

Der Ablauf der holozänen Meerestransgression an der südlichen Nordseeküste und Folgerungen in bezug auf eine geochronologische Holozängliederung¹⁾

Von W. MÜLLER, Hannover

Mit 6 Abbildungen im Text und 1 Tabelle

Zusammenfassung: Vergleichende Betrachtungen der neuesten Untersuchungsergebnisse in verschiedenen Marschgebieten Niedersachsens und der Niederlande führen zu der Feststellung, daß trotz örtlich sehr unterschiedlicher Einflüsse auf das Sedimentationsgeschehen der Aufbau der holozänen Schichten von überregional wirksamen Faktoren bestimmt sein muß. Der Aufbau der holozänen Schichten im südlichen Nordseeküstengebiet wird vor allem durch die von glazialeustatischen Meeresspiegelbewegungen bedingte Meerestransgression bestimmt. Einflüsse tektonischer Krustenbewegungen und anderer Faktoren sind demgegenüber nur von untergeordneter Bedeutung. Der Ablauf der holozänen Meerestransgression an der südlichen Nordseeküste wird auf Grund von 57 Radiokarbondatierungen und umfangreicher Kartierungsarbeiten in einem Diagramm dargestellt. Es gibt unter größtmöglicher Berücksichtigung der Sedimentsetzungen die mittleren Hochwasserstände zu den verschiedenen Zeitperioden wieder.

Stärkere Anstiegsbewegungen des Meeresspiegels treten im Präboreal (8000—6750 v. Chr.), im Atlantikum (5500—2500 v. Chr.) und im Subatlantikum (ab 300 v. Chr.) bis heute auf. Die umgekehrten Tendenzen sind im Boreal (6750—5500 v. Chr.) und im Subboreal (2500—300 v. Chr.) festzustellen. Diese Verlangsamungen bzw. Unterbrechungen des Transgressionsablaufes sind in etwa zeitgleich mit bedeutenden Gletscherregenerationen auf dem nordamerikanischen Kontinent. Diese beiden bedeutendsten Einschnitte in der Kurve des holozänen Transgressionsablaufes im Boreal und Subboreal werden zu einer Untergliederung des Holozäns in 3 Unterabteilungen verwendet (Alt-, Mittel-, Jungholozän). Innerhalb dieser Unterabteilungen werden dann jeweils eine untere Stufe (Transgressionsbeschleunigung) und eine obere Stufe (Transgressionsverlangsamung) unterschieden. Im Jungholozän stehen wir z. Zt. noch in der unteren Stufe. Weitere Untergliederungen ergeben sich aus der Ausscheidung kleinerer Schwankungen des Transgressionsverlaufes, wobei im unteren Mittelholozän 3 Folgen, im oberen Mittelholozän 2 Folgen und im Jungholozän 4 Folgen unterschieden werden können. Jede dieser Folgen setzt sich aus einem Überflutungs- und einem Verlandungsabschnitt zusammen.

Summary. Comparative studies of the latest investigations in various parts of the marsh areas of Lower-Saxony (Germany) and of the Netherlands lead to the conclusion that despite different local influences upon the sedimentation characteristics the geology of the holocene layers must have been determined by factors which had more than only regional importance. The geology of the holocene layers of the southern Northsea coast is mainly determined by sea transgressions, originating from glacial eustatic changes of sea level. The influences of tectonic movements and other factors are, in comparison to this, only of minor significance. The sequence of the holocene sea transgressions on the southern Northsea coast are illustrated in a diagram on the basis of fiftyseven C¹⁴-determinations and of extensive field survey work. This diagram shows, in consideration of the subsiding rates of the sediments, the mean highwater levels of the sea at different time periods.

Greater upward movements of the sea level occurred during the Preboreal (8000—7650 B.C.), the Atlanticum (5500—2500 B.C.), and during the Subatlanticum (beginning 300 B.C.) until today. Opposite trends were found during the Boreal (6750—5500 B.C.) and the Subboreal (2500—300 B.C.). These retardations or interruptions of transgressions occurred at approximately the same time during which the important regenerations of glacier took place on the American continent. These two most important incisions in the course of the holocene transgressions during the Boreal and Subboreal are used for subdividing the Holocene into 3 subdivisions (Old holocene, Middle holocene and Young holocene). Within these subdivisions a lower step (transgression acceleration) and an upper step (transgression retardation) are differentiated respectively. Today's status can be considered within the lower step of the Young holocene. A further subdivision of sequences can be derived from minor fluctuations of the transgressions. Thus the Lower Middle holocene is divided in 3 sequences, the Upper Middle holocene in 2 sequences and the Young holocene in 4 sequences. Each of these sequences is composed of one flooding phase and one silting-up phase.

¹⁾ Erweiterter Vortrag, gehalten anlässlich der Tagung der Nordwestdeutschen Geologen in Eutin am 25. 5. 1961.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung
2. Überblick über bisher vorliegende Arbeiten aus dem Untersuchungsraum
3. Kritische Betrachtungen zu Datierungs- und Abgrenzungsproblemen
4. Die Holozänentwicklung in verschiedenen Gebieten Niedersachsens und der Niederlande unter Heranziehung von Radiokarbondatierungen
5. Der Ablauf der holozänen Meerestransgression an der südlichen Nordseeküste
6. Vorschläge für eine geochronologische Holozängliederung.

