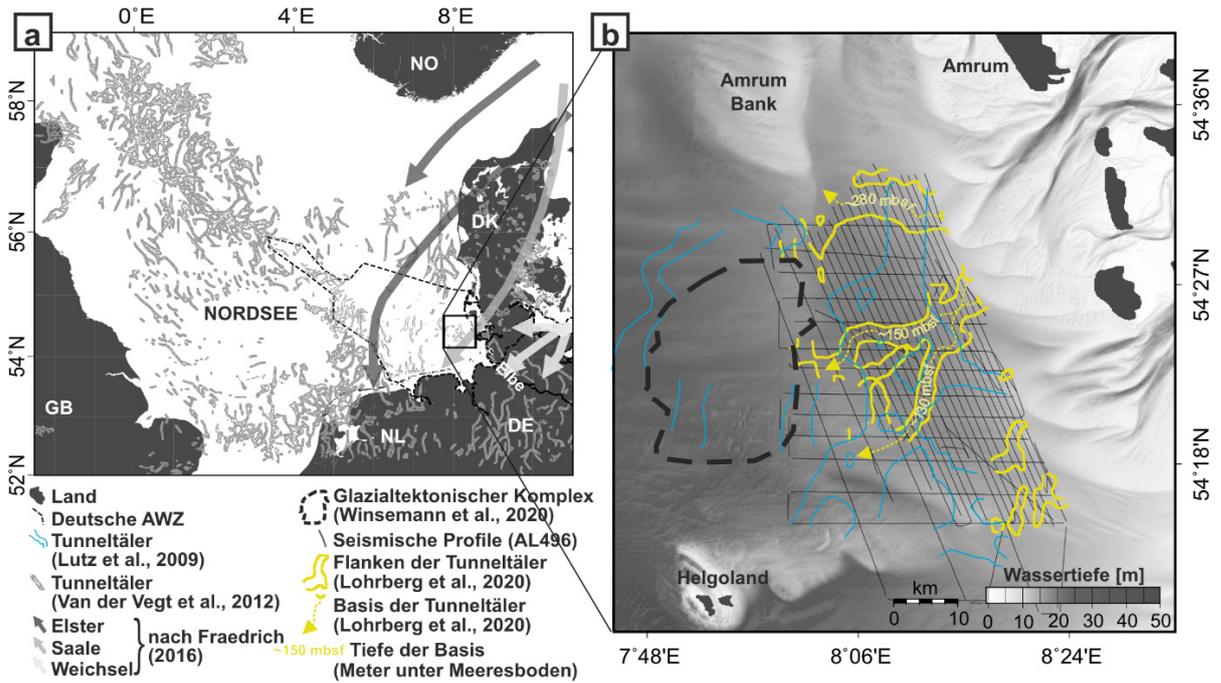


Abbildung 6: Subglaziale Schmelzwasserrinnen im Bereich der Nordsee (links) und im Detail vor der nordfriesischen Küste. Die subglazialen Schmelzwasserrinnen sind farblich markiert (verändert nach Lohrberg et al. 2020). Ein gegenüber früheren Vermessungen (blaue Linien, Lutz et al. 2009) dichteres Profilnetz führt zu einer genaueren Lokalisierung dieser Rinnen (gelbe Begrenzungslinien).

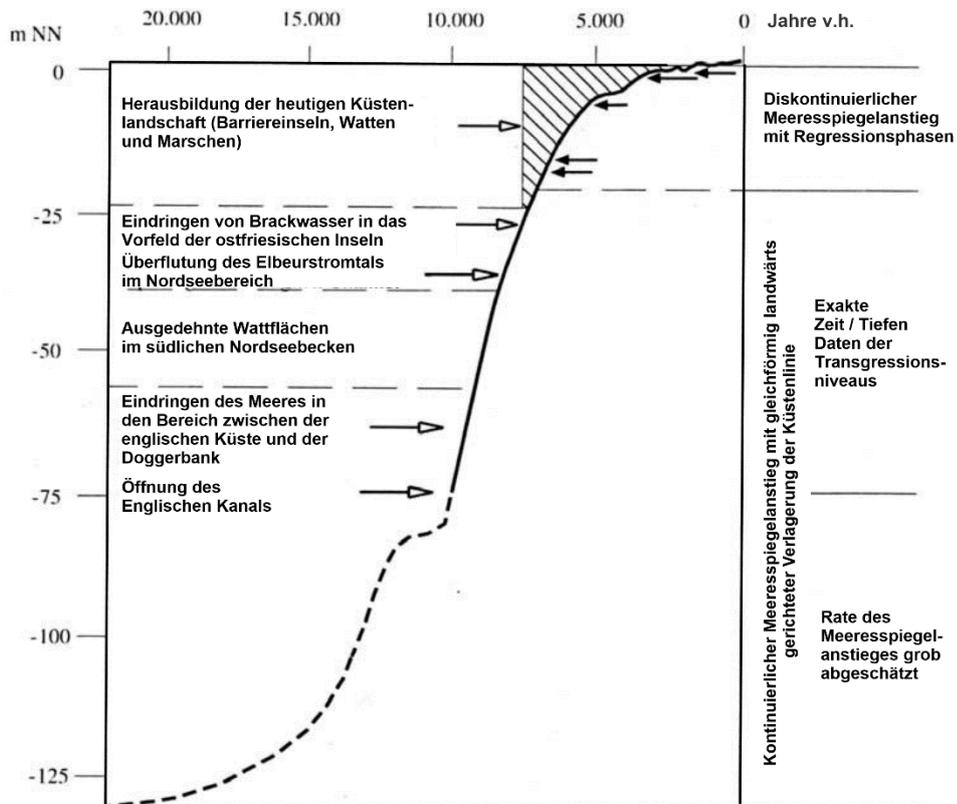


Abbildung 7: Relativer Meeresspiegelanstieg im Nordseebereich seit dem Tiefstand des Meeresspiegels während des glazialen Maximums der Weichseleiszeit. Die Alter sind als konventionelle 14-C Alter angegeben. Die marine Transgression gliedert sich in 3 Phasen auf. Phase II beginnt mit der Öffnung des Englischen Kanals ca. 10.250 J.v.h.. Die letzte Phase, die ca. 7.100 J. v. h. begann, führte zur Ausbildung der heutigen Küstenlandschaft (nach Streif 2004, verändert).

### 2.2.2 Die Entwicklung der Nordsee im Holozän

Die Eisauflast über Skandinavien führte zu einem Eindrücken der Erdkruste, und als Kompensation zu einer isostatischen Aufwölbung eines sogenannten „forebulg“ vor dem Eisrand (Vink et al. 2007, Meijles et al. 2018). Im Nordseebereich erstreckt sich das Maximum dieser Aufwölbung entlang eines schmalen WNW – ESE gerichteten Streifens von Nordholland/Niedersachsen bis zur Doggerbank. Mit dem Abschmelzen des Eises bildete sich diese Aufwölbung zeitversetzt zwischen 8.000–4.800 J. v. h. wieder zurück. Als Auswirkung der Rückbildung senkte sich im Vergleich zur Höhenlage der belgischen Küste der Bereich vor der deutschen Küste um 7,5–8,0 m ab (Vink et al. 2007).

Nach dem LGM führte das Abschmelzen der Inlandseiskappen zu einem raschen eustatischen Anstieg des Meeresspiegels (Abbildung 7) mit Raten bis zu 2,1 m/100 Jahren (Streif 2002, 2004); teilweise werden sogar Raten bis zu 3,3 cm/Jahr angenommen (Ehlers 2020). Die regional unterschiedlichen, isostatischen Ausgleichsbewegungen als Reaktion der Erdkruste auf das Abschmelzen der Eisauflast bewirkten dabei, dass der nacheiszeitliche Meeresspiegel im Nordseebereich regional sehr unterschiedlich verlief und es keine einheitliche Meeresspiegelanstiegskurve für das gesamte Nordseeküstengebiet zwischen Holland und Dänemark gibt (s. Abbildung 8).

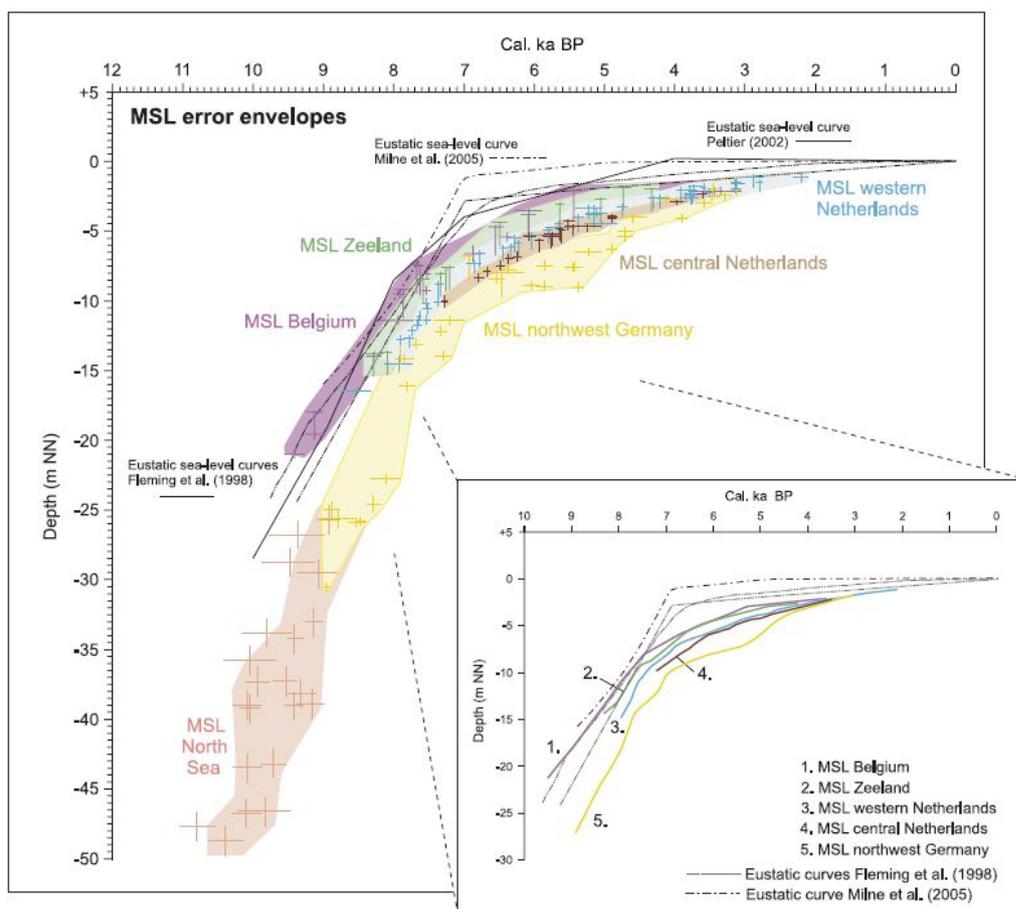


Abbildung 8: Verlauf des holozänen Meeresspiegelanstieges. Kolorierte Bereiche markieren die Fehlerspannweite der ermittelten Meeresspiegeldaten für die Küsten Belgiens, den Niederlanden und der südlichen Nordsee im Vergleich zu den eustatischen Meeresspiegelkurven von Fleming et al. (1998) Peltier (2002) und Milne et al. (2005). Die Meeresspiegelkurven in der Insel-Abbildung unten rechts zeigen die Mittellinien der entsprechenden Einhüllenden (aus: Vink et al. 2007).

Durch eine Vielzahl von erbohrten Wattablagerungen im Offshorebereich ist belegt, dass das südliche Nordseebecken zwischen 9.000–8.000 J. v. h. überflutet wurde (Eisma et al. 1981). Entlang der deutschen Nordseeküste begann die Küstenentwicklung zwischen 8.600–7.100 J. v. h., als der Meeresspiegel innerhalb dieser kurzen Zeit von -45 m auf -15 m NHN (Normalhöhennull) anstieg. Zu dieser Zeit lag die Küstenlinie ca. 5–10 km vor der heutigen Küstenlinie (Sindowski 1973, Flemming und Davis 1994). Im Zuge des weiteren Meeresspiegelanstiegs drang das Meer immer weiter in das Hinterland vor und erodierte dabei pleistozäne Ablagerungen der ehemaligen Landoberfläche sowie auch Steilufer, die teilweise schon zu Zeiten des Eem-Meeres die Küstenlinie bildeten (Ehlers 2020). Die heute inaktive Ostflanke des Morsum Kliffs, dessen tertiären Sedimentabfolge sich unter den Wattsedimenten noch fast 1 km weiter nach Nordosten fortsetzt (Schwarzer 1984), wird als ein solches Kliff angesehen. Das aufgearbeitete Material wurde landwärts transportiert und akkumulierte dort zu einem keilförmigen Sedimentkörper der küstenparallel verläuft und eine Breite zwischen 10–25 km einnimmt (Abbildung 9). In den Ästuaren von Weser und Elbe erreicht dieser Akkumulationskörper sogar eine Breite von 80–100 km. Landwärts streicht dieser Keil sanft aus, erreicht am seewärtigen Hang aber Mächtigkeiten bis zu 40 m (Ahrendt 2006). Das ihn aufbauende Sediment besteht hier vornehmlich aus Fein- bis Mittelsand.

