Beih. Ber. Naturh. Ges.	5	Keller-Festschrift	Hannover 1968

Das Küsten-Holozän im nördlichen Teil der Hadeler Bucht (Raum Cuxhaven-Otterndorf)

Von KARL-HEINZ SINDOWSKI*)

Mit 4 Abbildungen und 3 Tabellen

Zusammenfassung

Wie an der gesamten südlichen Nordseeküste baut sich auch im Land Hadeln das Küsten-Holozän aus einem Schichten-Komplex auf, der von 8—10 Ingressionsfolgen der holozänen Nordsee abgelagert wurde. Jeweils 2 Ingressionsfolgen bilden die Baltrum-, die Dornum- und die Midlum-Schichten. Die nach der Zeitenwende abgelagerten Pewsum-Schichten umfassen zwar 4 Ingressionsfolgen, jedoch sind die beiden jüngsten infolge Bedeichung regional bedeutungslos.

Die Ablagerung erfolgte in brackischen bis limnischen Bereichen, in denen sich die Ingressionsfolgen mit dem Küstenrandmoor verzahnen. Daneben tritt in den Rinnen eine sandige Abfolge des marinen Bereiches auf.

Die Ingression der holozänen Nordsee drang in eine morphologisch durch nordgerichtete Täler stark gegliederte Landschaft ein. Diese im Drenthe-Stadium der Saale-Eiszeit angelegten und in der Eem-Zeit wahrscheinlich noch vertieften Täler wurden durch Bohrungen als in die pleistozäne Oberfläche eingeschnittene Rinnen ermittelt.

Inhalt

1. Einleitung
2. Küsten-Holozän
2.1 Morphologie der pleistozänen Oberfläche
2.2 Baltrum-Schichten
2.3 Dornum-Schichten
2.4 Midlum-Schichten
2.5 Pewsum-Schichten
2.6 Sandige Rinnen-Füllungen
3. Nordseespiegel-Anstieg und Ablagerungstiefe
4. Literatur

*) Priv.-Doz. Dr. K.-H. SINDOWSKI, Nieders. L.-Amt für Bodenforsch., 3 Hannover, Alfred-Bentz-Haus.

1. Einleitung

Der hier behandelte nördliche, fast ausschließlich marschbedeckte Teil der Hadeler Bucht umfaßt das Gebiet der topographischen Karten 1:25 000 Nr. 2117 Altenwalde, 2118 Cuxhaven, 2119 Otterndorf, 2120 Neuhaus/Oste (Westhälfte), 2218 Wanna, 2219 Ihlienworth und 2220 Cadenberge (Westhälfte). Diese Blätter wurden im Rahmen des Küstenkartier-Programmes des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung in Hannover geologisch und bodenkundlich aufgenommen. Das Küsten-Holozän des sich an unser Gebiet südlich anschließenden, vorwiegend moorbedeckten Teiles der Hadeler Bucht wurde bereits von DECHEND & LANG (1965) bearbeitet.

Das Marschgebiet des Nordteiles der Hadeler Bucht wird von Geesthöhen umrahmt, die gegen Ende des Drenthe-Stadiums der Saale-Eiszeit glaziär gestaucht wurden: im Westen von Hoher Lieth und Altenwalder Höhe, im Süden von den Wannaer Höhen und im Osten von der Wingst. Den Geestrand rings um die Hadeler Bucht begleitet ein Niedermoor-Gürtel, der den sichtbaren jüngsten Teil des holozänen Küstenrandmoores bildet.

2. Küsten-Holozän

Die Schichtfolge des Küsten-Holozäns besteht aus einem Komplex von Wattsedimenten, die durch mehrere Ingressionsphasen der holozänen Nordsee abgelagert wurden. Diese einstigen Wattablagerungen bauen den Körper der heutigen Hadeler Marsch auf.

Die Wattgebiete werden auf Grund der Salinität des sie bei Flut bedeckenden Wassers in einen marinen und brackischen Bereich unterteilt. Im marinen Bereich kommen Wattsande und sandige Schlicke mit Wattfauna zum Absatz, und zwar bei einem Salzgehalt des Ablagerungsmediums von über 16‰. Verzahnungen mit dem Küstenrandmoor treten nicht auf. Im brackischen Bereich dagegen liegt die Salinität des ablagernden Mediums im Intervall des Brackwassers (0,5—16‰), und der Schlickabsatz findet häufig in Schilffeldern statt, die einen maximalen Salzgehalt von 10‰ vertragen. Eine Verzahnung mit dem perimarinen Küstenrandmoor ist stets vorhanden, so daß dort die Bohrprofile eine Wechselfolge von Torf- und Klei-Lagen aufzeigen.

Verschiedene, recht unterschiedliche Faktoren (z. B. Stand des Nordsee-Spiegels und des Grundwassers, Morphologie der Geest) bedingen fazielle Ausbildung, regionale Verbreitung und Möglichkeit einer differenzierteren lithostratigraphischen Unterteilung des holozänen Schichtenkomplexes.