1. Einleitung

Seit 1955/56 werden umfangreiche bodenkundlich-geologische Kartierarbeiten in den niedersächsischen Marschengebieten durchgeführt. Zur Zeit sind rund 70 Karten i. M. 1 : 5000 und rund 30 Karten i. M. 1 : 25 000 aufgenommen. Die bei diesen Arbeiten erzielten Erkenntnisse über den Aufbau des Küstenholozäns sollen hier zusammengefaßt dargestellt und mit denen in benachbarten Gebieten verglichen werden. Es ergibt sich hieraus ein Bild des Ablaufes der holozänen Meerestransgression, das als Grundlage von Vorschlägen für eine geochronologische Gliederung des Holozäns dient.

2. Überblick über bisher vorliegende Arbeiten aus dem Untersuchungsraum

H. SCHÜTTE (1935) und D. WILDVANG (1938), die Altmeister der Küstenforschung, stellten bereits vor fast 30 Jahren fest, daß das Marschenholozän schichtenweise aus Meeressedimenten und festländischen Ablagerungen aufgebaut ist. Torfe und humose Tone wurden als Festlandshorizonte (WILDVANG) bzw. Hebungsmarken (SCHÜTTE) gedeutet, Wattablagerungen als Überflutungs- bzw. Senkungsphasen. So gliedert WILDVANG das Holozän in 3 Überflutungs- und 3 Festlandsperioden, während SCHÜTTE 3 Hebungs- und 4 Senkungsphasen unterscheidet.

Die letzte Hebungsphase liegt nach SCHÜTTE vor und um Chr. Geb. Auf ihren Bildungen fand die erste Besiedlung der Marsch durch den Menschen zu ebener Erde statt. In der folgenden Senkungsperiode werden zum Schutze von den immer höher auflaufenden Sturmfluten zunächst Wurten, später Deiche gegründet. WILDVANG unterscheidet mit Hilfe des sog. blauen Strahls, eines ehemals humosen Bodenbildungshorizontes, eine zusätzliche Festlandsphase nach unserer Zeitrechnung. Die Beobachtungen beider Autoren haben auch heute noch Gültigkeit, wenn auch die Schlußfolgerungen besonders hinsichtlich der Hebungs- und Senkungsbewegungen der Erdkruste nach neuerer Ansicht nicht voll zutreffen dürften.

W. HAARNAGEL (1950) stellte im Holozän zwei große Transgressionsperioden fest (atlantische und subatlantische), die durch eine bedeutende Regressionsbewegung im Subboreal getrennt sind. C. SCHOTT (1950) und Ph. H. KUENEN (1954) kamen zu vergleichbaren Ergebnissen. Die Regression wird durch die weite Verbreitung von Hochmooren an der Nordseeküste in dieser Zeit begründet. R. TAVERNIER und F. MOORMANN (1954) unterschieden in Flandern eine Flandrische- (Atlantikum) und eine Dünkirchener- (Subatlantikum) Transgression. Das Dünkirchen wurde weiterhin noch in 3 Meeresvorstöße gegliedert.

In den Niederlanden wurden über dem „alten Seeklei“, der einer Ablagerung der flandrischen bzw. atlantischen Transgression entspricht und dessen Bildung nach J. BENNEMA (1954) etwa 2300 v. Chr. abschließt, von J. P. BAKKER und seinen Schülern (1948—1955) eine Transgression vor und 4 Transgressionen nach der Zeitenrechnung unterschieden. Sie stimmen z. T. in ihrer zeitlichen Lage mit der Einteilung von TAVERNIER überein. J. P. BAKKER & J. BENNEMA (1954) glaubten sogar eine Periodizität der subatlantischen Meeresvorstöße feststellen zu können, die BAKKER auf rund 500 Jahre und BENNEMA auf

rund 525 Jahre beziffern. Im Raum Oldenburg—Ostfriesland, insbesondere im Gebiet von Jever i. O. stellte W. DECHEND (1956) 2 Transgressionsperioden zwischen 2000 vor und Chr. Geb. und 3 nach der Zeitenrechnung fest. Diese Ergebnisse stimmen gut mit denen von BAKKER überein. 1956 fand W. MÜLLER bei Kartierungsarbeiten im Raum Elsfleth (Weser) noch 3 ältere Überflutungsfolgen, die in das Atlantikum und in den ersten Abschnitt des Subboreals zu stellen sind.

Es wurde daher bei den Kartierungsarbeiten des niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung seit 1956/57 folgender Aufbau des Marschenholozäns zugrunde gelegt:

1.) Überflutungsperiode im Atlantikum bis Anfang Subboreal (bis rd. 2000 v. Chr.) mit 3 unterscheidbaren Meeresvorstößen (m 1-3); Obergrenze der Ablagerungen i. a. tiefer als -3 m (stellenweise $-2,5$ m) NN.