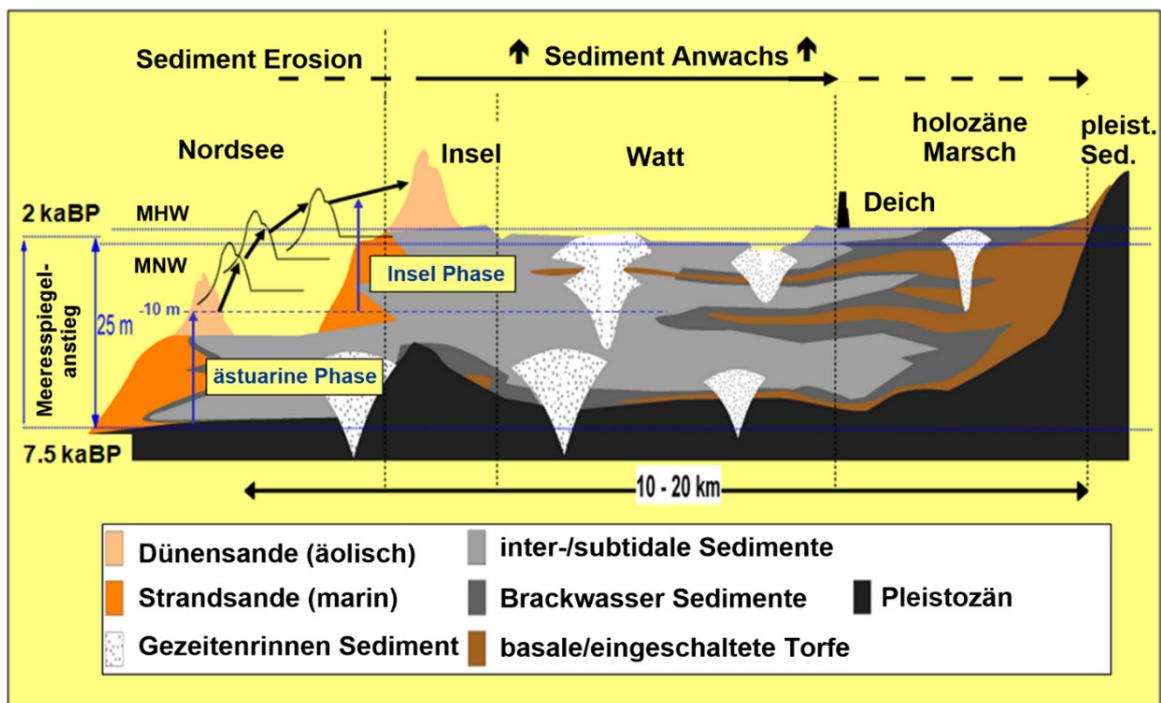


Abbildung 9: Schematischer, geologischer Querschnitt durch ein holozänes, transgressives Barriereinsel-System von der offenen See bis zum Festland. Das Profil zeigt die typischen geomorphologischen Formen und Sedimentfazien (Streif 2002, modifiziert, aus: Flemming 2012).

Zwischen 7.000–3.000 J. v. h. nahm die Rate des Meeresspiegelanstiegs langsam ab (Behre 2003, Bungenstock und Weerts 2012) bei gleichzeitiger Zunahme des Tidenhubs von 1,3 m auf 2,2 m (Franken 1987). Entlang der Küste bildeten sich nun die Salzmarschen mit den vorgelagerten Wattgebieten sowie die Barriereinseln mit den heute teils bis zu 30 m hohen Dünen. Mit der weiteren Abnahme des Meeresspiegelanstiegs auf lediglich 1,1 mm/Jahr während der letzten 3.000 Jahre bildet sich das Wattenmeer zu seiner

heutigen Form heraus. Mit dem ansteigenden Meeresspiegel erhöhte sich ebenso der Grundwasserspiegel im Landbereich, was zur Vernässung und zur Torfbildung führte. Es bildeten sich die als Basistorf bekannten Ablagerungen (Abbildung 9), die sich mit steigendem Meeresspiegel landwärts verschoben und in vielen Küstenbereichen den Beginn der holozänen Sedimentationsgeschichte markieren (Streif 2004).

Der Sedimentkörper des Watts ist in seinem Aufbau durch ein komplexes Muster aus terrestrischen, marin-brackischen und aufgearbeiteten pleistozänen Ablagerungen charakterisiert. Gelegentlich sind torfige Lagen eingeschaltet, die ein lagunäres Milieu widerspiegeln (Streif 1990). Dieses Grundmuster holozäner Ablagerungen (Abbildung 9) ist mit Ausnahme der Flussmündungen in seinen Grundzügen entlang der gesamten Nordseeküste ähnlich, kann aber aufgrund lokaler geomorphologischer Vorprägung merkliche Abweichungen aufweisen. Überlagert Torf marin-brackische Ablagerungen, so ist dies ein Anzeichen für Verlandung bei einem stagnierenden oder leicht abfallenden Meeresspiegel; umgekehrt deuten marin-brackische Ablagerungen über Torf auf eine Transgression hin, deren Ursache ein steigender Meeresspiegel aber auch Sackungen aufgrund von Kompaktion von Sedimenten sein kann. Für die Insel Fanø (Dänemark) zeigen Fruergaard et al. (2015), dass ab einem Meeresspiegelanstieg von 2 mm/Jahr eine landwärtige Bewegung dieser Insel einsetzt.

Die Oberfläche der holozänen Ablagerungen ist relativ flach mit morphologischen Höhenunterschieden zwischen -1 m bis +2 m NHN. Das gilt auch für die nordfriesischen Halligen, die Relikte einer ehemals zusammenhängenden Landoberfläche darstellen, die durch Sturmfluten im 14. und 17. Jahrhundert zerstört wurde. Die Landoberfläche der größeren Inseln entlang der deutschen Nordseeküste ragt dagegen deutlich höher auf. Bei den ostfriesischen Barriereinseln ist das auf aufgesetzte Dünen zurückzuführen, deren Bildung und Umformung bis heute anhält. Die nordfriesischen Inseln Föhr, Amrum und Sylt besitzen zudem deutlich das mittlere Hochwasser überragende Kerne aus glazialen, pleistozänen Sedimenten. Die höchsten Erhebungen stellen allerdings auch hier subrezente oder rezente Dünen dar.

Die typische längliche Form der ostfriesischen Barriereinseln mit ihren aus Sand aufgebauten Vorstränden, Stränden und Dünen an der wellendominierten Küste und den sandig-siltigen, organikreichen Sedimenten in den geschützten Leebereichen zeigt, dass der Aufbau der Inseln von der Wechselwirkung der mobilen Sedimente mit den vorherrschenden Wellen-, Strömungs- und Tidebedingungen zusammenhängt (Barckhausen 1969, Klaffke et al. 2009). Pleistozäne Ablagerungen mit einer erosiven Oberfläche in nur -5 bis -10 m NHN unter nahezu allen Inseln zeigen aber an, dass ihre Entstehung an ein früheres, pleistozänes Relief gebunden ist (Flemming und Davis 1994). Ähnlich wie heute vor der Insel Sylt waren diese pleistozänen Kerne den Einwirkungen des Seegangs durch Wellen und Strömungen ausgesetzt und wurden im Zuge des Meeresspiegelanstiegs erodiert und in einer späteren Phase von jungen marinen Sedimenten überlagert. Ein weiterer und dabei zunehmender Meeresspiegelanstieg hätte zur Folge, dass sich diese Inseln kontinuierlich verlagern (s. Abbildung 9), wären sie heute nicht durch anthropogene Maßnahmen stabilisiert.

In Dithmarschen (nördlich der Elbe) und auf der Eiderstädter Halbinsel gibt es ebenfalls längliche Sediment-Akkumulationskörper, die aber eine gänzlich andere Entwicklung durchlaufen haben. Sie sind aus Grobsand und Kies aufgebaut und haben sich im Zuge der holozänen Küstenentwicklung unter Wellenbedingungen gebildet (Hummel und

Cordes 1996). Der Sedimenteintrag von See in diese Küstenregionen und die Herausbildung von Marsch- und Wattflächen führte aber dazu, dass sich die Küstenlinie immer weiter seewärts verlagerte und die ehemals wellenexponierten Akkumulationsformen nun bis zu 10 Kilometer weit im Inland als längliche Rücken aus der Marsch herausragen. Die Kompaktion der älteren Marschsedimente besonders aber der bis heute ansteigende Meeresspiegel führen dazu, dass die jungen, küstennahen Marschen höher liegen als die alten, weiter landeinwärts gelegenen.

Auf der Basis von Modellrechnungen kommen Milbradt et. al (2015) zu dem Ergebnis, dass die Deutsche Bucht heute ein Akkumulationsgebiet darstellt, in dem jährlich  $28 \times 10^6$  t Sediment abgelagert werden, was einer durchschnittlichen Erhöhung der Sohle von 0,55mm/a entspräche. Allerdings verteilen sich die eingetragenen Sedimente nicht gleichförmig. So weisen z. B. die Meeresbodenformen im Nordteil der Deutschen Bucht speziell im Bereich des „Sylter Außenriffs“ oder auch Untersuchungen an submarinen Sandentnahmestellen im Vorfeld der Insel Sylt eher auf einen Mangel an Sedimenten, aber nicht auf eine kontinuierliche Sedimentation hin (Zeiler et al. 2004, Mielk et al. 2018).

### 3 Die Ostsee

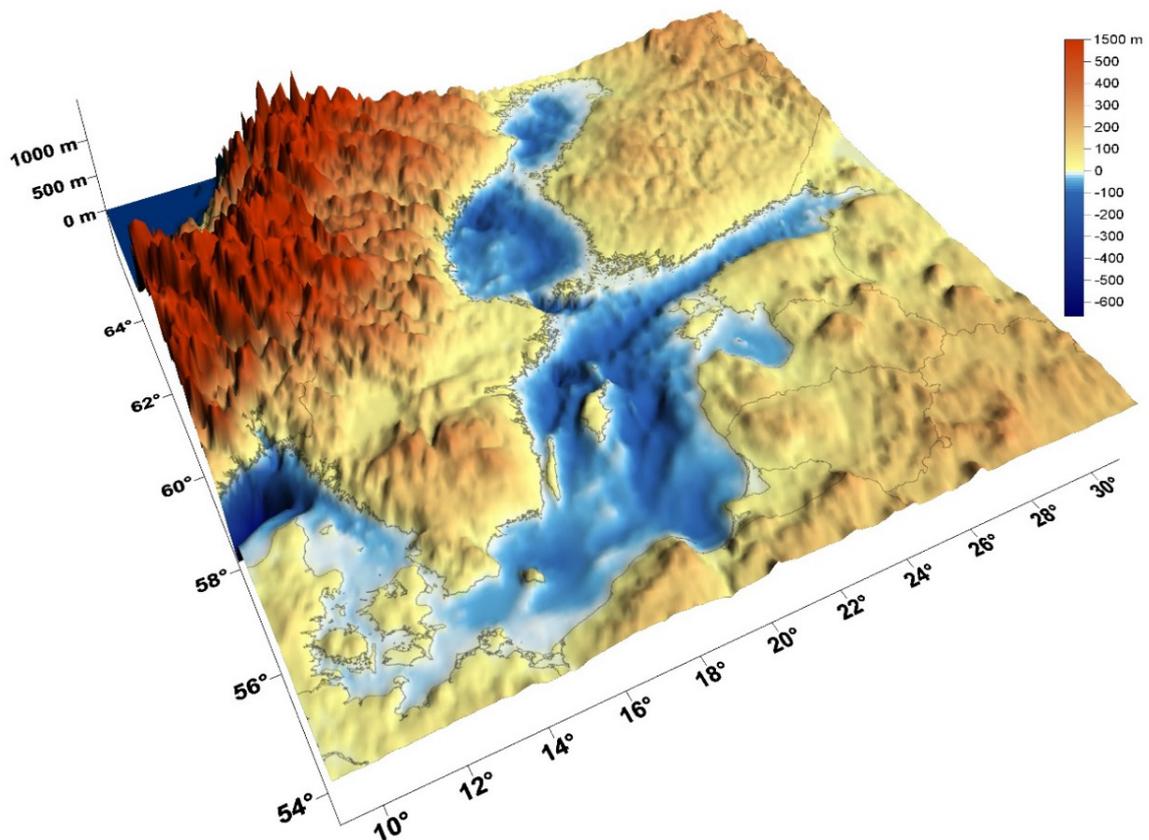


Abbildung 10: Die Bathymetrie der Ostsee. Die Zunahme der Tiefe von Südwest nach Nordost und die Becken- und Schwellenstruktur sind deutlich zu erkennen (Datenbasis: Seifert et al. 2001).