Die lithostratigraphische — und künftig auch chronostratigraphische — Unterteilung des Küsten-Holozäns kann am vorteilhaftesten im brackischen und perimarinen Bereich durchgeführt werden, denn nur hier verzahnt sich das Küstenrandmoor mit den verschiedenen Ingressionsfolgen der Nordsee. Die mit

den brackischen Schlickwatt-Ablagerungen wechsellagernden Niedermoor-Torfhorizonte des Küstenrandmoores können durch Pollen-Analyse und Radiokarbon-Bestimmung datiert werden, erlauben somit auch eine biostratigraphische und geochronologische Altersbestimmung der Ingressionsphasen. Im marinen Bereich, außerhalb des brackischen und perimarinen Gebietes, fehlen die Torflagen meist ganz. Folglich kann sich die Datierung der Ingressionsphasen hier nur auf vereinzelte, relativ junge Humusdwog-Horizonte (alte Landoberflächen) stützen, bleibt also lückenhaft. Wo auch diese wenigen datierbaren Horizonte fehlen — Schill-Horizonte ergeben nur unsichere ^{14}C-Daten —, ist eine stärker differenzierte lithostratigraphische Aufteilung fast unmöglich. Hier können andere, z. B. sedimentologische Methoden einen gewissen Ersatz schaffen.

Im brackischen und perimarinen Bereich lassen sich längs der südlichen Nordseeküste von der belgischen bis zur dänischen Grenze zehn Phasen der holozänen Nordsee-Ingression unterscheiden (BRAND, HAGEMAN, JELGERSMA & SINDOWSKI 1966) und zeitlich begrenzen (Tab. 1, 2):

Tabelle 1: Lithostratigraphische Einteilung der holozänen Nordsee-Formation

Nr.	Ingressionsphase	Schicht	Schichten	Unterformation	Formation
10.	o_4	Wyk	Pewsum	Dünkirchen	Holozäne Nordsee-Formation
9.	o_3				
8.	o_2	Tönning			
7.	o_1				
6.	u_2	Schwabstedt	Midlum		
5.	u_1	Meldorf			
4.	m_{3B}	Husum	Dornum	Calais	
3.	m_{3A}	Fiel			
2.	m_2	Eesch	Baltrum		
1.	m_1	Barlt			

Die stratigraphisch wichtigen datierbaren Torfhorizonte gehören in unserem Gebiet ausschließlich zum geestrandnahen Küstenrandmoor. Dieses war ein Nieder-

moor, das häufig als Bruchwaldmoor begonnen hat. Sein Moorwachstum war von einer hohen Lage des Grundwasserstandes abhängig. Infolge allmählicher Füllung des Nordseebeckens mit Schmelzwässern des Weichsel-Inlandeises und des postglazialen skandinavischen Inlandeises stieg der Nordseespiegel schnell seit dem Altholozän an (Abb. 4). Er bedingte einen gleichsinnigen Anstieg des Grundwasserspiegels im Küstengebiet. Die Folge war, daß auch das Niedermoor-Wachstum auf den Grundwasseranstieg reagieren und sich auf immer höher gelegene Geestflächen verlagern mußte, nachdem es auf den tiefer gelegenen Geestpartien durch Überflutung zum Erliegen kam. Es bestehen also direkte Beziehungen zwischen Nordseespiegel-Anstieg und Höhenlage der Torfhorizonte des Küstenrandmoores (vgl. Kap. 3). Ausnahmen beruhen auf paläogeographischen Besonderheiten, die sich aus der Morphologie der heute nur von „junger Marsch" (Midlum- und Pewsum-Schichten) bedeckten Geestoberfläche sowie der Höhenlage der an diesen Streifen anschließenden nicht überfluteten Geest ergeben. Ferner sind Niveauveränderungen, die durch junge Bewegungen der in größerer Tiefe liegenden langgestreckten Salzwälle und durch Subrosionserscheinungen ihrer Salzkörper verursacht sein können, in unserem Gebiet nicht ohne weiteres auszuschließen.

Fazielle Ausbildung und regionale Verbreitung des Küsten-Holozäns sind wesentlich, wenn nicht ausschließlich, von der Morphologie des Festlandes, das durch die vordringende Nordsee überflutet wurde, abhängig. Da es sich bei den quartären Nordsee-Vorstößen (Holstein, Eem, Holozän) um keine Transgressionen bei sinkender Festlandsküste, sondern um Ingressionen bei steigendem Meeresspiegel, also um ein Vollaufen von vorhandenen Hohlformen handelt, muß hier zunächst die aus dem Drenthe-Stadium der Saale-Eiszeit überkommene und während des Eem-Interglazials veränderte Morphologie unseres Gebietes im Hinblick auf die holozäne Nordsee-Ingression näher beschrieben werden.

2.1 Morphologie der Pleistozän-Oberfläche

Die unter die Marsch der Hadeler Bucht abtauchende Geestoberfläche wurde durch zahlreiche gezielte Erkundungsbohrungen abgetastet. Nach der auf weniger zahlreiche Daten gegründeten Kartenskizze von W. G. SIMON (1958 Abb. 1) könnte die Vorstellung entstehen, als sei die Geestoberfläche eine zur heutigen Elbe-Rinne kontinuierlich abfallende schiefe Ebene, also die westliche Randzone der Elbe-Rinne. Nach Aussage der neuen Bohrungen zeigt sich jedoch ein stark ausgeprägtes nordsüdgegliedertes Relief mit einem System von nordgerichteten Rinnen, die teilweise 25—30 m eingetieft sind und in die heutige Elbe-Rinne ausstreichen (Abb. 1). Die damalige Elbe-Rinne als Hauptvorfluter muß demnach nördlicher als heute gelegen haben, wenn sie überhaupt schon im Drenthe-Stadium vorhanden war.