2.) Überflutungsperiode im Subboreal bis Anfang Subatlantikum (bis einige Jahrhunderte vor Chr.) mit 2 unterscheidbaren Meeresvorstößen (ju 1-2); Obergrenze der Ablagerungen i. a. tiefer als $+0,5$ m NN.

3.) Überflutungsperiode im Subatlantikum (ab Chr. Geb.) mit 4 unterscheidbaren Meeresvorstößen (jo 1-4).

Die entsprechenden Schichtenfolgen konnten ab 1956 bei der Aufnahme der bodenkundlich-geologischen Karten des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung von J. H. BENZLER, W. DECHEND, R. FLEISCHMANN, H. D. LANG, W. MÜLLER, J. L. RUYTER, H. A. SCHNEEBERG und H. VOIGT im gesamten niedersächsischen Küstenraum gefunden werden.

Neuere Arbeiten aus den Niederlanden, wie z. B. die von L. J. PONS & A. J. WIGGERS (1960), L. A. H. DE SMET (1960) und von J. D. DE JONG (1960), lassen ebenfalls das Prinzip dieser Abfolge erkennen. Es wird später auf diese Arbeiten näher eingegangen.

3. Kritische Betrachtungen zu Datierungs- und Abgrenzungsproblemen

Bevor nun auf den zeitlichen Ablauf der holozänen Transgressionsablagerungen an der südlichen Nordseeküste näher eingegangen wird, soll die Erörterung einiger grundsätzlicher Datierungs- und Abgrenzungsprobleme im Marschenholozän erfolgen. Die weitaus meisten Datierungen von Transgressionsphasen beruhen auf pollenstatistischen Untersuchungen von Torfen im Liegenden und Hangenden der Schlickablagerungen.

Wie z. B. G. LÜTTIG (1960) darlegt, muß man sich jedoch darüber klar sein, daß eine Gleichaltrigkeit der einzelnen Wald-Fazies-Zonen nur in großen Zügen gegeben ist. Auf die zusätzlichen Schwierigkeiten bei der Bearbeitung von Niedermoortorfschichten, die in aquatische Sedimente eingelagert sind, hat unter anderem U. GROHNE (1957) hingewiesen. Auch die Hinzuziehung vorgeschichtlicher Funde zu Datierungszwecken ist mit sehr großen Unsicherheiten verbunden. Wie G. LÜTTIG (1960) schreibt, ist der Mensch ein unzuverlässiges Leitfossil. Die größte Sicherheit dürfte die zur Zeit in zunehmendem Umfange benutzte Radiokarbonmethode besitzen, auch wenn sie noch mit gewissen Fehlern behaftet ist. Keine dieser und noch anderer Datierungsmethoden ist jedoch genauer, als es der Probenahme entspricht. Hier liegen m. E. die größten Fehlerquellen.

Der Wert von Untersuchungen aus Einzel- oder auch noch einer Reihe von Bohrungen muß wesentlich geringer eingeschätzt werden, wenn vorher nicht eine Erkundung der örtlichen geologischen Verhältnisse durch eine ausreichend genaue Flächenkartierung erfolgt ist.

Für die Beurteilung von Datierungen ist weiterhin die Art des Sedimentationsgebietes von großer Bedeutung. Der Beginn und das Ende einer Überflutungsperiode muß definiert werden als Beginn und Ende von Überflutungen vorher und nachher nicht regelmäßig überfluteter Flächen. In relativ seefernen, meist brackischen Hinterländern größerer Rinnen und Flußläufe lassen sich diese Vorgänge am besten erfassen.

Einerseits ist hier die Gefahr von Flächenerosionen am geringsten, andererseits erfolgt noch eine faziell nach Tongehalt, Kalkgehalt, Kationenbelegung und organischen Bei-

mengeungen gut zu gliedernde deutliche Sedimentablagerung. Das natürliche Schicksal derartiger Hinterländer nach Abschluß der Überflutungen ist, daß sie infolge der schlechten natürlichen Vorflut (Uferwälle der Vorfluter) nach einiger Zeit sozusagen im Oberwasser und Niederschlagswasser ertrinken. Dies führt zur Bildung relativ gut datierbarer Torfe.

Mit zunehmender Seenähe ist mit stärkeren Erosionen zu rechnen. Weiterhin kann es z. B. in offenen Wattflächen je nach den örtlichen Verhältnissen auch in einer ausgesprochenen Ruheperiode gar nicht zur Ausbildung einer Verlandungsfazies gekommen sein.

In Gebieten, die fern von größeren Sedimentanlieferern liegen, ist damit zu rechnen, daß auch während einer stärkeren Überflutungsperiode keine Sedimentablagerung erfolgt, und daß sonstige Merkmale (z. B. im Pollenspektrum von Torfen) nicht unbedingt zeitgleich mit der eigentlichen Überflutungsperiode sein müssen.

Auch in Gebieten, die durch Strandwälle und Dünenzüge zumindest zeitweise vor Überflutungen geschützt waren, ist die zeitliche Einordnung örtlicher Ablagerungsfolgen nur mit Vorsicht in ein überregionales Geschehen einzuordnen. In einem Gebiet, das für die Bildung solcher Schutzwälle besonders geeignet ist, wäre nicht nur denkbar, daß es während einer allgemeinen Überflutungsperiode zu keiner entsprechenden Sedimentation kommt, sondern daß während einer solchen Periode infolge mehrerer kurzfristigerer, d. h. bald wieder abgeriegelter Durchbrüche eine für das weitere Küstengebiet untypische Transgressionsperiodik vorgetäuscht wird.