Die Ostsee ist ein weitestgehend tidefreies Randmeer mit einer schmalen Verbindung zur Nordsee über das Kattegat und den Skagerrak (Abbildung 10). Die Nord-Süd-Erstreckung zwischen  $54^{\circ}$ – $66^{\circ}$  N beträgt 1.300 km, die Ost-West-Erstreckung zwischen

10°–30° E misst 1.000 km; die maximale Breite liegt bei ca. 300 km. Die Bathymetrie der westlichen und zentralen Ostsee wird von Becken und diese voneinander trennenden Schwellen dominiert, die sich im Verlauf der letzten Eiszeit zu ihrer jetzigen Form herausgebildet haben. Die Becken nehmen dabei von West nach Ost an Größe und Tiefe zu. Beträgt die Wassertiefe in der Mecklenburger Bucht als dem westlichsten Becken 25 m, so misst sie im Arkonabecken 45 m, im Bornholmbecken 100 m, in dem am weitesten nordöstlich gelegenen, östlichen Gotlandbecken 249 m und im westlichen Gotlandbecken mit dem Landsorttief als tiefstem Punkt der Ostsee, das auf einer Störung liegt, 459 m (Helcom 1990). Das Süßwassereinzugsgebiet der Ostsee ist etwa viermal größer als sie selbst. Im humiden Klimabereich gelegen und mit einer Fläche von 412.560 km<sup>2</sup> und einem Volumen von 21.631 km<sup>3</sup> ist sie damit der zweitgrößte Brackwasserkörper der Erde.

### **3.1 Die Entwicklung vom Erdaltertum bis in die ältere Erdneuzeit (Paläozoikum – Paläogen)**

Der geologische Untergrund wird im nördlichen und zentralen Teil der Ostsee von präkambrischen, kristallinen Gesteinen aufgebaut, die dem „skandinavischen Schild“ bzw. der „osteuropäischen Tafel bzw. Plattform“ zuzurechnen sind. Sowohl beim „Schild“ als auch bei der „Tafel“ handelt es sich um selbst auf geologischen Zeitskalen sehr alte kontinentale Gesteinseinheiten, die sich u. a. dadurch unterscheiden, dass der „Schild“ weitgehend frei von Deckgebirgsschichten ist, während solche auf der „Tafel“ noch weitgehend in ursprünglicher Lagerung vorkommen. Zudem ist speziell der „skandinavische Schild“ durch eine bis heute andauernde tektonische Heraushebung charakterisiert (Harff et al. 2017). Bei den Deckgebirgsschichten am südlichen Rand der „Osteuropäischen Plattform“ (Bereich der heutigen östlichen Ostsee), handelt es sich vielfach um karbonatreiche Gesteine, die in einem flachen Schelfmeer im Paläozoikum (älter als 251 Mio. Jahre) abgelagert wurden (Abbildung 1). Eindrucksvolles Beispiel für die tropischen Ablagerungsbedingungen jener Zeit liefern die an der Nordküste Estlands, an den Küsten der estnischen Inseln Hiiumaa und Saaremaa und an den Küsten der schwedischen Insel Gotland aufgeschlossenen fossilen Riffstrukturen und Karbonat-Plattformen.

Die ca. 2.000 km lange „Sorgenfrei-Tornquist-Teisseyre“ Bruchzone (Abbildung 1) trennt die osteuropäische Plattform von den west- und mitteleuropäischen Varisziden (Katzung 2001), die von Sedimenten spätpaläozoischen und mesozoischen Alters (251–65,5 Mio. Jahre, Ehlers 1990) bedeckt sind. Im Bereich der Ostsee besteht ihre Basis aus terrestrischen Ablagerungen des Perms (s. Tabelle 1), einer Phase, in der aride Bedingungen vorherrschten. Zum Ende der Epoche des Zechsteins transgredierte das Meer aus dem Bereich der heutigen Nordsee in diesen Raum und hinterließ marine Ablagerungen. Zu dieser Zeit lag das Meeresgebiet bei ca. 25° N und das Klima war subtropisch und arid. Aufgrund der geringen Tiefe des Beckens, angenommen werden 200–300 m Wassertiefe (Ziegler 1990), zyklischer Ingression von Meerwasser und fortgesetzter Subsidenz entstanden durch die hohe Evaporation Salzablagerungen. Während die Salzsichten im Bereich des heutigen Nordseebeckens primäre Mächtigkeiten von bis zu 1200 m erreichen, ist aus dem Ostseegebiet, etwa in dem Bereich 50 km östlich von Rügen, nur eine maximale Mächtigkeit von lediglich 335 m bekannt (Petrobaltic Drilling K5-1/88, Lindert et al. 1993). Aus diesem Grund nimmt der Einfluss der Salinar tektonik

auf die überlagernden Sedimente von der Nordsee im Westen nach Osten hin immer weiter ab. Im östlichsten Bereich der Ostsee kommen Salzablagerungen nur noch selten vor (s. Abbildung 2). Ihre Mächtigkeit erreicht nicht einmal mehr 100 m (Niedermeyer et al. 2011) und Salinar tektonik gibt es in diesem Bereich nicht.

Im Mesozoikum setzen sich die Ablagerungen von klastischen Sedimenten und Karbonatsedimenten fort, jedoch nimmt ihre Mächtigkeit nach Norden hin ab und nah am Rinkøbing-Fünen-Hoch (s. Abbildung 1) keilen die Schichten aus. Aufgrund der variierenden, eustatischen Wasserstände und der damit verbundenen Exposition zu hydrodynamischem Einfluss reicht die Bandbreite der Ablagerungen von feinkörnigen bis hin zu grobkörnigen Sedimenten, die den unterschiedlichen Wassertiefen zugeordnet werden können. Zum Ende des Jura (200–145,5 Mio. J. v. h., s. Tabelle 1) herrschte überwiegend terrestrischer Einfluss vor und es kam zur Ablagerung limnischer Sedimente. Das nachfolgende Zeitalter der Kreide (145,5–65,5 Mio. J. v. h.) ist von einem weltweiten Meeresspiegelanstieg großen Ausmaßes geprägt, der seinen Höhepunkt in der Oberkreide erreichte, in der subtropische Bedingungen vorherrschten. Typische Sedimente sind Schreibkreideablagerungen mit einem Karbonatgehalt von 90–98 %, die beispielhaft an den Steilküsten auf den Inseln Rügen und Møn, hier durch Glazialtektonik aufgeschuppt, und am Stevens Klint auf der Insel Seeland aufgeschlossen sind. Am Stevens Klint, das 2014 zum UNESCO Weltkulturerbe erklärt wurde, ist die durch einen Meteoriteneinschlag markierte Kreide-Paläogen Grenze in Form einer dünnen, dunklen Tonschicht, die eine erhöhte Konzentration des Elementes Iridium enthält, aufgeschlossen (Alvarez et al. 1980). Zum Ende der Kreidezeit kommt es zu einer weitreichenden Regression. Das nachfolgende Paläogen (62,5–23 Mio. J. v. h.) ist geprägt von mehreren Transgressionen und Regressionen, die den gesamten südlichen Ostseeraum betreffen.

### 3.2 Das Neogen

Zu Beginn des Neogens (23–2,59 Mio. J. v. h.) setzte sich eine Tendenz zu einer längerfristigen Meeresspiegelabsenkung durch (Lourens et al. 2004). Am Ende dieser Epoche, im Pliozän, wurde das Klima kühler (Abbildung 3). Der Bereich der heutigen Ostsee war nicht vom Meer bedeckt, sondern wurde von einem außerordentlich weit reichenden Flusssystem, dem „Baltischen Hauptstrom“, der auch als Eridanos-Fluss bekannt ist, durchströmt (Abbildung 4). Dieses Flusssystem, das sich am Übergang vom Paläogen zum Neogen (ca. 25 Mio. J. v. h.) entwickelte (Bijlsma 1981, Overeem et al. 2001, Gibbard und Lewin 2016), entwässerte über einen NE-SW orientierten Abfluss den Bereich NE-Europas. Der morphologische Gradient, der durch die Hebung Skandinaviens und die gleichzeitige Absenkung im Bereich der Nordsee entstand, führte zum Transport großer Sedimentmengen in den Bereich der heutigen Nordsee, wo sie vom niederländischen bis in den deutsch/dänischen Nordseebereich ein Delta vorbauten (Overeem et al. 2001), dessen Größe ca.  $28 \times 10^3 \text{ km}^2$  umfasste. Es wird in seiner Größenordnung und Sedimentfracht mit dem heutigen Orinoco Delta verglichen. Die durch das Eridanos-Flusssystem angelieferte Sedimentmenge ( $62 \times 10^3 \text{ km}^3$ ) skandinavisches Ursprungs entspricht nahezu dem 3-fachen Volumen der heutigen Ostsee. Die heute im Bereich der Nordsee vor der Küste Nordfrieslands abgebauten Kaolinsande, die für Küstenschutz-zwecke in Form von Strand- und Dünenaufspülungen genutzt werden (LKN.SH 2015), entstammen der jüngeren Phase dieses Flusssystems.

### 3.2.1 Die Entwicklung der Ostsee im Pleistozän

Die jüngere Entwicklung des Gebietes der heutigen Ostsee war dominiert von den Auswirkungen eines weiter abkühlenden Klimas über einen Zeitraum von ca. 2,4 Mio. Jahren (Abbildung 3) und mehreren Eiszeiten, in denen sich Gletscher von Skandinavien in Richtung Süden und Südwesten erstreckten (s. dazu auch Abbildung 5 und Abbildung 6). Auswirkungen glazialer Vorstöße aus der Zeit vor dem Elster-Glazial, wie sie aus dem Nordseebereich bekannt sind (Winsemann et al. 2020), lassen sich im Ostseebereich nicht finden (Ehlers 2020). Die bereits vom Eridanos-Flusssystem genutzte und als Vorläuferform des späteren Ostseebeckens anzusehende Senke wurde dabei von den vordringenden Eismassen ausgehobelt. Auch die warmzeitlichen Meere des Holstein- und Eem-Interglazials breiteten sich im Ostseebereich aus. In der Holstein-Warmzeit entwässerte ein Vorläufer der heutigen Elbe in den Bereich, in dem heute die Ostsee liegt. Ablagerungen des Holsteinmeers sind aus Mecklenburg-Vorpommern (Katzung 2004), der Region Kaliningrads (Marks und Pavlovskaya 2003) und aus Lettland bekannt (Zelčš und Markots 2004).

Zu Beginn des Eem Interglazials gab es für einen Zeitraum von ca. 6.000 Jahren eine Verbindung über den Lagoda- und Onegasee zum Weißen Meer und zur Barentssee (Miettinen et al. 2014). Im Westen gab es zwischen Nord- und Ostsee eine Verbindung, die sich am Verlauf des Schmelzwassertales der Eider orientiert hat (Kosack und Lange 1985). Damit war die Nordsee über das Eem-Meer mit der Barentssee verbunden. Sowohl die winterlichen Wassertemperaturen als auch die Salinität waren in der südwestlichen Ostsee zu dieser Phase um ca. 6 °C bzw. 15 ‰ höher als heute (Andrén et al. 2011).

Die gesamte südliche Ostseeküste von Lettland über Litauen, Polen, Deutschland bis nach Dänemark ist aus glazialen Lockersedimenten primär der letzten Eiszeiten aufgebaut, mit Ausnahme der Kreideküsten von Rügen, Møn und dem Stevens Klint. Demgegenüber besteht der nördliche Bereich der Ostseeküste meist aus kristallinen Gesteinen, mit Ausnahme der Südküste Schwedens und der Küste Estlands. Hier sind es paläozoische (Estland) und mesozoische Flachwassersedimente, die an den Küsten aufgeschlossen sind. Durch die Härte der Gesteine handelt es sich in der Regel um Steilküsten. Die Kreideküste von Rügen und das Møns Klint sind durch die Gletscher des letzten Glazials aufgeschuppte Bereiche (Niedermeyer et al. 2011), die Höhen bis zu 128 m (Königsstuhl auf Rügen: 118 m) erreichen.

Die jüngsten Eisvorstöße des Weichsel-Glazials, die sich in die Vorstoßphasen Brandenburg/Frankfurter (qw1B/F), Pommersche Phase (qW2) und Mecklenburg Phase (qw1) aufgliedern (Abbildung 11) und die das Ostseebecken komplett ausfüllten, hinterließen schließlich jene geomorphologischen Formen wie Förden, Buchten, Niederungen etc., die wir heute entlang der Ostseeküste finden (Niedermeyer et al. 2011). Das die heutigen Steilufer aufbauende Sediment entstammt überwiegend den Eisvorstößen dieses letzten Glazials. Markante Endmoränenzüge in der Landschaft aber auch im submarinen Bereich zeigen, wie weit die jeweiligen Eisvorstöße reichten. Teilweise spiegeln diese Moränenzüge, deren Entfernungen voneinander von West nach Ost zunehmen (Abbildung 11), auch ein Oszillieren des Eisrandes wieder. Zwischen den Eisrandlagen kam es zur Ablagerung der aus Silt, Sand und Kies bestehenden Schmelzwasser- und Beckensedimente, die häufig eine abnehmende Korngröße mit zunehmender Entfernung vom Eisrand zeigen, was einem längeren Transportweg entspricht (Heinrich et al. 2017). Mit der nach

Osten zunehmenden Distanz zwischen den Eisrandlagen geht bei Betrachtung eines von Schleswig-Holstein über Mecklenburg-Vorpommern bis nach Polen reichenden West-Ost Profils auch eine Zunahme der Menge von Schmelzwassersedimenten einher. Damit nimmt auch die Sandverfügbarkeit im marinen Bereich zu, die für küstenformende Prozesse und auch für die anthropogene Nutzung von Bedeutung sind.