Diese in die Geestfläche eingeschnittenen Rinnen müssen als drenthestadiale Schmelzwassertäler gedeutet werden, die durch das abtauende Eis der Altenwalder Staffel entstanden sind — die Hadeler Bucht wird ja als ein Zungenbecken ange-

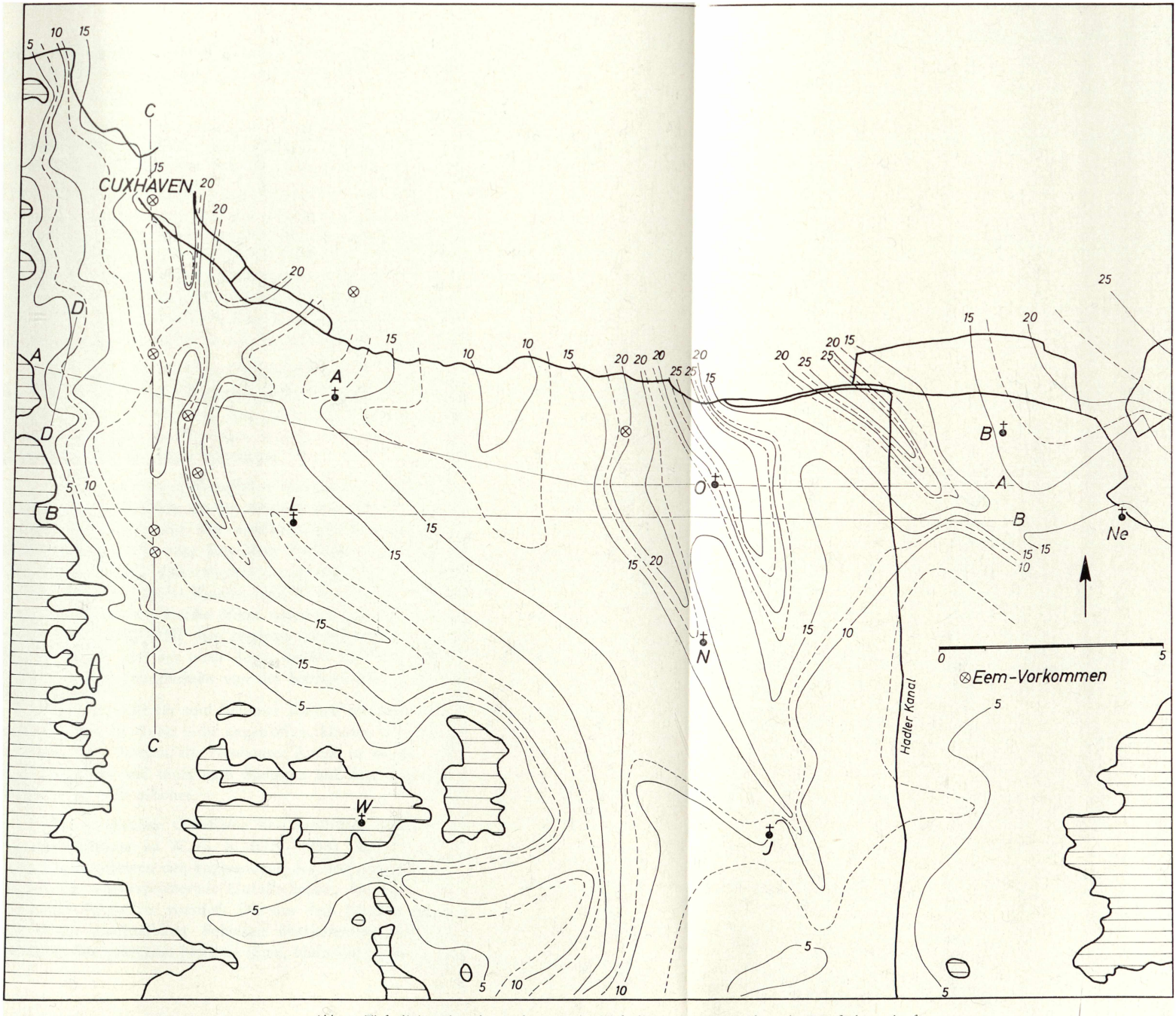


Abb. 1: Tiefenlinien-Plan der Holozän-Basis. Tiefenlinien in 2,5 m Abstand, Geestflächen schraffiert, Lage der Schnitte A, B, C und D angegeben. Orte: A Altenbruch, B Belum, I Ihlienworth, L Lüdingworth, N Neuenkirchen, Ne Neuhaus/Oste, O Otterndorf, W Wanna.

schen (DECHEND & LANG 1965) — und/oder als durch Tiefenerosion eingeschnittene Flußtäler einer dem Drenthe-Stadium folgenden Warmzeit, wahrscheinlich der Eem-Zeit.

Die Länge dieser Rinnen — soweit durch Festlandsbohrungen erschlossen, da Bohrungen im Elbfahrwasser fehlen — richtet sich nach der Entfernung Geestrand—Hauptvorfluter. Die westlichste dieser Rinnen, die Lüdingworth-Grodener Rinne kommt von den Wannaer Höhen und läuft parallel mit der Hohen Lieth nach Norden. Sie ist am heutigen Elbufer bei Cuxhaven bis unter — 20 m NN eingetieft. In diese Rinne drang bereits von der Elbe her das Eem-Meer ein. In einigen Bohrungen (Abb. 1) wurden unter einer dünnen Decke von altholozänem Basis-Torf und weichselzeitlich-altholozänem Flugsand grünliche Tone und schluffige, molluskenschillführende Feinsande in Tiefen zwischen 15—20 m unter NN angetroffen. Im Mittelholozän drang dann die Nordsee von der Elbe her erneut in diese Rinne ein und erodierte die Eem-Schichten wieder teilweise.