Von besonderer Bedeutung ist naturgemäß die Höhenlage der betroffenen Gebiete. Abgesehen vom Relief des Geestuntergrundes erhält die unterschiedliche Setzungsfähigkeit der Ablagerungen im Küstenbereich hierbei erhöhte Bedeutung. In der Wesermarsch wurden z. B. bei größeren Sedimentmächtigkeiten Höhendifferenzen altersgleicher Oberflächen um 2 m nur infolge der stärkeren Setzungsfähigkeit von weicheren Hinterlandsablagerungen (Tonen und Torfen) gegenüber festeren Rinnenverfüllungen (Sanden und Schluffen) beobachtet. Torfe können bis 80%, wasserreiche marine Tone bis etwa 50% ihres Volumens durch Entwässerung verlieren. Bei wasserarmen Sanden und Schluffen ist dagegen die mögliche Volumenverminderung bedeutungslos.

Diese sehr unterschiedlichen Setzungen können zu einer vollständigen Reliefumkehr führen. Man kann sagen, daß die typische Marschenlandschaft eine Inversionslandschaft ist.

Die Folgerungen aus diesen Erscheinungen für stratigraphische Fragen wird oft nicht genügend berücksichtigt. Stratigraphisch zusammengehörige Schichten können eine recht unterschiedliche Höhenlage aufweisen. Durch Einbrüche in Inversionsssenken, d. h. in die ehemaligen Hinterländer, finden Erosionen statt, so daß ungestörte Profile über eine vollständige Holozänabfolge höchst selten sind. Das Alter von Torfen in Inversionsssenken und auf Inversionsrücken mit zunächst besserer natürlicher Vorflut kann recht unterschiedlich sein.

Auf hochliegenden Inversionsrücken kann es zur Hochmoorbildung kommen, die die Ablagerung jüngerer Schlickdecken verhindert. Ein Beispiel hierfür ist das Hochmoorgebiet südöstlich des Jadebusens. Das bekannte Sehestedter Außendeichsmoor verdankt seine Erhaltung im wesentlichen seiner Lage auf den zahlreichen Inversionsrücken eines Mündungsdeltas der Weser, das 9—800 v. Chr. endgültig verlandet ist. Der mittelalterliche Lookfleth-Einbruch in der Wesermarsch ist beiderseitig begrenzt von Inversionsrücken älterer, vor Chr. Geb. verlandeter Weserläufe (s. bodenkundl.-geol. Karten Nordenham und Brake).

Besonders auf Inversionsrücken treten unter bestimmten Voraussetzungen (Regression, s. u.) Anzeichen einer längerdauernden, relativ tiefgründigen und trockenen Bodenbildungsphase auf. Niedermoortorfschichten auf derartigen Bodenbildungs-Horizonten müssen zu einer nachfolgenden Überflutungsperiode gerechnet werden. Dasselbe gilt für vergleichbare Änderungen des Torfcharakters in Torfschichten (z. B. Nieder- auf Hochmoortorfen, zum Hangenden zunehmend schwächer zersetzte oder tonigere Torfe usw.).

Flachsiedlungen befinden sich oft auf größeren Inversionsrücken. Die Verlandung solcher Gebiete kam mit großer Wahrscheinlichkeit häufig erst längere Zeit nach Ende einer allgemeinen Überflutungsperiode zum Abschluß. Für die Herausbildung der Inversionsrücken muß ebenfalls ein längerer Zeitraum angesetzt werden. Die Setzungen vor der Flachsiedlungsperiode um Chr. Geb. wurden wahrscheinlich durch eine relativ deutliche Regressionsphase unterstützt. Es muß damit gerechnet werden, daß die größte relative Heraushebung solcher Inversionsrücken in etwa mit dem Höhepunkt der Regressionsbewegung zusammenfällt oder kurz danach erfolgte. Es bleibt dann die Frage offen, wie schnell der Mensch nun von solchem auf diese Weise hochwassersicher gewordenen Land für die Anlage von Flachsiedlungen Besitz ergriffen hat. Es ist jedenfalls recht wahrscheinlich, daß zwischen dem Ende der Überflutungsperiode und dem Beginn der Flachbesiedlungen ein größerer Zeitraum liegt als oft angenommen wird.

Bezüglich des Einflusses allgemeiner Krustenbewegungen auf das geologische Geschehen im norddeutschen Küstengebiet kommt E. DITTMER (1960) zu dem Schluß, daß solche Bewegungen bei der relativen Kürze der hier betrachteten Zeiträume zu vernachlässigen seien. Bei feinstratigraphischen Untersuchungen sollte jedoch die Möglichkeit örtlich und zeitlich begrenzter stärkerer Senkungsbewegungen im Auge gehalten werden. Solche Bewegungen sind z. B. im Raume der südlichen Krumm-Hörn sehr wahrscheinlich. Bis zum Beweis des Gegenteils sollten z. B. die Gebiete tiefer ins Festland reichender Meeresbuchten, wie der Dollart, die (verlandete) Harlebucht, der Jadebusen, als senkungsverdächtig im obenangeführten Sinne gelten.