Abbildung 11: Eisrandlagen der Mecklenburg Phase des Weichsel-Glazials im Bereich der südwestlichen Ostsee (modifiziert nach Lange 1984). F = Rosenthaler Staffel (qW3), G = Velgaster Staffel (qW3V), H = Nordrügen Staffel (qW3Rü), E = Rand des Sehberg Vorstoßes.

Im Verlauf des ausklingenden Pleistozäns und im Holozän haben glazioisostatische Ausgleichsbewegungen und durch klimatische Veränderungen bedingte, eustatische Meeresspiegelschwankungen im Bereich der heutigen Ostsee und ihren Vorläufern zu Transgressionen und Regressionen geführt. Vom ausgehenden Pleistozän bis zum mittleren Holozän hat die Ostsee die vier Stadien Baltischer Eisstausee, Yoldiameer, Ancylussee und Littorina Meer durchlaufen (Abbildung 12, Björck 1995, Eronen et al. 2001, Lampe und Lorenz 2010). Die Wechselwirkung zwischen den Raten der isostatischen Ausgleichsbewegungen der Erdkruste auf der einen und den eustatischen Meeresspiegelschwankungen auf der anderen Seite führte dabei zu Wechseln zwischen Süßwasserbedingungen und brackischen-marinen Verhältnissen.

Die Geschichte der Vorläufer der heutigen Ostsee begann mit dem Abschmelzen des Eises ab ca. 16.000 J. v. h.. Es bildeten sich zunächst kleinere Seen vor dem Eisrand, die sich mit weiterer Süßwasserzufuhr und dem Rückzug der Gletscher in das Ostseebecken zu einem zusammenhängenden Eisrandsee vor dem Gletscher zusammenschlossen, dessen kontinuierlicher Ausfluss über den Bereich des Öresundes erfolgte. Dabei wurden,

einhergehend mit dem isostatischen Aufsteigen Skandinaviens, die glazialen Ablagerungen im Öresund durch das abfließende Wasser bis hinunter auf erosionsbeständigere, feuersteinreiche Kreideschichten erodiert. Einen Rest der glazialen Ablagerungen bildet heute die Insel Ven im Öresund (Andrén et al. 2011). Das aufgrund der Eisentlastung gegenüber dem Meeresspiegel schnellere Aufsteigen Skandinaviens sowie die Stagnation der Tiefenerosion im Öresund ließen um ca. 14.000 J. v. h. den Abfluss durch den Öresund versiegen. Mit dem weiteren Abschmelzen und dem Rückzug des Eises stiegen sowohl die Ausdehnung des Sees als auch der Seespiegel weiter an. Etwa 13.000 J. v. h. hatte sich das Inlandeis Skandinaviens weiter nach Norden zurückgezogen und der Baltische Eisstausee sich so weit ausgedehnt, dass im Bereich des Berges Billingen in der „Mittelschwedischen Senke“ in Südwest-Schweden eine Vertiefung frei gegeben wurde, über die der See nach Westen in das offene Meer entwässerte (Andrén et al. 2011, Muschiettiello et al. 2015). Der zu diesem Zeitpunkt ca. 10 m über dem damaligen Weltmeeresspiegel liegende Seespiegel wurde um diesen Betrag abgesenkt und es entstand über einen Zeitraum von ca. 200 Jahren eine Verbindung zum offenen Weltmeer. Sehr wahrscheinlich floss aber nur Süßwasser ab, da es für einen Einstrom von Salzwasser keinerlei Belege gibt.

Mit einer erneuten Abkühlung und einem dadurch ausgelösten, neuen kurzen Eisvorstoß in der jüngeren Dryas ca. 12.800 J. v. h. (s. Abbildung 3) schloss sich diese Verbindung. Der Baltische Eisstausee dehnte sich jetzt bei fortgesetzter Hebung Skandinaviens sehr weit nach Süden aus und erstreckte sich zum Zeitpunkt seines Höchststandes mit Ausläufern über die Darsser Schwelle und den Fehmarn Belt hinweg bis in die Kieler Bucht (Novak und Björck 2004, Abbildung 12B). Eine leichte Erwärmung zum Ende der jüngeren Dryas führte ab dieser Zeit zu einem kontinuierlichen Abschmelzen und dem Rückzug des skandinavischen Eisschildes, auch von den Höhenlagen der skandinavischen Gebirgszüge. Etwa 11.620 J. v. h. (Stroeve et al. 2016) kam es im Bereich des Berges Billingen zu einem zweiten und diesmal katastrophalen Ausfluss des Sees über einen Zeitraum von lediglich 1–2 Jahren. Dabei wurde der Seespiegel um ca. 25 m abgesenkt (Björck 1995, Andrén et al. 2011, Stroeve et al. 2016).

### 3.2.2 Die Entwicklung der Ostsee im Holozän

Der Ausfluss des Baltischen Eisstausees kennzeichnet den Beginn des Holozäns, das durch eine rasche Erwärmung des Klimas gekennzeichnet ist und im Ostseeraum durch das Einsetzen der Yoldia-Phase um 11.700 J. v. h. markiert wird.

Durch die Verbindung über die Nordsee zum Weltmeer drang über einen nicht genau zu beziffernden Zeitraum, die Zahlen schwanken von lediglich ca. 350 Jahren (Andrén et al. 2011) bis zu 1.500 Jahren (Meschede 2018), Salzwasser in das Yoldia-Meer ein (Abbildung 13). Infolge des abgesenkten Seespiegels und durch die gegenüber dem Anstieg des Weltmeeresspiegels stärkere Hebungsrate Skandinaviens wurde diese marine Ingression aber erneut unterbrochen. Es folgte die limnische Phase des Ancylus-Sees (Lemke 1998), in der es zu einer starken Aufarbeitung der trocken gefallenen Sedimente des ehemaligen Baltischen Eisstausees kam. Es bildeten sich zunächst terrestrische Ablagerungen und neue Uferformationen aus (Bennike und Jensen 1998, Feldens und Schwarzer 2012). Durch fortwährende Süßwasserzufuhr erreichte der Ancylus-See um ca. 10.400 J. v. h. mit einem Niveau von ca. 8–10 m über dem damaligen Weltmeeresspiegel

einen Höchststand (Abbildung 12, Katzung 2004, Björck et al. 2008, Lampe und Lorenz 2010).

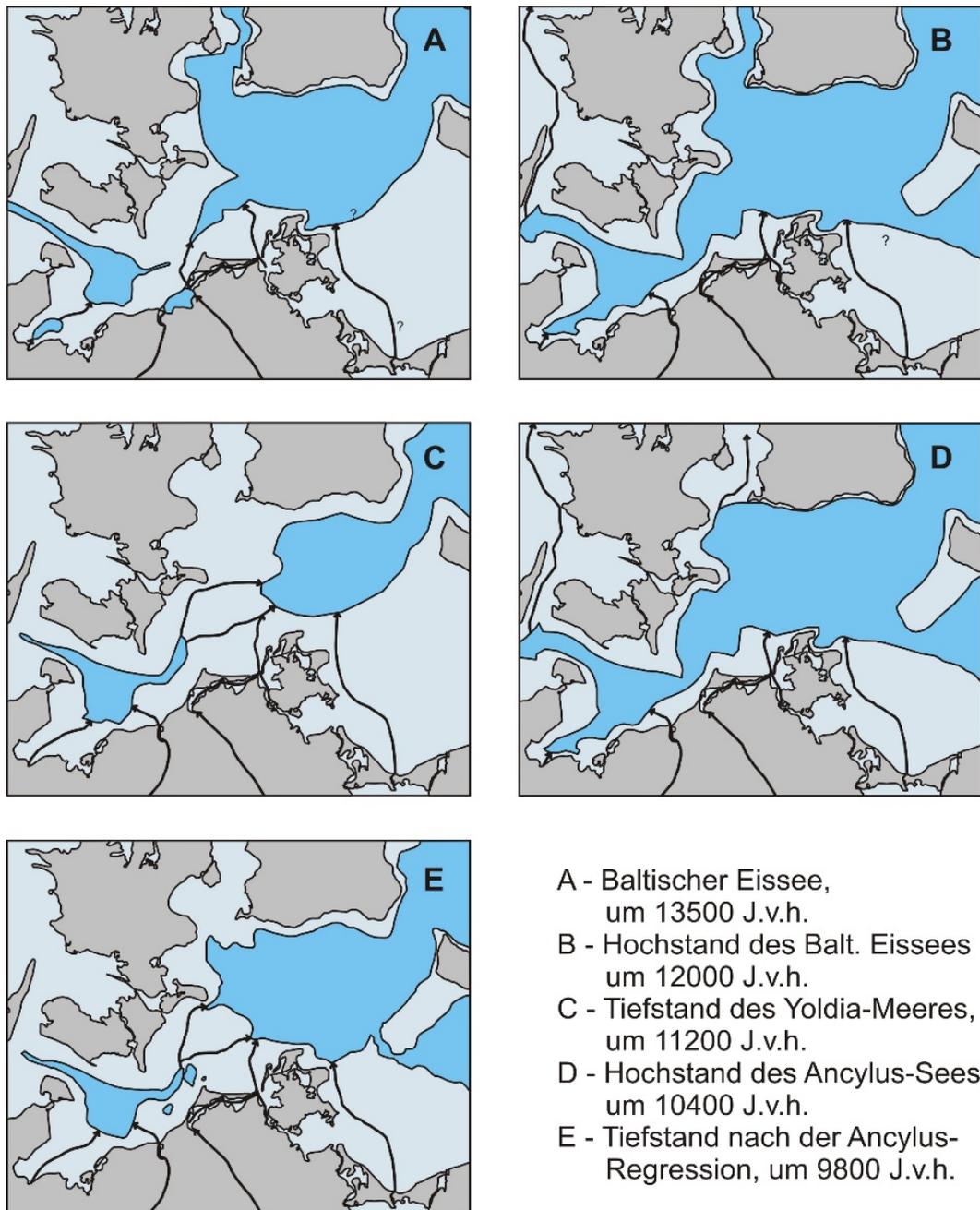


Abbildung 12: Die Entwicklung der südwestlichen Ostsee im Spätpleistozän und Holozän (aus: Lampe und Lorenz 2010).

Durch das fortgesetzte Abschmelzen der Inlandeismassen stieg Skandinavien weiter auf. In einer Art Gegenbewegung setzte sich auch die Rückbildung des sogenannten „Forebulgs“ fort, was zu einem Absinken des südlichen Ostseebereichs führte. In der Folge bildete der Ancylus-See ein Entwässerungssystem aus, das im südwestlichen Bereich über die Darsser Schwelle und durch den Fehmarn Belt verlief. Ob dieser Ausfluss als ein katastrophales Ereignis, ähnlich dem Ausfluss über die „Billigen Pforte“, oder aber kontinuierlich erfolgte, ist bis heute nicht geklärt (Björck et al. 2008, Feldens und Schwarzer 2012).

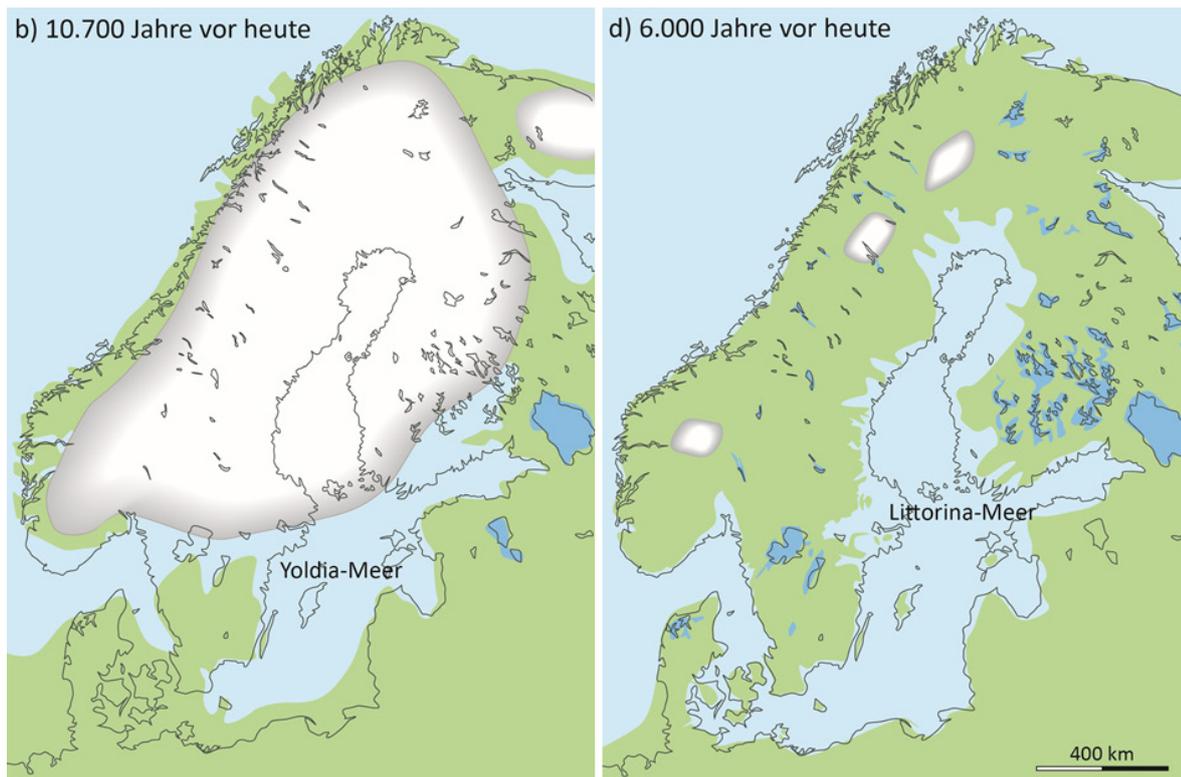


Abbildung 13: Die Ostsee nach der letzten Vereisung. Links: Die Verbindung der Ostsee mit dem Nordatlantik über die Mittelschwedische Senke. Rechts: Die Ausdehnung des Littorinameeres ca. 6.000 J. v. h. (verändert und ergänzt nach Björk 1995; aus: Meschede 2018).