Die nächste, östlich anschließende Rinne ist die lange Hadeler Hauptrinne, die von der Elbe bei Altenbruch nach Südosten zwischen Wannaer Höhen und Wingst hindurch in Richtung Bederkesa zieht. Sie diente während der holozänen Nordsee-Ingression als Vorfluter für die südliche Hadeler Bucht. Eem-Ablagerungen sind aus ihr bisher unbekannt.

Im Gebiet von Otterndorf—Neuhaus/Oste liegen nur vier kürzere, aber stark eingetiefte Rinnen, da der Abstand von der Geest der Wingst zum Hauptvorfluter nur gering war. Die westlichste dieser Rinnen, die Ihlienworth-Otterndorfer Rinne, wurde vom Eem-Meer überflutet. Im Elbfahrwasser in Höhe der Altenbrucher Kirche, also zwischen den eemführenden Lüdingworth-Grodener und Ihlienworth-Otterndorfer Rinnen, fand W. G. SIMON (1952) neben der möglicherweise eemzeitlichen Schnecke *Hinia reticulata* LINNÉ die Eem-Leitform *Venerupis senescens* COCCONI dem rezenten Grundschill der Elbe beimengt. Die Eem-Muschel könnte also aus einer dieser beiden vom Eem-Meer ingredierten Rinnen stammen, deren Eemschichten von der heutigen Elbe-Rinne angeschnitten sind.

Die Otterndorfer und Belumer Rinnen sind nur kurz, aber tief. Eemsedimente wurden in ihnen nicht angetroffen, können aber bereits erodiert sein. Die östlichste dieser Rinnen, die Neuhauser Rinne, ist wieder relativ lang, ist bis über 25 m eingetieft und läuft nach Südosten auf den Osthang der Wingst zu. Eem wurde in ihr nicht erbohrt.

Die pleistozäne Oberfläche der nördlichen Hadeler Bucht (Abb. 1) weist also im Gegensatz zu W. G. SIMON (1958) fünf Rinnen mit Nordgefälle auf. Diese Rinnen dienten den Ingressionen des Eem-Meeres und später der holozänen Nordsee als wasserspeichernde Einfalls-Baljen, von denen aus dann die Ingression flächenhaft landwärts vorstieß. Die aus dem Drenthe-Stadium der Saale-Eiszeit und dessen unmittelbarer Folgezeit überkommene Morphologie lenkte die Ingressionen der quartären Nordsee (Eem, Holozän) in bereits vorgezeichnete Bahnen.

Tabelle 2: Lithostratigraphische Gliederung und Ausbildung des Küsten-Holozäns in der nördlichen Hadeler Bucht

Schichten	Schicht	durchschn. Alter nach ^{14}C	Küstenrandmoor	Watt-Ausbildung des perimarinen Bereiches	relativer Nordsee-spiegel in m unter NN
Pewsum	Wyk	1100 n.		geringmächtige	0
	Tönning	200 n.		Sande und Kleie	0,5
		200 v.	frühsubatlantischer Torf		0,8
Midlum	Schwabst.	900 v.		brackischer Klei	1,8
		1200 v.	spätsubborealer Torf		2,0
	Meldorf	1700 v.		brackischer Klei	2,8
		1800 v.	frühsubborealer Torf		3,0
Dornum	Husum	2000 v.		brackischer Klei	3,6
		2100 v.	spätestatlantischer Torf		3,8
	Fiel	2800 v.		brackischer Klei	4,8
		2900 v.	spätatlantischer Torf		5,0
Baltrum	Eesch	4100 v.		brackischer Klei	8,0
		4200 v.	mittelatlantischer Torf		8,5
	Barlt	5500 v.		brackischer Klei	15,5
		5800 v.	frühatlantischer Basis-Torf		

2.2 Baltrum-Schichten

Das Wachstum des Küstenrandmoores begann in den tieferen Rinnenteilen im Boreal (^{14}C-Datierung 6000 v. Chr.)*), anfangs teilweise als Bruchwaldmoor, in der Hauptsache jedoch als Niedermoor ausgebildet (Basis-Torf). Sein Wachstum wurde in den tiefstgelegenen Teilen der Rinnen jedoch bereits durch die Überflutung der ersten Ingressionsphase beendet. Der Kontakt Basis-Torf/Wattablagerung differiert infolge unterschiedlicher Tiefenlage des Torfes etwas in seinem Alter. Im Blattgebiet Cuxhaven gehört er an die Grenze Boreal/Atlantikum bis ins frühe Mittelatlantikum (Pollenzonen VIII a und VIII b unt. Teil nach OVER-

*) Alle genannten Pollen-Analysen wurden von Dr. H. MÜLLER, Bundesanst. f. Bodenforsch., alle genannten Radiokarbon-Datierungen von Dr. M. GEYH, Nds. Landesamt f. Bodenforsch., Hannover, ausgeführt.

BECK), etwa dem Zeitraum 5500—4000 v. Chr. entsprechend, und hat eine Tiefenlage von 14,5—17,0 m unter NN.