Abschließend zu diesen Betrachtungen soll nochmals festgehalten werden, daß trotz aller örtlichen Besonderheiten ein vergleichbarer Aufbau des Marschenholozäns der südlichen Nordseeküste feststellbar ist. Als überregional wirksame Ursache dieser Erscheinung muß der nacheiszeitliche Meeresspiegelanstieg gesehen werden. Besonders bei feinstratigraphischen Betrachtungen sollten jedoch stets die örtlichen Verhältnisse berücksichtigt werden, d. h. durch ausreichend genaue Kartierarbeiten festgestellt werden. Besonders geeignet für überregionale Datierungszwecke werden nicht senkungsverdächtige und nicht zu seenahe brackische Sedimentationsgebiete angesehen, die im Hinterland von — dem Einfluß des Meeres stets offenen — Flußmündungen liegen.

4. Die Holozänenentwicklung in verschiedenen Gebieten Niedersachsens und der Niederlande unter Heranziehung von Radiokarbondatierungen

Im Sinne der vorangegangenen Erörterungen kann man die Wesermarsch weitgehend als normales Sedimentationsgebiet betrachten. In dem relativ seefernen Raume des Weser-Urstromtales bei Elsfleth läßt sich folgender, weitgehend durch C^{14} -Datierungen belegbarer Aufbau des Holozäns feststellen (s. Abb. 1). Das Liegende des Tales besteht in 8-10 m unter NN aus glazialen Sanden und Kiesen noch unbekannter Mächtigkeit. Am Westufer des heutigen Weserlaufes konnten stellenweise Reste von Lauenburger Ton und saalezeitlichem Geschiebelehm gefunden werden. Den Ostrand des Urstromtales bilden flachwellige Dünenzüge, die bis in eine Höhe oberhalb 2 m u. NN aufsteigen. Abgesehen von tiefer eingeschnittenen Flußrinnen wurde das ganze Talgebiet an der Wende Pleistozän/Altholozän von meist nur geringmächtigen Flugsanden überdeckt. Vereinzelt kam es auch zur Bildung flacher Dünen.

Der holozäne Meeresspiegelanstieg führte infolge der damit verbundenen Vorflutverschlechterung etwa ab Beginn des Atlantikums zur Bildung der ältesten Basistorfe (Bruchwaldtorfe), in die stellenweise noch Flugsande eingeweht sind. Vor 4000 v. Chr. kam es in den tiefsten Talabschnitten in einem Niveau unterhalb —6,5 bis —8 m NN zu den ersten Überflutungen und der Ablagerung sehr tonreicher brackisch-fluviatiler Sedimente (m1). Diese ältesten Schlicke werden in einer folgenden, praktisch überflutungsfreien Periode von relativ mächtigen Torfen überdeckt. Vor 3000 v. Chr. wurde das Gebiet er-

neut überflutet und brackisch-fluviatile Tone sowie — randlich — tonige Torfe bis in eine Höhe von etwa —4 m NN abgelagert (m2-Sedimente). Die nachfolgende Ruheperiode führte zur erneuten Niedermoorausbreitung. Die nach 2700 v. Chr. einsetzende 3. Überflutungsperiode (m3) überdeckte das Wesertal fast in der heutigen Ausdehnung der Marsch mit stärker brackischen, tonigen Absätzen, die bis zu dem heutigen Niveau von etwa —3 m NN reichen. Um 2000 v. Chr. waren diese Überflutungen wieder abgeklungen und hatten einer erneuten Niedermoortorfbildung Platz gemacht.

Um 1650 v. Chr. zeichnet sich der Beginn einer weiteren nachhaltigen Überflutung (jul-Periode) im oberen Brackwasserbereich ab, die gegen 1300 v. Chr. abgeschlossen ist. Das heutige obere Niveau dieser Auflandungen liegt zwischen 1,5—2,5 m unter NN. Das erneut verbreitete Torfwachstum wurde etwas nach 1200 v. Chr. durch weitere Überflutungen und Überschlickungen unterbrochen (ju2-Periode), die zur größten Verbreitung der Marsch in diesem Gebiet führten. Das obere Niveau dieser Ablagerungen liegt heute etwa zwischen \pm NN und —1,5 m NN; stellenweise trifft man die Schlickoberfläche unter Torf erst bei —2 m NN an.

Die Auflandung der Uferwälle und Hinterländer war etwa 900—800 v. Chr. im wesentlichen beendet. In bzw. nach diesem Zeitabschnitt erfolgten grundlegende Verlagerungen der Flußrinnen. In den alten Flußrinnen fanden noch später Verlandungen statt. Die Marschoberfläche dieser Zeit war gekennzeichnet durch tiefreichende Bodenbildungsvorgänge (Durchlüftung, Gefügebildung, Verwitterung), die in diesem Ausmaß unter natürlichen Bedingungen weder vorher noch nachher wieder erreicht wurden. Es können annähernd die Durchlüftungstiefen festgestellt werden, wie sie bei der heutigen Marsch unter künstlicher Entwässerung und Vorfluthaltung eingetreten sind. Diese Beobachtungen gestatten die Annahme einer natürlichen Grundwasserabsenkung, d. h. einer gewissen Regressionsphase.