Im Fehmarn Belt werden sandige Sedimentkörper, die nach dem Abfluss des Baltischen Eisstau-Sees abgelagert wurden, einem yoldia-zeitlichen, terrestrisch/fluviolen Milieu zugeordnet (Abbildung 14, Heinrich et al. 2017). Für einen katastrophalen Ausfluss des Ancylus-Sees finden sich hier keine Belege, wohl aber für ein Flusssystem mit einer Niederungslandschaft im westlichen und östlichen Bereich des Fehmarn Belts, das als Dana River bekannt ist (Lemke et al. 2001). Unklar ist bis heute immer noch, wie lange diese Abflusssituation vorgeherrschte hat.

Der andauernde, rasche, globale Meeresspiegelanstieg führte anschließend im Zuge der „Littorina Transgression“ dazu, dass die Ostsee seit ca. 7.900–7200 J. v. h. dauerhaft über Belte und Sund sowie den Fehmarn Belt mit der Nordsee verbunden ist. Die Frühphase dieser Transgression ist durch einen Anstieg des Meeresspiegels mit Raten bis zu 2,5 cm/Jahr gekennzeichnet (Abbildung 15). Dies führte zu einer weitgehenden Überflutung, eher zu einem Ertrinken der Landschaft, ohne dass stark erodiert wurde. Im submarinen Bereich finden sich daher heute ausgeprägte und noch nicht eingeebnete geomorphologische Formen einer glazialen Landschaft wie Moränenrücken, Schmelzwasserrinnen und Becken. In Sedimentkernen vom Meeresboden zeichnet sich die Littorina-transgression durch eine plötzliche Zunahme an organischem Kohlenstoff sowie durch eine Zunahme brackisch-mariner Diatomeen (Kieselalgen) aus (Sohlenius et al. 2001). Der gesamte Ablagerungsraum, der heute unterhalb von ca. -5 m NHN liegt, war davon betroffen.

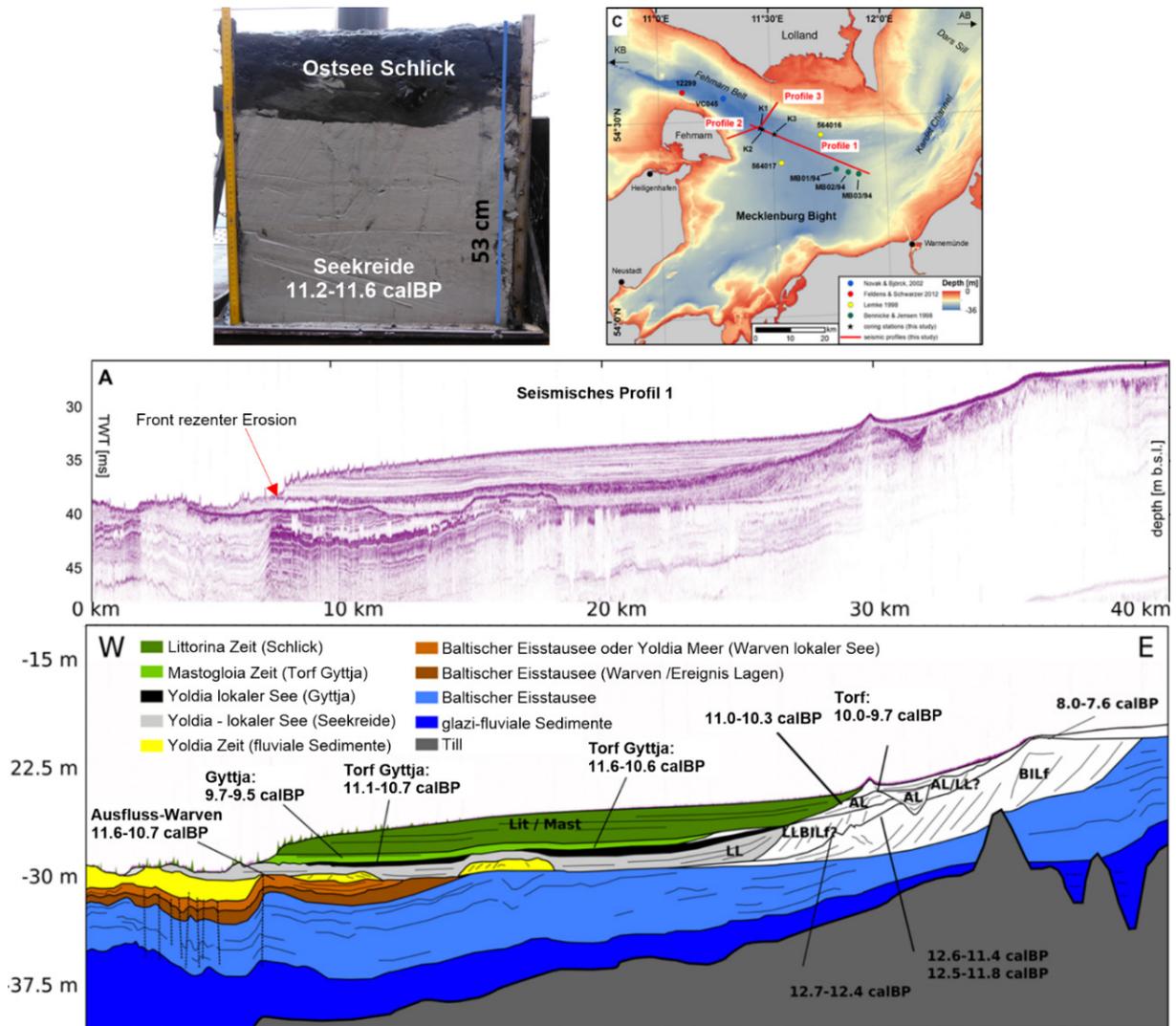


Abbildung 14: Geologisches Profil von der Mecklenburger Bucht bis in den östlichen Fehmarn-Belt. Das Profil zeigt Sedimente aller Ostseestadien, von den verschiedenen Phasen des Baltischen Eisstausees bis zu den rezenten Oberflächensedimenten. Im östlichen Fehmarn Belt wird der Meeresboden erodiert, sodass ältere Sedimente frei gelegt werden. Im Großkastengreifer (oberes Bild) liegen unter einer nur 13 cm mächtigen Schicht rezenten Ostseeschlicks helle, yoldiazzeitliche Seekreidesedimente mit einem Alter von 11.700–11.300 J. v. h. AL kennzeichnet möglicherweise ancyluszeitliche Sedimente (aus: Heinrich et al. 2017, verändert).

Ungefähr 6.000 J. v. h. hatte der Meeresspiegel nahezu den heutigen Stand erreicht. Seit dieser Zeit werden bei einem nun noch sehr geringen und relativen Meeresspiegelanstieg die Küstenstreifen intensiv durch Wellen und Strömungen umgeformt. Sedimente werden dabei sowohl am Meeresboden (Abbildung 14) als auch an den Küsten erodiert, um an anderer Stelle wieder abgelagert zu werden. Es entstehen aktive Steilküsten und vor Niederungen kommt es zur Ausbildung von Strandwallsystemen (Schwarzer et al. 2003). Auf diese Weise konnten Buchten durch den Küstenlängstransport komplett abgeschlossen werden; es entstanden Strandseen oder im größeren Maßstab die sogenannten Bodden. Die Darss-Zingster Halbinsel mit den landwärtigen Bodden, die Insel Rügen mit den teilweise innen liegenden Bodden und auch die Insel Usedom mit dem Achterwasser liefern heute sehr gute Beispiele hierfür (Lampe und Lorenz 2010, Lampe und Lampe 2020). Durch den Abtrag, den Transport und die Ablagerung von Sediment sind hier ehemals kleine Inseln, die aus Moränenmaterial und Schmelzwassersedimenten aufgebaut

sind, zu größeren Inseln zusammengewachsen (Bellec et al. 2010, Niedermeyer et al. 2011).

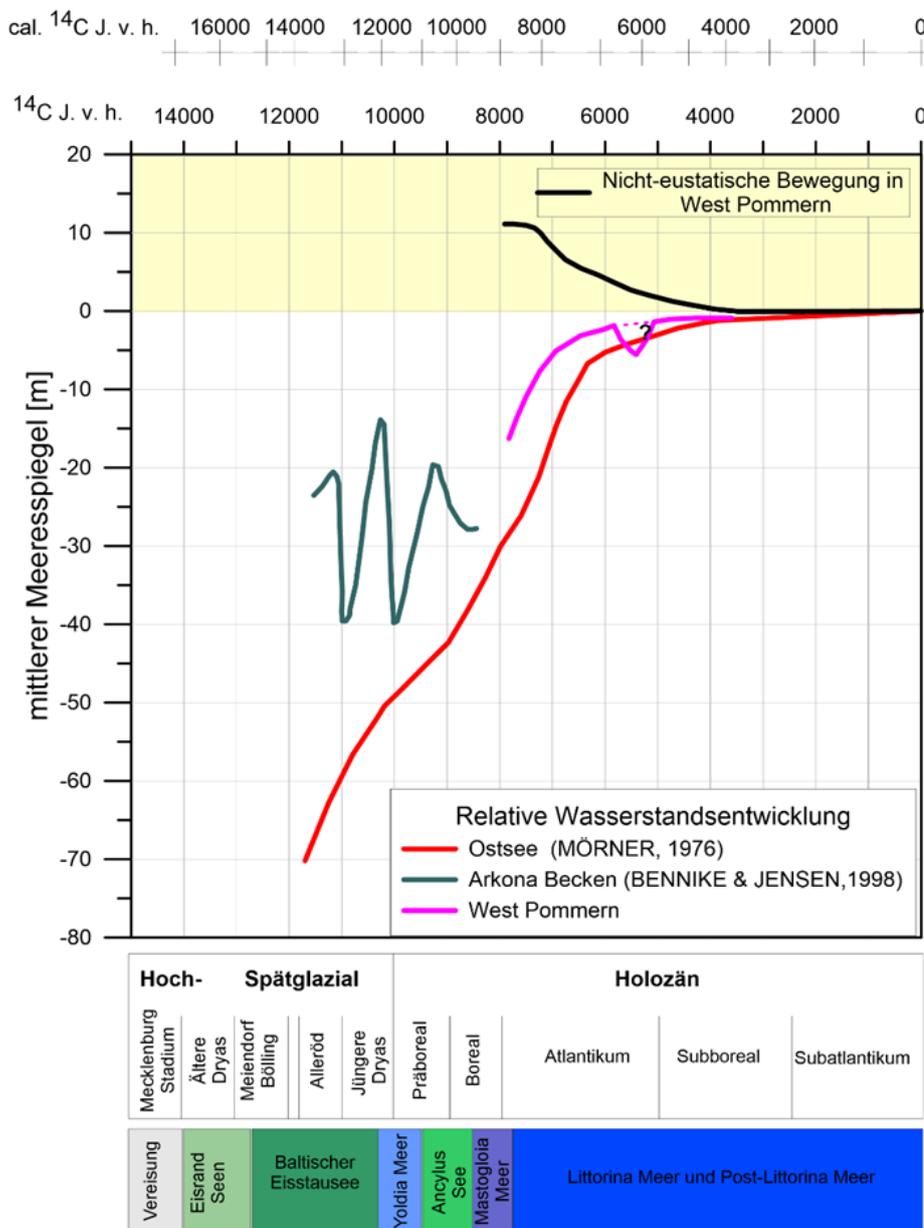


Abbildung 15: Die Entwicklung des relativen Meeresspiegels in Westpommern im Vergleich zur Entwicklung in anderen Gebieten (Mörner 1976, Jensen 1995, Bennike und Jensen 1998). Die Kurve im oberen Bereich des Diagramms zeigt die nicht eustatische Komponente, die Differenz zwischen dem eustatischen und dem relativen Meeresspiegelanstieg (Lampe 2005, modifiziert).