Die erste oder mi-Ingressionsphase lagerte die Barlt-Schicht ab, die aus einer etwa 1 m mächtigen Lage von brackischem schilfdurchwurzeltem Klei be-

Tabelle 3: Pollen-Analysen von atlantischen und subborealen Torfen (Blatt Nr. 2118 Cuxhaven) nach H. MÜLLER 1965.
Pollenzonen nach OVERBECK. Nichtbaumpollen und Sporomorphen in Auswahl

Pinus	15,7	19,0	17,5	18,4	20,5	22,8	13,5	16,0	17,5
Picea	—	—	—	—	—	—	—	1,0	—
Fagus	—	—	—	—	—	—	0,5	1,5	—
Quercus	19,3	19,5	18,5	16,0	27,5	28,1	34,5	28,0	36,0
Ulmus	1,7	4,0	4,0	3,2	3,5	4,3	3,5	4,5	5,0
Tilia	3,0	2,5	0,5	2,8	4,0	6,7	1,5	1,5	—
Fraxinus	—	0,5	0,5	—	—	—	2,5	6,5	0,5
EMW	24,0	26,5	23,5	22,0	35,0	39,1	42,0	40,5	41,5
Alnus	52,3	34,5	37,5	48,4	33,5	24,8	24,5	22,0	25,5
Betula	7,3	19,0	20,5	10,4	10,5	12,4	14,5	18,5	15,0
Salix	0,7	1,0	1,0	0,8	0,5	0,9	—	0,5	0,5
Corylus	7,0	19,5	32,0	11,2	10,5	20,9	15,0	20,5	13,5
Calluna	0,3	1,0	1,5	1,2	2,5	0,5	1,0	0,5	1,5
Gramineae	6,7	25,5	76,0	22,0	72,0	10,4	23,5	50,5	57,5
Cyperaceae	5,0	10,5	7,5	4,0	13,5	2,8	17,0	7,0	13,5
Chenopodiaceae	0,7	2,0	1,0	2,4	—	0,5	7,0	5,0	30,0
Summe NBP	14,7	42,0	93,0	33,6	89,0	15,2	65,5	67,5	10,5
Sphagnum	1,7	1,5	4,5	1,6	0,5	—	2,0	4,0	2,5
Pediastrum kowraiskii	0,7	1,5	0,5	0,8	0,5	—	—	—	—
Hystricho-sphaerideae	—	0,5	0,5	0,8	—	0,5	0,5	0,5	1,5
Foraminifera	—	—	—	0,4	—	—	0,5	0,5	1,0
Pollenzone	VIII b unt. Teil				VIII b/IX a		IX/X		
Zeit-Intervall	4000—3500 v. Chr.				3500—2000		1800—700 v. Chr.		
Bohrung	66.	58.	58.	53.a	55.	54.	53 a	60.	70.
Tiefe NN von	16,9	15,4	15,2	15,2	14,6	12,5	10,7	5,5	4,3
bis	17,0	15,6	15,4	15,5	14,8	12,6	10,9	5,6	4,5

steht. Zum geestrandnahen Küstenrandmoor hin vertritt der obere Teil des dortigen Basis-Torfes zeitlich die Barlt-Schicht — denn hier ging das Moorwachstum ungestört während der m_1-Überflutung weiter — und bildet das Liegende der Eesch-Schicht der zweiten oder m_2-Ingressionsphase.

Die Eesch-Schicht ist 1,5—2,5 m mächtig und besitzt ein deutlich dreigegliedertes Profil: unten brackischer schilfdurchwurzelter Klei (untere brackische Phase), darüber ein etwas sandiger Klei mit Wattfauna, der auf einen stärkeren marinen Einfluß hindeutet (brackisch-marine Phase), und oben wieder ein brackischer schilfdurchwurzelter Klei (obere brackische Phase), der zum Top in einen durchgängigen Torfhorizont (limnische Phase) übergeht. Dieser Torf ist spätatlantisch (Pollenzonen VIII b bis IX a nach OVERBECK) und hat ein Alter (nach ^{14}C-Datierung) von 2900—2800 v. Chr. (Tab. 2, 3).

2.3 Dornum-Schichten

Mit Beginn der Ablagerung der Dornum-Schichten, also mit der dritten oder m_{3A}-Ingressionsphase, tritt eine fazielle Zweiteilung in der Ausbildung des Küsten-Holozäns ein (Abb. 2, 3). Die bisherige küstennahe brackische Wattausbildung, mit ihrer randlichen Verzahnung mit dem perimarinen Küstenrandmoor, setzt sich fort. Daneben tritt im Zusammenhang mit einer vorherigen Erosion in den Rinnen eine Wiederverfüllung derselben mit vorwiegend sandigem

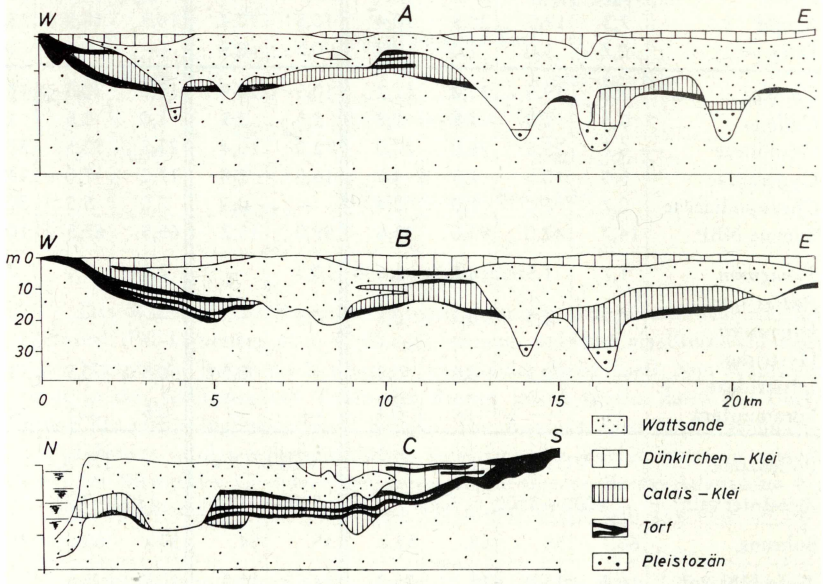


Abb. 2: Geologische Schnitte A, B und C durch das Hadeler Küsten-Holozän. Lage der Schnitte auf Abb. 1.

schillführendem Material ein. Diese sandige Rinnen-Sedimentation im marinen Bereich des Küsten-Holozäns dauert vom Beginn der Ablagerung der Dornum-Schichten bis ans Ende der Midlum-Schichten und wird in Abschnitt 2.6 gesondert zusammenhängend betrachtet.