Datierungen von Torfschichten auf solchen Bodenbildungshorizonten können selbstverständlich nur den Beginn einer erneuten Überfeuchtung — als Vorbote der folgenden Überflutungen — anzeigen. Kennzeichnend für diese Periode ist weiterhin eine relativ starke Setzung und die Ausbildung ausgeprägter Inversionslandschaften. Auch diese Beobachtungen stützen die Annahme einer natürlichen Grundwasserabsenkung.

Während der bisherigen Überflutungsperioden war ständig ein Hauptweserlauf als wichtigster Sedimentanlieferer etwa durch die Mitte des Meßtischblattes Elsfleth — in Richtung NO verlaufend — vorhanden. Unwesentliche Inversionserscheinungen traten nur im Hinterland dieses Weserlaufes mit seinen kleineren Nebenrinnen auf (s. Abb. 1).

Um und nach etwa 800 v. Chr. verlandete der bisherige Hauptlauf bis auf eine kleine Restrinne. Zum wesentlichsten Sedimentanlieferer der folgenden Überflutungsperioden bildete sich ein bisheriger Nebenlauf im Gebiet der heutigen Weser aus. Der sich infolge seiner geringeren Setzung als Rücken hervorhebende verlandete Wasserlauf riegelte zunächst das östlich von ihm gelegene Gebiet vor den folgenden Überflutungen aus der Richtung des heutigen Weserlaufes ab und förderte somit die Vermoorung der geschützten Gebiete. Die Gründung von Flachsiedlungen im Raume Elsfleth ist nicht bekannt.

Datierungen der zwei folgenden Überflutungsperioden liegen z. Zt. im Raume Elsfleth noch nicht vor. Auf Grund von Untersuchungen in anderen Gebieten dürften sie etwa um 100—300 n. Chr. (jo1) und 700—900 n. Chr. (jo2) stattgefunden haben. Sie führten nur zur Ablagerung relativ geringmächtiger Schlickschichten. 1362 erfolgten im Raume Elsfleth umfangreiche Einbrüche von der Weser her (Käseburg, Lienen), die nach Nordwesten hin sogar Verbindung mit dem Jadebusen hatten. Erst 1546 konnte das überflutete Gebiet wieder vollständig abgedeicht werden.

Im Raume Elsfleth konnte somit folgende zeitliche Gliederung der Überflutungsfolgen auf Grund von Radiokarbon-Datierungen (SCHNEEKLOTH & WENDT 1960) annähernd festgestellt werden (s. auch Abb. 1).

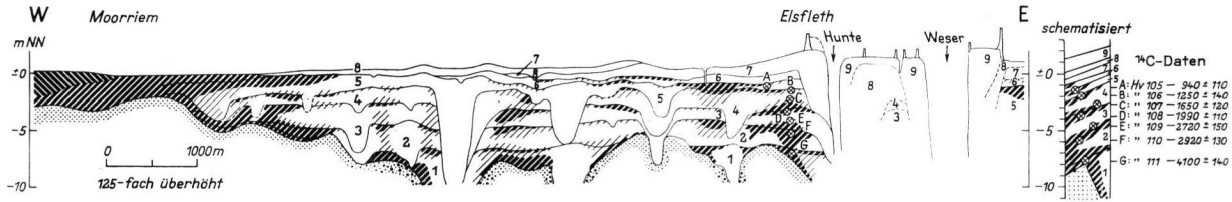


Abb. 1. Schnitt durch das Wesertal in Höhe Elsfleth. Alle Zeitangaben: v. Chr.