Die rezente Küstenentwicklung wird auch dadurch beeinflusst, dass die glazial-isostatischen Ausgleichsbewegungen bis heute anhalten. So hebt sich der nördliche Bereich der Ostsee im Bottnischen Meerbusen gegenüber dem Meeresspiegel immer noch mit Raten bis zu 9 mm/Jahr (Harff et al. 2007, 2017, Madsen et al. 2019, Abbildung 16). Dagegen werden im südlichen Teil der Ostsee Senkungsraten relativ zum Meeresspiegel mit bis zu 2 mm/Jahr beobachtet (Mörner 1977, Harff et al. 2005), die entlang der gesamten südlichen Ostseeküste zu Erosion und Küstenrückgang führen (Harff und Meyer 2011). An den Steilufern kann dieser Rückgang je nach Küstenexposition bis zu 1 m/Jahr betragen (Niedermeyer et al. 2011, Schwarzer und Averages 2020).

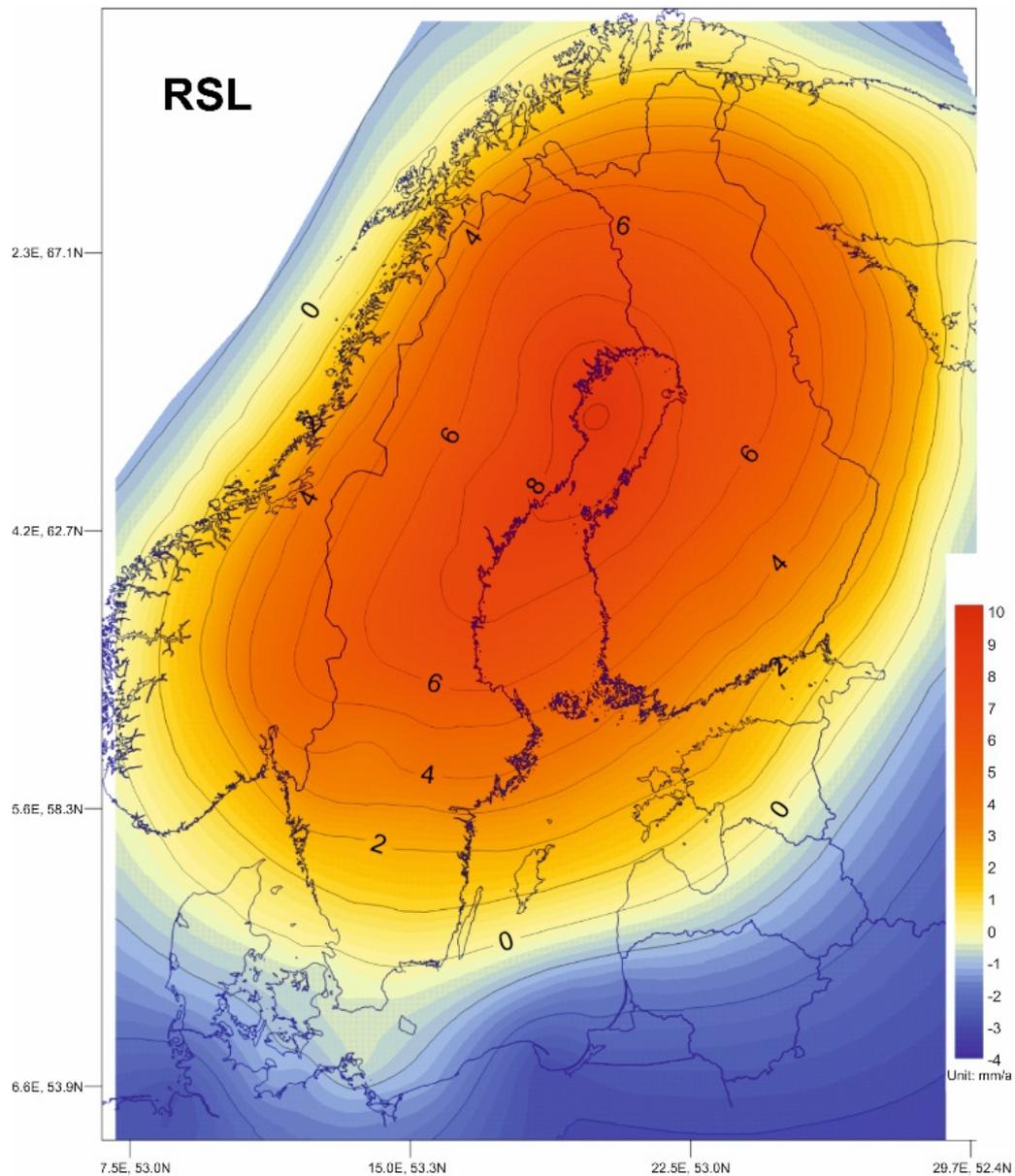


Abbildung 16: Karte der derzeitigen vertikalen Krustenbewegung relativ zum Meeresspiegel (aus: Harff et al. 2017).

Wie bestimmend die immer noch anhaltenden glazial-isostatischen Ausgleichsbewegungen für die großräumige Küstenentwicklung der Ostsee sind, zeigen Modellierungen von Cato (2004), wonach seit dem Beginn der „Littorina-Transgression“ der Meeresspiegel im nördlichen Bereich relativ zum Land um ca. 200 m abgesunken ist. Diese Regression im Nordteil der Ostsee war um ein Vielfaches größer als die Transgression, die zeitgleich entlang der südlichen Ostseeufer stattfand. Basierend auf Modellergebnissen von Meyer und Harff (2005) hat sich die flächenhafte Ausdehnung der Ostsee durch das Zurückdrängen des Meeres aus den nördlichen Beckenbereichen um ca. 30 % verringert und das Volumen hat von 47.000 km<sup>3</sup> auf ca. 22.000 km<sup>3</sup> abgenommen, was einer Reduzierung um ca. 53 % entspricht. Hierbei ist zu berücksichtigen, dass auch der Sedimenteintrag aus der Erosion des Meeresbodens im Hebungsbereich und die durch Flussfracht eingetragene Sedimentmenge zur Verringerung des Volumens beitragen.

## 4 Schlussfolgerung

Die Ausführungen haben gezeigt, dass sich Nord- und Ostsee in der geologischen Vergangenheit unterschiedlich entwickelt haben. Während die Nordsee seit langer Zeit und immer noch anhaltend ein Senkungsgebiet ist, bewirken tektonische Kräfte für weite Teile der mittleren und nördlichen Ostsee eine seit langer Zeit (in geologischen Zeiträumen betrachtet) anhaltende Hebung.

Auch in der jüngeren geologischen Vergangenheit gibt es merkliche Unterschiede. Das glaziale Relief am Meeresboden der Nordsee wird seit mehr als 100.000 Jahren durch die Überflutungen während zweier Warmzeiten (Eem und Holozän) sowie durch periglaziale Prozesse unter Festlandbedingungen während des Weichselglazials eingeebnet. Am Boden der Ostsee findet eine vergleichbare Einebnung hingegen erst seit einigen 1.000 Jahren statt. Hier werden zudem im Nordteil die postglazialen Ablagerungen der unterschiedlichen Ostseestadien herausgehoben und abradiert, während sie im Südteil in immer größere Wassertiefen absinken. Nacheiszeitliche Küstenlinien gleichen Alters findet man daher im Nordteil auf dem Land, in der südlichen Ostsee muss man sie am Meeresgrund suchen (Uścinowicz et al. 2011).

Viele neuere Untersuchungen, die teilweise vor dem Hintergrund einer künftig vermehrten Nutzung durchgeführt wurden (Reinhardt et al. 2015), zeigen, dass die generelle geologische Entwicklung von Nord- und Ostsee mittlerweile recht gut bekannt ist. Unsicherheiten gibt es aber immer noch bei der Korrelation von Daten zum postglazialen Meeresspiegelanstiegsgeschehen in Nord- und Ostsee. Dies ist besonders darauf zurückzuführen, dass eben auch viele lokale Effekte wie Kompaktion von Sedimenten, noch andauernder Salzaufstieg, glazial-isostatische Ausgleichsbewegungen oder auch neotektonische Aktivitäten das eher großskalige, eustatische Meeresspiegelanstiegsgeschehen überlagern. Zudem gibt es immer noch Unsicherheiten bei der zeitlichen Einstufung der unterschiedlichen Ostseephasen und dem Abflussgeschehen der limnischen Phasen.

Die jüngere geologische Entwicklung von Nord- und Ostsee zeigt, dass sich vom Menschen unbeeinflusste Küsten den Meeresspiegelveränderungen anpassen können. Dabei kommt es an den Küsten sowohl zum Abbau (z. B. Kliffrückgang) als auch zur Entwicklung neuer geomorphologischer Elemente wie Sandbänke, Inseln, Strandhaken, Nehrungen oder auch den Bodden. Küstenrückgang heißt nicht automatisch Flächenverlust, sondern kann auch ein Zugewinn von Fläche bedeuten, wenn z. B. hohe Steilufer, die aus einem Sediment mit hohem Sandanteil aufgebaut sind, erodiert werden und das damit frei werdende Sediment zum Aufbau flacher Nehrungen bereitgestellt wird, wie es z. B. auf der Insel Usedom mit dem Rückgang des Streckelsbergs und dem Aufbau des Peenemünder Hakens im Nordwesten und der Auffüllung der Swinepforte im Südosten der Fall ist (Schwarzer et al. 2003). Auch Orte wie Timmendorfer Strand in der inneren Lübecker Bucht konnten nur entstehen, weil durch die Küstenerosion in einem Bereich und den Küstenlängstransport das Sediment bereitgestellt und in einem anderen Bereich abgelagert wurde, worauf sich dann später Ortschaften ansiedelten.

Mit unseren Ausführungen zeigen wir auf, dass sich eine Küstenkonfiguration in der geologischen Vergangenheit stets an die auf sie einwirkenden Kräfte der Natur angepasst hat. Dies kann durch Erosion (z. B. Kliffrückgang, flächenhafter bzw. Tiefenerosion) oder auch durch Akkumulation (Bildung von Strandwallsystemen oder Watten) erfolgen. Nicht selten stehen aber, seit der Mensch begonnen hat, seinen Lebensraum aktiv zu

gestalten, solche natürlichen Küstenentwicklungen dem Streben und Wirken der menschlichen Gesellschaft entgegen. Schon seit etwa 1.000 Jahren greifen Menschen aktiv in die Entwicklung des Küstenraums ein (Kramer und Rohde 1992). Der Erfolg solcher „Managementmaßnahmen“ hängt dabei nicht nur von den Gegebenheiten des Naturraums selbst ab, sondern ganz erheblich auch vom Wissen über seinen Aufbau, seine Genese und um die dort ablaufenden Prozesse auf den unterschiedlichen Zeitskalen ab. Erst dieses Wissen macht ein erfolgreiches und nachhaltiges Handeln möglich. Vor dem Hintergrund der prognostizierten Veränderungen der Umwelt, eines steigenden Meeresspiegels und eines steigenden wirtschaftlichen Drucks auf die Küste werden möglicherweise künftig noch größere Eingriffe in das Küstensystem erforderlich sein, die ohne vertiefte Kenntnisse der geologischen Gegebenheiten nicht erfolgreich realisiert werden können.

## 5 Danksagung

Manfred Zeiler (BSH) und Alexander Bartholomä (Senckenberg Institut) haben an der 2008 erschienenen Fassung, die die Grundlage für diesen Artikel war, mitgearbeitet. Phillip Gibbard, Martin Meschede, Jan Harff, Reinhard Lampe und Burghard Flemming haben freundlicherweise Abbildungen aus ihren Arbeiten zur Verfügung gestellt. Wir danken allen für ihre Unterstützung.

## 6 Literaturverzeichnis

Ahrendt, K.: Ein Beitrag zur holozänen Entwicklung Nordfrieslands. In: *Die Küste*, 71, 1–32, 2006.

Alley, R. B.: The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. In: *Quaternary Science Review*, 19, 213–226, 2000.

Alvarez, L. W.; Alvarez, W.; Asaro, F.; Michel, H. W.: Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary Extinction. In: *Science*, 208 (4448), 1009–1108, 1980.

Andrén, T.; Björck, S.; Andrén, E.; Conley, D.; Zillén, L.; Anjar, J.: The Development of the Baltic Sea Basin During the last 130 ka. In: Harff, J.; Björck, S.; Hoth, P. (Hg.): *The Baltic Sea Basin*, 75–97, 2011.

Barckhausen, J.: Entstehung und Entwicklung der Insel Langeoog. Beiträge zur Quartärgeologie und Paläogeographie eines ostfriesischen Küstenabschnittes. In: *Oldenburger Jahrbuch*, 68, 239–281, 1969.

Bellec, V.; Diesing, M.; Schwarzer, K.: Late Quaternary Evolution of Gravel Deposits in Tromper Wiek, South-western Baltic Sea. In: *J. Coastal Res.*, 173–186, 2010.