Hier erfolgt die weitere Sedimentation zunächst im brackischen Bereich. Die Fiel-Schicht der dritten oder m_{3A}-Ingressionsphase, insgesamt 1—2 m mächtig, beginnt über ihrer spätatlantischen Torfbasis mit brackischem, schilfdurchwurzeltem Klei. Bald machen sich jedoch wieder stärkere marine Einflüsse bemerkbar, so daß über der genannten Schicht ein Klei mit Wattfauna zum Absatz gelangte. Zum Hangenden folgt wieder ein brackischer, schilfdurchwurzelter Klei, der nach oben in einen dargartigen Torf übergeht. Dieser Torf ist nur in unmittelbarer Nähe des geestrandnahen Küstenrandmoores ausgebildet und keilt gegen das Schlickwatt hin bald aus.

Die darüber liegende Husum-Schicht der vierten oder m_{3B}-Ingressionsphase besteht aus 1,5—2 m mächtigem brackischem, schilfdurchwurzeltem Klei, der nach oben in einen gutausgebildeten und stratigraphisch wichtigen Torfhorizont übergeht.

2.4 Midlum-Schichten

Die Basis der Midlum-Schichten bildet ein ausgeprägter subborealer Torfhorizont (Pollenzone Grenze IX/Xa nach OVERBECK) mit einem Alter (nach ^{14}C) von 1800—1600 v. Chr. (Tab. 2, 3). Da diese Torflage im Küsten-Holozän der gesamten südlichen Nordseeküste ausgebildet ist, stellt sie einen wichtigen lithostratigraphischen Leithorizont dar, der als Hauptschnitt die Calais- von der Dünkirchen-Unterformation trennt.

Die Meldorf-Schicht der fünften oder u_1-Ingressionsphase liegt auf diesem Subboreal-Torf. Sie besteht aus einem maximal 1 m mächtigen brackischen schilfdurchwurzelten Klei, der nach oben in einen spätsubborealen Torf übergeht, der der Pollenzone X nach OVERBECK angehört und ein Alter von 1200—800 v. Chr. hat (Tab. 3).

Die Schwabstedt-Schicht der sechsten oder u_2-Ingressionsphase setzt je nach der vorhandenen Morphologie verschieden spät ein. Im Blattgebiet Cuxhaven beginnt sie zwischen 1200—750 v. Chr. Sie besteht aus einem maximal 1 m mächtigen Klei, der in Nähe des Küstenrandmoores von einem Torf überlagert wird.

Die Midlum-Schichten reichen zeitlich bis fast an die Zeitenwende (Tab. 2, Abb. 2, 3).

2.5 Pewsum-Schichten

Die Pewsum-Schichten, deren Ablagerung nach der Zeitenwende beginnt, sind in unserem Gebiet nur noch unvollständig ausgebildet. Mit Sicherheit sind noch die Ablagerungen der siebten oder o_1- und der achten oder o_2-Ingressionsphase, als Tönning-Schicht zusammengefaßt, auszuhalten.

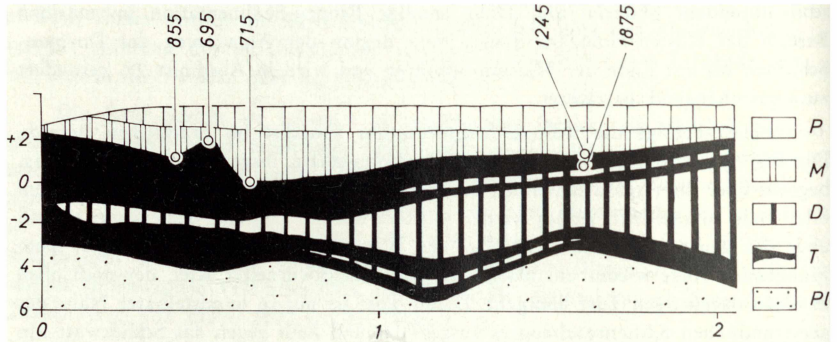


Abb. 3: Geologischer Spezialschnitt D in Geestrand-Nähe. Zahlen geben das absolute Alter nach Radiokarbon in Jahren v. Chr. an. Lage auf Abb. 1. P Pewsum-Schichten, M Midlum-Schichten, D Dornum-Schichten, T Niedermoor-Torfe, Pl Pleistozän.

Die Tönning-Schicht besteht aus einem sandigen grauen Klei, der teilweise Feinsand-Lagen enthält. Seine Mächtigkeit beträgt 1—2 m. Meist liegt in diesem Klei eine türkisgrüne Lage, die eine Abtrennung der Ablagerungen der siebten von denen der achten Ingressionsphase erlaubt.