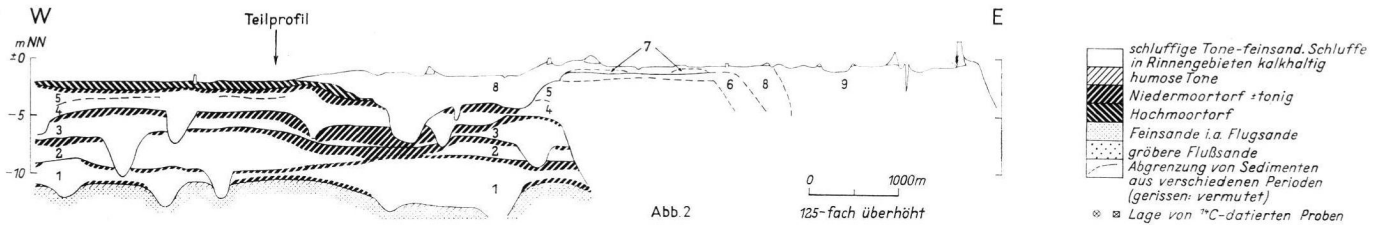


Abb 2

Teilprofil mit Lage der Proben

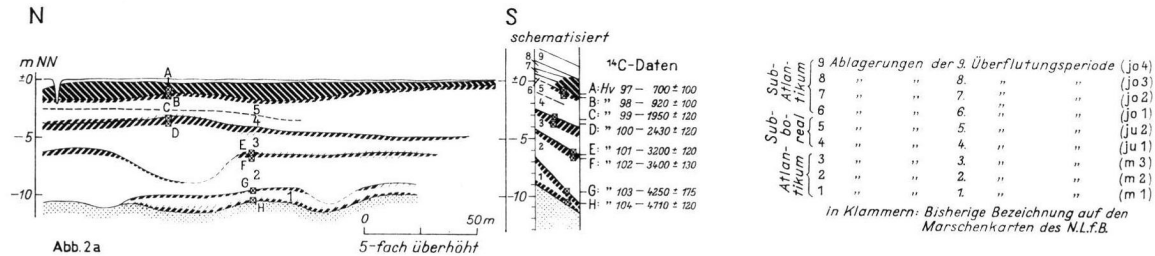


Abb 2a

Abb. 2. Schnitt durch das Wesertal, 5,5 km südlich Nordenham. Alle Zeitangaben: v. Chr.

Überflutung lfd. Nr.	Bezeichnung der Überflutungsperioden	Zeitangabe		jetzige Höhenlage der jeweiligen Oberflächen während der Ruheperioden in m NN
		— = vor,	+ = nach Chr. Geb.	
1	m1	vor — 4000		— 6,5 bis — 7,5
2	m2	vor — 3000 bis etwa — 2800		— 4,0 bis — 5,0
3	m3	— 2700 bis — 2000		— 2,5 bis — 4,0
4	ju1	— 1700 bis — 1300		— 0,8 bis — 2,4
5	ju2	— 1200 bis — 800		± 0 bis — 1,5
Regressionsanzeichen				
6	jo1	(+ 100 bis + 300)		+ 0,4 bis — 1,0
7	jo2	(+ 700 bis + 900)		+ 1,0 bis — 0,5
8	jo3	+ 1362 bis + 1546		+ 1,4 bis + 0,1

Ein anderes nach der Radiokarbonmethode (SCHNEEKLOTH & WENDT 1962) datiertes Profil (Abb. 2) liegt in einem brackischen Sedimentationsbereich auf Mtbl. Nordenham am Rande des mittelalterlichen Lockfleth-Einbruches und des westlich anschließenden Hochmoorgebietes, etwa 9 km südwestlich der Stadt Nordenham (3457890 R, 5923320 H).

Wie bei Elsfleth wurde auch dieses Profil an den Schnitt der bodenkundlich-geologischen Karte der Marschengebiete 1 : 25 000 Nordenham (Druck N.L.f.B. August 1961) angelehnt. Zur weiteren Sicherung wurden auf einer Entfernung von insgesamt 130 m 7 Bohrungen zusätzlich zu den vorhandenen niedergebracht. Jeder der 3 Probenahmepunkte wurde durch 5 Bohrungen auf engstem Raum abgesichert. Diese Sicherheitsvorkehrungen waren infolge der geologischen Situation dieses Raumes erforderlich.

Die umfangreichen Kartierarbeiten des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung in der Wesermarsch gestatten die Verfolgung von alten Hauptweserläufen, die im frühen Holozän angelegt und einige Jahrhunderte vor der Zeitenwende verlandet waren, aus dem Raum knapp nordwestlich Bremens bis an den Südostrand des Jadebusens. Die bei dem Schnitt Elsfleth erwähnte Hauptweserrinne verzweigt sich knapp nördlich immer stärker und löst sich etwa in Höhe Rodenkirchen fächerartig in zahlreiche Einzelarme auf, die in Generalrichtung NNW im Gebiet des Sehestedter Außendeichmoores im heutigen Jadebusen verschwinden.

Der Probenentnahmepunkt liegt in diesem deltaartigen Gebiet, nahe an seinem Nordost-Rand. Es bestand hier die Aussicht, daß sich in diesem brackischen Verlandungsgebiet jeder Meeresspiegelanstieg durch starke Sedimentanlieferung deutlich kenntlich machte, ohne daß die Erosionsgefahr zu groß wurde, andererseits die starke Verlandungstendenz Stillstandsphasen des Meeresspiegelanstieges ebenfalls deutlich anzeigte. Das betrachtete Gebiet liegt in dem sich nördlich Elsfleth trichterförmig erweiternden Urstromtal der Weser. Über größeren Wesersanden und -kiesen stehen im allgemeinen nicht durchteufte Flugsande an. Die meist podsolierte Flugsandoberfläche liegt hier um —10 bis —11 m NN, abgesehen von tiefer eingeschnittenen Flußrinnen.