Berner, U.; Streif, H.: Klimafakten. Der Rückblick – ein Schlüssel für die Zukunft. 238 S., 2000.

Behre, K.-E.: Eine neue Meeresspiegelkurve für die südliche Nordsee. *Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet*, 28, 9–63, 2003.

Bennike, O.; Jensen, J.-B.: Late and Postglacial Shore-level Changes in the Southwestern Baltic Sea. In: *Bulletin of the Geol. Society of Denmark*, 45, 27–38, 1998.

- Bijlsma, S.: Fluvial sedimentation from the Fennoscandian area into the north-west European basin during the late Cenozoic. In: *Geol. Mijnb.*, 60, 337–345, 1981.
- Björck, S.: A Review of the History of the Baltic Sea, 13,0–8,0 Ka BP. In: *Quaternary Int.*, 27, 19–40, 1995.
- Björck, S.; Andrén, T.; Jensen, J. B.: An attempt to resolve the partly conflicting data and ideas on the Ancyclus-Littorina transition. In: Polish Geological Institute, Special Papers, 23, 21–25, 2008.
- BSH (Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie): Standard Baugrunderkundung – Mindestanforderungen an die Baugrunderkundung und -untersuchung für Offshore Windenergieanlagen, Offshore-Stationen und Stromkabel, 39 S., 2014.
- Bungenstock, F.; Weerts, H. J. T.: Holocene relative sea-level curves for the German North Sea coast. In: *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)*, 101, 1083–1090, 2012.
- Cato, I.: Marine Mineral Deposits Within the Swedish EEZ. – Exploration, Exploitation and Sustainable Development. In: *Zeitschrift für Angewandte Geologie*, 2, 147–158, 2004.
- Cohen, K.; Gibbard, P.: “Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years v.2019 (Poster version)”, Mendeley Data, V3, <http://dx.doi.org/10.17632/dtsn3xn3n6.3>, 2020.
- Cohen, K. M.; Finney, S. C.; Gibbard, P. L.; Fan, J. - X.: The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36: 199–204, 2013, updated 2020. Stand: 15.02.2021: <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2020-03.pdf>.
- Cohen, K. M.; Gibbard, P. L.; Weerts, H. J. T.: North Sea palaeogeographical reconstruction for the last 1 Ma. In: *Netherlands J. of Geosciences – Geologie en Mijnbouw*, 93, (1/2), 7–29, 2014.
- Coughlan, M.; Fleischer, M.; Wheeler, A. J.; Hepp, D. A.; Hebbeln, D.; Moerz, T.: A revised stratigraphical framework for the Quaternary deposits of the German North Sea sector: a geological-geotechnical approach. In: *Boreas*, 47, 80–105, <https://doi.org/10.1111/bor.12253>, 2018.
- Dutton, A.; Lambeck, K.: Ice volume and sea level during the last interglacial. In: *Science*, 337, 216–219, 2012.
- Ehlers, J.: Untersuchungen zur Morphodynamik der Vereisungen Norddeutschlands unter Berücksichtigung benachbarter Gebiete. Bremer Beitr. z. Geographie u. Raumplanung, 19. Bremen, 1990.
- Ehlers, J.: Das Eiszeitalter. 2. Aufl., Heidelberg, 2020.
- Eisma, D.; Mook, W. G.; Laban, C.: An Early Holocene Tidal Flat in the Southern Bight. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 5, 1981.
- Eronen, M.; Glückert, G.; Hatakka, L.; Van De Plassche, O.; Van Der Plicht, J.; Tantala, P.: Rates and Holocene Iostatic Uplift and Relative Sea-Level Lowering of the Baltic in SW Finland Based on Studies of Isolation Contacts. In: *Boreas*, 30 (1), 445–464, 2001.

- Feldens, P.; Schwarzer, K.: The Ancyclus Lake stage of the Baltic Sea in Fehmarn Belt: Indications of a new threshold? In: *Continental Shelf Research* 35, 43–52, <https://doi.org/10.1016/j.csr.2011.12.007>, 2012.
- Figge, K.: Das Elbe-Urstromtal im Bereich der Deutschen Bucht. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 30, 1980.
- Fleming, K.; Johnston, P.; Zwartz, D.; Yokoyama, Y.; Lambeck, K.; Chappell, J.: Refining the eustatic sea-level curve since the last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. In: *Erath and Planetary Science Letters*, 163, 327–342, 1998.
- Flemming, B. W.; Davis, J. R. A.: Holocene Evolution, Morphodynamics and Sedimentology of the Spiekeroog Barrier Island System (Southern North Sea). In: *Senckenbergiana Maritima*, 24 (1/6), 117–155, 1994.
- Flemming, B. W.: Siliclastic Backbarrier Tidal Flats. In: Davis, R. A. jr.; Dalrymple, R. W. (eds): *Principles of Tidal Sedimentology*, 231–267, 2012.
- Franken, A.: Rekonstruktie van het palaeo-getijklimaat in de Noordzee. Rapport X0029-00, Waterloopkundig Lab., Delft, 74 p., 1987.
- Fruergaard, M.; Møller, I.; Johannessen, P. N.; Nielsen, L. H.; Andresen, T. J.; Nielsen, L.; Sander, L.; Pejrup, M.: Stratigraphy, evolution and controls of a Holocene transgressive-regressive barrier island under changing sea level: Danish North Sea coast. In: *J. Of Sedimentary Research*, 85, 820–844, <http://dx.doi.org/10.2110/jsr.2015.53>, 2015.
- Gibbard, P. L.; Lewin, J.: Filling the North Sea Basin: Cenozoic sediment sources and river styles. In: *Geologica Belgica*, 19/3–4, 201–217, 2016.
- Harff, J.; Emelyanov, E. M.; Schmidt-Thomé, M.; Spiridonov, M.: Mineral Resources of the Baltic Sea – Exploration, Exploitation and Sustainable Development. *Zeitschrift für Angewandte Geologie, Sonderheft 2*, 2004.
- Harff, J.; Lampe, R.; Lemke, W.; Lübke, H.; Lüth, F.; Meyer, M.; Tauber, F.: The Baltic Sea – A Model Ocean to Study Interrelations of Geosphere, Ecosphere, and Anthroposphere in the Coastal Zone. *J. of Coastal Research*, 21 (3), 441–446, 2005.
- Harff, J.; Lemke, W.; Lampe, R.; Lüth, F.; Lübke, H.; Meyer, M.; Tauber, F.; Schmöölcke, U.: The Baltic Sea coast – a model of interrelations among geosphere, climate, and anthroposphere. In: Harff, J.; Hay, W. W.; Tetzlaff, D. M. (eds): *Coastline changes: Interrelation of climate and geological processes*. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 426, 133–142, 2007.
- Harff, J.; Meyer, M.: Coastlines of the Baltic Sea – zones of competition between geological processes and a changing climate. In: Harff, J.; Björck, S.; Hoth, P. (eds): *The Baltic Sea basin*. Springer (Heidelberg et al.), 149–164, 2011.
- Harff, J.; Deng, J.; Dudzińska-Nowak, J.; Fröhle, P.; Groh, A.; Hünicke, B.; Soomere, T.; Zhang, W.: What Determines the Changes of Coastlines in the Baltic Sea? In: Harff, J.; Furmanczyk, K.; Von Storch, H. (eds.): *Coastline Changes of The Baltic Sea from South to East – Past and Future Projection*, 15–35, 2017.
- HELCOM: Climate Change in the Baltic Sea Area – HELCOM Thematic Assessment 2007. *Baltic Sea Environ. Proc. No. 111*, 49 pp., 2007.

Heinrich, C.; Anders, S.; Schwarzer, K.: Late Pleistocene and early Holocene drainage events in the eastern Fehmarn Belt and Mecklenburg Bight, SW Baltic Sea. In: *Boreas*, <http://doi.org/10.1111/bor.12298>, 2017.

Hepp, D. A.; Hebbeln, D.; Kreiter, S.; Keil, H.; Bathmann, C.; Ehlers, J.; Moerz, T.: An east–west-trending Quaternary tunnel valley in the south-eastern North Sea and its seismic–sedimentological interpretation. In: *Journal of Quaternary Sci.* 27, 8, 844–853, <http://doi.org/10.1002/jqs.2599>, 2012.

Hummel, P.; Cordes, E.: Holozäne Sedimentation und Faziesdifferenzierung beim Aufbau der Lundener Nehrung (Norderdithmarschen). In: *Meyniana*, 19, 103–112, 1969.

International Commission on Stratigraphy – ICS: Table on Geological Time Scales, 2003.

Jensen, B.: A Baltic Ice Lake Transgression in the Southwestern Baltic: Evidence from Fakse Bugt, Denmark. In: *Quaternary Int.*, 27, 59–68, 1995.

Katzung, G.: The Caledonides at the Southern Margin of the East European Craton. In: *N. Jb. Geol. Paläont. Anh.*, 222, 3–53, <http://doi.org/10.1127/njgpa/222/2001/3>, 2001.

Katzung, G.: *Geologie von Mecklenburg-Vorpommern*, 580 S., 2004.

Klaffke, S. M.; Bungenstock, F.; Lindhorst, S.; Brückner, H.; Freund, H.: Wie wuchs Langeoog aus dem Meer empor? Neue sedimentologische und geophysikalische Untersuchungen zur Inselentstehung. In: *Marburger Geographische Schriften*, 145, 1–16, 2009.

Konradi, P. B.; Larsen, B.; Sørensen, A. B.: Marine Eemian in the Danish eastern North Sea. In: *Quaternary Int.*, 133–134, 21–31, <http://doi.org/10.1016/j.quaint.2004.10.003>, 2005.

Kosack, B.; Lange, W.: Das Eem-Vorkommen von Offenbüttel/Schnittlohe und die Ausbreitung des Eem-Meeres zwischen Nord- und Ostsee. In: *Geol. Jb.*, A 86, 3–17, 1986.

Kramer, J.; Rohde, H.: *Historischer Küstenschutz. Deichbau, Inselschutz und Binnenentwässerung an Nord- und Ostsee.* 567 S., 1992.

Lampe, R.: Lateglacial and Holocene Water-level Variations Along the NE German Baltic Sea Coast: Review and New Results. In: *Quaternary Int.*, 121–136, 2005.

Lampe, R.; Lorenz, S.: *Eiszeitlandschaften in Mecklenburg-Vorpommern*, 162 S., <http://doi.org/10.3285/g0005>, 2010.

Lampe, R.; Lampe, M.: The role of sea-level changes in the evolution of coastal barriers – An example from the southwestern Baltic Sea. *The Holocene*, 1–14, <http://doi.org/10.1177/0959683620981703>, 2020.

Lange, D.: *Geologische Untersuchungen an spätglazialen und holozänen Sedimenten der Lübecker und Mecklenburger Bucht.* Diss. Inst. f. Ostseeforschung Warnemünde, 164 p., 1984.

Lehné, R.; Sirocko, F.: Recent vertical crustal movements and resulting surface deformation within the North German Basin (Schleswig-Holstein) derived by GIS-based analysis of repeated precise leveling data. In: *Z. Dt. Ges. Geowiss.*, 161, 2, 175–188, 2010.

- Lemke, W.: Sedimentation und paläogeographische Entwicklung im westlichen Ostseeraum (Mecklenburger Bucht bis Arkonabecken) vom Ende der Weichselvereisung bis zur Littorinazeit. *Meereswissenschaftliche Ber.*, 31, 156 p., 1998.
- Lemke, W.; Jensen, J. B.; Bennike, O.; Endler, R.; Witkowski, A.; Kuijpers, A.: Hydrographic thresholds in the western Baltic Sea: Late Quaternary geology and the Dana River concept. In: *Mar. Geol.*, 176, 191–201, 2001.
- Lindert, W.; Wegner, H. - U.; Zagora, I.; Zagora, K.: Ein neuer Perm-Aufschluss im Seegebiet östlich von Rügen. In: *Geol. Jb.*, A 131, 351–360, 1993.
- LKN.SH (Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein): Fachplan Küstenschutz Sylt, Grundlagen, Sandentnahmen, Stand: 26.12.2020: [https://www.schleswig-holstein.de/DE/Fachinhalte/K/kuestenschutz\\_fachplaene/Sylt/Downloads/FP\\_Sylt\\_2-5\\_Sandentnahmegebiete.html](https://www.schleswig-holstein.de/DE/Fachinhalte/K/kuestenschutz_fachplaene/Sylt/Downloads/FP_Sylt_2-5_Sandentnahmegebiete.html), 2015.
- Lohrberg, A.; Schwarzer, K.; Unverricht, D.; Omlin, A.; Krastel, S.: Architecture of tunnel valleys in the southeastern North Sea: New insights from high-resolution seismic imaging. In: *Journal of Quaternary Science*, 35, 7, 892–906, <http://doi.org/10.1002/jqs.3244>, 2020.
- Lohberg, A.; Krastel, S.; Unverricht, D.; Schwarzer, K.: The Helgoland Glaciotectonic Complex in the southeastern North Sea: Indications of a pre-Elsterian Ice Margin, Boreas, (in Review).
- Lokhorst, A. (Hg.): *The Northwest European Gasatlas*. Netherlands Institute of Applied Geoscience TNO, Haarlem, 1998.
- Lourens, L.; Hilgen, F.; Shackelton, N. J.; Laskar, J.; Wilson, D.: The Neogen period. In: Gradstein, F.; Ogg, J.; Smith, A. G. (Eds.): *A Geologic Time Scale*. Cambridge Univ. Press, 610 pp., 2004.
- Lutz, R.; Kalka, S.; Gaedicke, C.; Reinhardt, L.; Winsemann, J.: Pleistocene tunnel valleys in the German North Sea: Spatial distribution and morphology. In: *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 160/3, 225–235, 2009.
- Madsen, K. S.; Høyer, J. L.; Suursaar, Ü.; She, J.; Knudsen, P.: Sea Level Trends and Variability of the Baltic Sea From 2D Statistical Reconstruction and Altimetry. *Front. In: Earth Sci.*, <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00243>, 2019.
- Marks, L.; Pavlovskaia, I. E.: The Holsteinian Interglacial river network of mid-eastern Poland and western Belarus. In: *Boreas*, 32, 227–346, 2003.
- Meijles, E. W.; Kiden, P.; Streuman, H. - J.; Van Der Plicht, J.; Vos, P.; Gehrels, W. R.; Kopp, R. E.: Holocene relative mean sea-level changes in the Wadden Sea area, northern Netherlands. In: *Journal of Quaternary Science*, 33, 8, <https://doi.org/10.1002/jqs.3068>, 2018.
- Meschede, M.: *Geologie Deutschlands – ein prozessorientierter Ansatz*, 2. Aufl., 253 S., (Springer), <https://doi.org/10.1007/978-3-662-56422-6>, 2018.
- Meyer, M.; Harff, J.: Modelling Palaeo Coastline Changes of the Baltic Sea. In: *J. of Coastal Research*, 21, 3, 598–609, 2005.