Da die Bedeichung des Hadeler Landes bereits frühzeitig erfolgte, sind Ablagerungen der neunten oder o_3- und zehnten oder o_4-Ingressionsphase, als Wyk-Schicht zusammengefaßt, nur noch im Deichvorland und im Hinterland hinter Deichbrüchen vorhanden.

2.6 Sandige Rinnen-Füllungen

Der Ablagerung der sandigen Rinnen-Füllungen ist eine Tiefenerosions-Phase vorausgegangen. Durch die Erosion im Bereich der Rinnen wurden dort die Baltrum- und z. T. Dornum-Schichten abgetragen, teilweise auch der Basis-Torf. Die Einschneidung im Rinnentiefsten ging sogar noch durch das marine Eem bis in die liegenden glazifluviatilen Sande des Drenthe-Stadiums hindurch. Als Ursache dieser Tiefenerosion muß der Anschluß des Hadeler Rinnen-Systems an einen tiefen oder tiefer gewordenen Vorfluter (Elbe-Rinne?) vermutet werden.

Soweit bisher feststeht, vertritt die sandige Rinnen-Füllung faziell und zeitlich die Dornum- und Midlum-Schichten, vielleicht auch noch den untersten Teil der Pewsum-Schichten (Abb. 2, 3).

Die sandige Rinnen-Füllung — eine Ausbildungsform des marinen Wattbereiches — beginnt im Tiefsten mit einem Basiskonglomerat, das seitlich in einen Basis-Schill übergeht. Darüber folgen 1—2 m mächtige Feinsande, die im Top einen mittel- bis grobsandigen Schillhorizont führen, der am Rand zum Erosionshang der Baltrum-Schichten Torfgerölle atlantischen Alters führt. Darüber folgen schillführende Feinsande, im Rinnentiefsten bis 9 m mächtig, an den Rinnenrändern

auf 3 m abnehmend und mit Schillbasis auf der Erosionsfläche der Baltrum- und Dornum-Schichten auflagernd.

Dieser untere Komplex der sandigen Rinnenfüllung entspricht zeitlich wahrscheinlich den Dornum-Schichten des brackischen Wattbereiches.

Über einer markanten Schillbasis folgt dann eine Feinsand-Serie von 6 m Mächtigkeit im Rinnentiefsten und mit Abnahme derselben auf 1 m zum Rinnenrand, wo eine Verzahnung mit der Fazies des perimarinen Bereiches zu beobachten ist. Diese Feinsand-Serie ist also gleichaltrig mit den Midlum-Schichten des brakkischen Bereiches.

In anderen Gebieten geht die Feinsand-Serie ohne scharfe Grenze in die untersten Pewsum-Schichten, die gleichfalls marin ausgebildet sind, über. Eine Abgrenzung erlaubt erst der hangende Klei, der das Alter der Tönning-Schicht besitzen muß, da die Bedeichung im Land Hadeln sehr frühzeitig (10.—11. Jh.) einsetzt.

3. Nordseespiegel-Anstieg und Ablagerungstiefe

Da die holozäne Nordsee-Überflutung nicht als Transgression, sondern als Ingression erfolgte, müssen theoretisch Beziehungen zwischen dem jeweiligen Stand des Nordseespiegels und der Ablagerungstiefe der einzelnen Schichten des Küsten-Holozäns bestehen. Diese Beziehungen sind jedoch nicht so eindeutig, daß aus der Ablagerungstiefe der Sedimente unmittelbar auf den jeweiligen Nordseespiegel-Stand geschlossen werden kann; denn die heutigen Unter- und Oberkanten der einzelnen Schichtpakete liegen infolge Setzungen tiefer als zur Zeit ihrer Ablagerung.

Während und nach ihrer Ablagerung sind Setzungen im Torf und Klei eingetreten, deren wahres Ausmaß kaum noch ermittelbar ist. Im Klei können Setzungen das ursprüngliche Sedimentationsvolumen des Schlickes auf die Hälfte, in Torfen bis auf ein Fünftel vermindern. Die in den Wattsedimenten auftretenden unterschiedlichen Setzungsbeträge beruhen hauptsächlich auf der verschiedenen Salinität des ablagernden Mediums — in Brackwasser ist das Sedimentationsvolumen kleiner und die primäre Lagerungsdichte größer als im Meerwasser — und auf dem wechselnden Sand-Ton-Verhältnis im Sediment selbst. Unterschiedliche Setzungsbeträge treten ebenfalls in den Niedermoortorfen (Seggentorf, Schilftorf, Darg) auf.

Zur Rekonstruktion des Nordseespiegel-Standes mittels zeitlich fixierter Torfkontakte dürfen nur solche Profile Verwendung finden, in denen der Torf unmittelbar auf nicht mehr setzungsfähigem Pleistozän liegt. Solche Punkte lassen sich entlang des Geestrandes für den Zeitraum von etwa 5500 v. Chr. bis zur Zeitwende finden. Die von JELGERSMA (1961) entwickelte Kurve des relativen Nordseespiegel-Anstieges ist aus derartigen niederländischen Profilen rekonstruiert.

Da für die niedersächsische Nordseeküste jedoch solche Profile noch nicht in genügender Anzahl ^{14}C-datiert sind, werden die entsprechenden niedersächsischen Profile in die „niederländische Kurve" von JELGERSMA eingepaßt. Es hat den Anschein, als sei der Nordseespiegel-Anstieg an der niedersächsischen Küste gleichsinnig und in Details sehr ähnlich wie an der niederländischen Küste verlaufen.

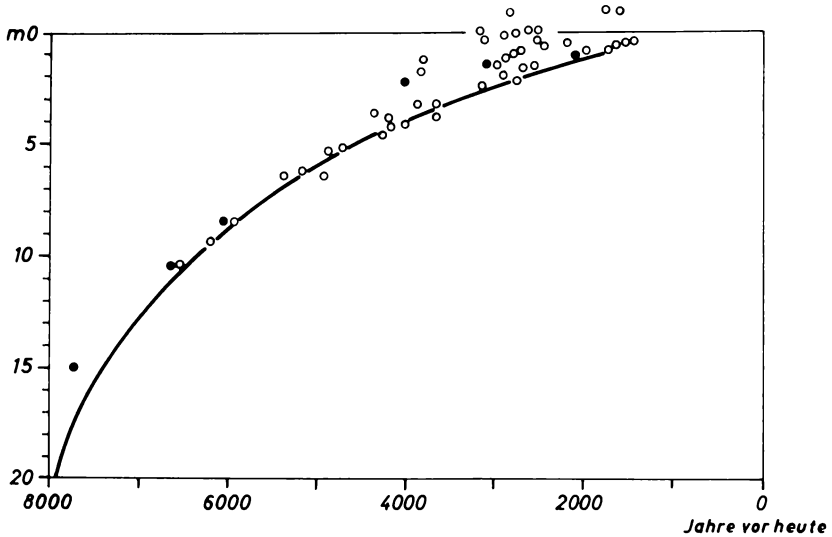


Abb. 4: Kurve des relativen Nordseespiegel-Anstieges für die niederländische Küste nach JELGERSMA (1961). Eingetragen ist eine Anzahl von Radiokarbon-Daten niedersächsischer Küstentorfe. ● Basis-Torf auf Pleistozän, o Torfe innerhalb der Holozän-Serie.

Aus der Meeresspiegel-Kurve (Abb. 4) ist ersichtlich, daß die Anstiegsgeschwindigkeit in Richtung Gegenwart ständig abnahm, und zwar betrug sie während der Baltrum-Schichten ca. 41 cm/Jahrhundert, während der Dornum-Schichten ca. 20 cm/Jahrhundert und während der Midlum-Schichten ca. 16,5 cm/Jahrhundert. Ob dieser Nordseespiegel-Anstieg kontinuierlich (JELGERSMA 1961) oder mit periodischen (500-Jahres-Periode) oder aperiodischen Schwankungen und Stillständen (HAGEMAN 1960, W. MÜLLER 1962) erfolgte, kann noch nicht entschieden werden. Vor allem für die Pewsum-Schichten nach der Zeitwende — im Hinblick auf den modernen starken Nordseespiegel-Anstieg der letzten 200 Jahre — fehlen noch weitgehend Unterlagen, weil keine datierbaren Horizonte vorhanden sind, außer den archäologischen Daten aus Flachsiedlungen und Wurten.

4. Literatur

BRAND, G., HAGEMANN, B. P., JELGERSMA, S., & SINDOWSKI, K. H.: Die lithostratigraphische Unterteilung des marinen Holozäns an der Nordseeküste. — Geol. Jb., **82,** S. 365—384, 10 Abb., 3 Tab., Hannover 1966.

DECHEND, W., & LANG, H. D.: Die geologische Entwicklung der Hadeler Marsch. — Jb. Männer vom Morgenstern, **46,** S. 9—23, 4 Abb., Bremerhaven 1965.

HAGEMAN, B. P.: De holocene ontwikkeling van de Rijn-Maasmond. — Geol. en Mijnb., **39,** S. 661—670, s'Gravenhage 1960.

JELGERSMA, S.: Holocene sea level changes in the Netherlands. — Med. geol. sticht. C-VI-7, 100 S., Maastricht 1961.

MÜLLER, W.: Der Ablauf der holozänen Meerestransgression an der südlichen Nordseeküste und Folgerungen in bezug auf eine geochronologische Holozängliederung. — Eiszeitalter u. Gegenw., **13,** S. 197—226, Oehringen 1962.

SIMON, W. G.: Über das Vorkommen einer Schale von Tapes senescens COCCONI aus dem Eem im rezenten Schill der Elbmündung. — Probl. Küstenforsch., **5,** S. 1—4, Hildesheim 1952.

— Vorläufige Bemerkungen über den Ablauf der nacheiszeitlichen atlantischen Transgression im Elbe-Ästuar. — Geol. Jb., **76,** S. 53—66, 1 Abb., Hannover 1958.

SINDOWSKI, K. H.: Nordseevorstöße und Sturmfluten an der ostfriesischen Küste seit 7000 Jahren. — Geogr. Rundsch., **14,** S. 322—329, 4 Abb., Braunschweig 1962.

— Das Watt-Holozän der Oxstedt-Berenscher Rinne am Westrand der Altenwalder Geest südlich Cuxhaven. — Z. deutsch. geol. Ges., **115,** S. 167—176, 8 Abb., Hannover 1965.

— Geologische Karte von Niedersachsen 1:25 000. Erläuterungen zu den Blättern Nr. 2117 Altenwalde, Nr. 2118 Cuxhaven und Nr. 2119 Otterndorf (im Druck).

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Berichte der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover

Jahr/Year: 1968

Band/Volume: BH_5

Autor(en)/Author(s): Sindowski Karl-Heinz

Artikel/Article: Das Küsten-Holozän im nördlichen Teil der Hadeler Bucht (Raum Cuxhaven-Otterndorf) 299-311