Mielk, F.; Hass, C.; Michaelis, R.; Sander, L.; Papenmeier, S.; Wiltshire, K. H.: Morphological changes due to marine aggregate extraction for beach nourishment in the German Bight (SE North Sea). *Geomarine Letters*, <https://doi.org/10.1007/s00367-018-0556-4>, 2018.

Miettinen, A.; Head, M.; Knudsen, K. L.: Eemian sea-level highstand in the Eastern Baltic Sea linked to long-duration White Sea connection. In: *Quaternary Science Reviews*, 86, 158–174, 2014.

Milbradt, P.; Kösters, F.; Putzar, B.; Plüß, A.: Analyse des Sedimenttransports und der Morphodynamik in der Deutschen Bucht auf Basis des Multi-Modell-Ansatzes. In: *Die Küste*, 83, 147–165, 2015.

Milne, G. A.; Long, A. J.; Bassett, S. E.: Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. In: *Quaternary Science reviews* 24, 1183–1202, 2005.

Mörner, N. - A.: Eustatic Changes During the Last 8,000 Years in View of Radiocarbon Calibration and New Information from the Kattegat Region and Other North-western European Coastal Areas. In: *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, 19, 63–85, 1976.

Mörner, N. - A.: Post and Present Uplift in Sweden: Glacial Isostasy, Tectonism and Bedrock Influence. In: *Geol. Fören. i Stockholm Förh.*, 29, 48–54, 1977.

Muschiettiello, F.; Lea, J. M.; Greenwood, S. L.; Nick, F. M.; Brunnberg, L.; Macleod, A.; Wolfarth, B.: Timing of the first drainage of the Baltic Ice Lake synchronous with the onset of Greenland Stadial 1. In: *Boreas*, 45, 2, 322–334, 2015.

Niedermeyer, R.-O.; Lampe, R.; Jahnke, W.; Schwarzer, K.; Duphorn, K.; Kliewe, H.; Werner, F.: *Die deutsche Ostseeküste (2. völlig neu bearbeitete Aufl.)*. Sammlung geologischer Führer, 105, 370 S., 2011.

Novak, B.; Björck, S.: A Late Pleistocene lacustrine transgression in the Fehmarn Belt, southwestern Baltic Sea. In: *International Journal of Earth Science*, 93, 634–644, 2004.

Overeem, I.; Weltje, G. J.; Bishop-Kay, C.; Kroonenberg, S. B.: The Late Cenozoic Eridanos delta system in the Southern North Sea Basin. A climate signal in sediment supply? In: *Basin Research*, 13, 293–312, 2001.

Papenmeier, S.; Hass, C.: Revisiting the Paleo Elbe Valley: Reconstruction of the Holocene, Sedimentary Development on Basis of High-Resolution Grain Size Data and Shallow Seismics. In: *Geosciences* 2020, 10, 505; <https://doi.org/10.3390/geosciences10120505>, 2020.

Peltier, W. R.: On eustatic sea level history: Last Glacial Maximum to Holocene. In: *Quaternary Science Reviews* 21, 377–396, 2002.

Petit, J. R.; Jouzel, J.; Raynaud, D.; Barkov, N. I.; Barnola, J. - M.; Basile, I.; Bender, M.; Chappellaz, J.; Davis, M.; Delaygue, G.; Delmotte, M.; Kotlyakov, V. M.; Legrand, M.; Lipenkov, V. Y.; Lorius, C.; Pépin, L.; Ritz, C.; Saltzman, E.; Stievenard, M.: Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. In: *Nature*, 399, 429–436, 1999.

- Pharaoh, T. C.; Dusar, M.; Geluk, M. C.; Kockel, F.; Krawczyk, C. M.; Krzywiec, P.; Scheck-Wenderoth, M.; Thybo, H.; Vejbæk, O. V.; Van Wees, J. D.: Tectonic evolution. In: Doornenbal, J. C.; Stevenson, A. G. (Hg.): Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area. EAGE Publications b.v., Houten, 25–57, 2010.
- Reinhardt, L.; Krüger, A.; Schwarz, C.; Zeiler, M.: Geologische Basisdaten als Entscheidungsgrundlage für Politik und Wirtschaft. In: Erdöl, Erdgas, Kohle, 131, 2, 59–63, 2015.
- Richter-Bernburg, G.: Saline Deposits in Germany: A Review and General Introduction to the Excursion. Geology of Saline Deposits, Proc. Hannover Symp. 1968, 1972.
- Schmidt-Thomé, P.: Helgoland – seine Düneninsel, die umgebenden Klippen und Meeresgründe. Sammlung Geologischer Führer, 82, 1987.
- Schwarz, C.: Neue Befunde zur Verbreitung und Dimension pleistozäner Rinnensysteme auf dem deutschen Nordseeschelf. In: Geol. Jb., A 146, 233–244, 1996.
- Schwarzer, K.: Das Morsum-Kliff und seine Ausbreitung unter den nördlich vorgelagerten Wattsedimenten. In: Degens, E. T.; Hilmer, G.; Spaeth, C.: Exkursionsführer Erdgeschichte des Nordsee- und Ostseeraumes, Hamburg, 251–282, 1984.
- Schwarzer, K.; Diesing, M.; Larson, M.; Niedermeyer, R.-O.; Schumacher, W.; Furmanczyk, K.: Coastline Evolution at Different Time Scales – Examples from the Southern Baltic Sea (Pomeranian Bight). In: Mar. Geol., 194, 79–101, 2003.
- Schwarzer, K.; Averages, T.: Sedimentbudget Ostsee, Inst. F. Geowissenschaften, Univ. Kiel, Abschlussbericht (unveröffentlicht), 50 S., 2020.
- Seifert, T.; Tauber, F.; Kayser, B.: ‘A High Resolution Spherical Grid Topography of the Baltic Sea – 2nd edition’, Baltic Sea Science Congress, Stockholm 25–29. November 2001, Poster #147, [www.io-warnemuende.de/iowtopo](http://www.io-warnemuende.de/iowtopo), 2001.
- Sindowski, K.-H.: Das ostfriesische Küstengebiet, Inseln, Watten und Marschen. Sammlung geologischer Führer, 57, 162 S., 1973.
- Sohlenius, G.; Emeis, K. C.; Andrén, E.; Andrén, T.; Kohly, A.: Developmen of anoxia during the fresh-brackish water transition in the Baltic Sea. In: Marine Geology, 177, 221–242, 2001.
- Streif, H.-J.: Das ostfriesische Küstengebiet. Nordsee, Inseln, Watten und Marschen. Sammlung Geologischer Führer, 57, 376 S., 1990.
- Streif, H.-J.: Nordsee und Küstenlandschaft – Beispiel einer dynamischen Landschaftsentwicklung. Akad. In: Geowiss. Hannover, Veröffentl., 20, 134–149, 2002.
- Streif, H.-J.: Sedimentary Record of Pleistocene and Holocene Marine Inundations Along the North Sea Coast of Lower Saxony, Germany. In: Quaternary International., 112, 3–28, 2004.
- Stroeven, A. P.; Hättstrand, C.; Kleman, J.; Heyman, J.; Fabel, D.; Fredin, O.; Goodfellow, B. W.; Harbor, J. M.; Jansen, J. D.; Olsen, L.; Caffee, M. W.; Fink, D.; Lundqvist, J.; Rosqvist, G. C.; Strömberg, B.; Jansson, K. N.: Deglaciation of Fennoscandia. In: Quat. Sci. Reviews, 147, 91–121, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.016>, 2016.

Stuiver, M.; Reimer, P. J.; Reimer, R. W.: CALIB 7.1 [WWW-program] at <http://calib.org>, Stand: 02.12.2020, 2017.

Temmler, H.: Neue Ergebnisse zum Aufbau des Eem-Interglazials in Nordfriesland. In: *Meyniana* 47, 83–100, 1995.

Uścińowicz, S.; Miotk-Szpiganowicz, G.; Krapiec, M.; Witak, M.; Harff, J.; Lübke, H.; Tauber, F.: Drowned Forests in the Gulf of Gdańsk (Southern Baltic) as an Indicator of the Holocene Shoreline Changes. In: Harff, J.; Björk, S.; Hoth, P.: *The Baltic Sea Basin*, 219–231, [https://doi.org/10.1007/987-3-642-17220-5\\_11](https://doi.org/10.1007/987-3-642-17220-5_11), 2011.

Veizer, J.; Ala, D.; Azmy, K.; Bruckschen, P.; Buhl, D.; Bruhn, F.; Carden, G. A. F.; Diener, A.; Ebner, S.; Godderis, Y.; Jasper, T.; Korte, C.; Pawellek, F.; Podlaha, O.; Strauss, H.:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater. In: *Chemical Geology*, 161, 59–88, 1999.

Vink, A.; Steffen, H.; Reinhardt, L.; Kaufmann, G.: Holocene relative sea-level change, isostatic subsidence and the radial viscosity structure of the mantle of northwest Europe (Belgium, the Netherlands, Germany, southern North Sea). In: *Quat. Sci. Reviews*, 26, 3249–3275, 2007.

Walker, M.; Johnsen, S.; Rasmussen, S. O.; Pop, T.; Steffensen, J.-P.; Gibbard, P.; Hoek, W.; Lowe, J.; Andrews, J.; Björk, S.; Cwynar, L. C.; Hughen, K.; Kershaw, P.; Kromer, B.; Litt, T.; Lowe, D. J.; Nagakawa, T.; Newham, R.; Schwander, J.: Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. In: *J. of Quaternary Sci.*, 24, 1, 3–17, 2009.

Walter, R.: *Geologie von Mitteleuropa*, 7. Auflage, 511 S., 2007.

Winn, K.; Erlenkeuser, H.: Das Eem-Meer in Norddeutschland und angrenzenden Gebieten: Aufbau einer stratigraphischen Feingliederung und Untersuchung der paläohydrographischen Entwicklung nach isotopischen, sedimentologischen, geochemischen und faunistischen Kriterien. DFG -Forschungsvorhaben Wi 1322/1-1-2, Abschlussbericht, 95 S., 1998.

Winsemann, J.; Koopmann, H.; Tanner, D. C.; Lutz, R.; Lang, J.; Brandes, C.; Gaedicke, C.: Seismic interpretation and structural restoration of the Heligoland glaciotectionic thrust-fault complex: Implications for multiple deformation during (pre-)Elsterian to Warthian ice advances into the southern North Sea Basin. *Quat. Sci. Reviews*, 227, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106068>, 2020.

Zeiler, M.; Figge, K.; Griewatsch, K.; Diesing, M.; Schwarzer, K.: Regenerierung von Materialentnahmestellen in Nord- und Ostsee. In: *Die Küste* 68, 67–89, 2004.

Zeiler, M.; Schwarzer, K.; Ricklefs, K.: 2008. Seabed Morphology and Seabed Sediments. In: *Die Küste* 74, 31–44, 2008.

Zelčs, V.; Markots, A.: Deglaciation history of Latvia. In: Ehlers, J.; Gibbard, P. L.: *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology Part I, Europe*, 225–243, 2004.

Ziegler, P. A.: *Geological Atlas of Western and Central Europe*, 2nd edn. Shell internationale Petroleum Maatschappij, BV, Geological Society, 1990.