Vor und um 4700 v. Chr. führt der holozäne Meeresspiegelanstieg zu einem nachhaltigen Anstieg des Grundwassers und zur Bildung eines Bruchwaldtorfes (Basistorf) auf diesen podsolierten Flächen. Wahrscheinlich kurz danach beginnen die ersten flächenhaften Überflutungen (m1-Periode) und die Ablagerung eines teilweise kalkhaltigen Brackwassertones. Hierauf bildet sich gegen 4300 v. Chr. ein ± toniger Schilftorf aus. Diese Sedimente einschließlich des Schilftorfes befinden sich in dem engeren Untersuchungsgebiet in einer Höhenlage um —9,6 m NN, erreichen jedoch auf dem benachbarten Inversionsrücken eines Weserarmes die Höhe von etwa —6,5 m NN. Es kann somit festgestellt werden, daß der holozäne Meeresspiegelanstieg in einem Niveau um —10 m NN bereits vor 4700 v. Chr. zunächst die Bildung von Bruchwäldern auf den podsolierten Flugsandflächen des Weserurstromtales bewirkte. Danach kam es zu Überflutungen und Über-

schlickungen auch in höher liegenden Talabschnitten. Gegen 4300 v. Chr. klingt die regelmäßige Überflutung und Aufschlickung der Hinterländer ab, und es kommt hier zur weitflächigen Bildung von Schilftorfen. Die erste Phase der atlantischen Transgression war somit bereits vor 4000 v. Chr. abgeschlossen.

Aufgrund der Höhenlage der weniger von Setzungen beeinflussten Inversionsrücken könnte man annehmen, daß der mittlere Hochwasserstand etwa um -6 m NN gelegen hat. Ein Vergleich von Alter und Höhenlage der entsprechenden Ergebnisse von Elsfléth zeigt, daß die Übereinstimmung gut ist, der Elsfléther Raum jedoch nur von den letzten Ausläufern dieser Überflutungen (m1) betroffen wurde.

Die zweite Überflutungsphase (m2) dürfte in dem untersuchten Raum bald nach 4000 v. Chr. begonnen haben. Infolge der unterschiedlichen Setzung kommt es zu Rinnenverlagerungen. Es werden wieder brackische, zum Teil kalkhaltige tonige Schlicke abgelagert. Gegen 3400 v. Chr. setzt sich erneut eine allgemeine Verlandungstendenz und die verbreitete Bildung von Schilftorfen durch. Etwa um 3200 v. Chr. kam es zu einem ausgedehnten Wachstum von Seggentorfen. Nach den Höhenlagen von Uferwällen und Inversionsrücken dürfte der mittlere Hochwasserstand im Deltagebiet wie im Elsfléther Raum etwa -4 m NN erreicht haben.

Die in dem untersuchten Deltagebiet etwa um -3000 einsetzende 3. Überflutungsphase (m3) lagert erneut in dem ganzen Gebiet tonige, brackische, in den Rinnen kalkhaltige Sedimente ab. Sie klingt gegen 2400 v. Chr. aus. Auf den zunächst gebildeten Schilftorfen wachsen wiederum verbreitet Seggentorfe auf. Der Höhepunkt der hierdurch eingezeigten Ruheperiode dürfte gegen 1900 v. Chr. bereits überschritten sein. Die Auflandungen dieser m3-Überflutungsperiode erreichen auf Inversionsrücken die Höhe von -3 m NN. Da die zu dieser Periode gehörigen Rinnen mit ihrem weniger setzungsfähigen Material selbst auf älteren, stärker setzungsfähigen Tonen und Torfen liegen, müßte der mittlere Hochwasserstand dieser Zeit etwas höher, vielleicht um $-2,5$ m NN angenommen werden. Datierung und Höhenlage der Sedimente stimmen gut mit den Befunden bei Elsfléth überein.

Zu erwähnen wäre noch, daß in dieser Zeitperiode ein erster tiefer Vorstoß des vorgeschichtlichen Jadebusens im Südwesten des Deltagebietes bis etwa in Höhe Neustadt, 9 km westlich Brake, erfolgte. Ein zweiter, wesentlich ausgedehnterer mariner Einbruch erfolgte zu Beginn der vierten allgemeinen Überflutungsperiode (ju1) in der gleichen Richtung in das dort vorhandene Hochmoorgebiet. Die brackisch-marinen Jadebusensedimente dieses Vorstoßes sind bis in Höhe Colmar, etwa 7 km westlich Brake festzustellen. Diese weite Ausdehnung des Jadebusens nach Süden führte zu nachhaltigen Überflutungen des ganzen Deltagebietes während der 4. und 5. Überflutungsperiode (ju1 und ju2). Die Überflutungen (ju1) begannen hier bereits gegen 1900 v. Chr., während sie in etwa gleicher Höhe auf der östlichen Weserseite (Mtbl. Loxstedt) erst rund 100 Jahre später auftraten (mündl. Mitteilung H. D. LANG) und sich im Raum Elsfléth erst gegen 1650 v. Chr. auswirkten.

Die besonderen Umstände (zeitlich begrenzte Senkung oder evtl. auch Setzung tieferer Schichten), die in der Umgebung des vorgeschichtlichen Jadebusens vielleicht einen etwas früheren Beginn der eustatisch bedingten Überflutungen der ju1-Periode verursachten, waren hier offenbar auch während der Ruhephase vor der nächsten Überflutungsperiode (ju2) wirksam. Es kam in einer Höhenlage um $1-2$ m unter NN an den Ufern und den Hinterländern der Rinnen und des vorgeschichtlichen Jadebusens zwar zu ausgedehnten Verlandungserscheinungen und zur Bildung stark schilfdurchwurzelter Horizonte, jedoch nicht zur Verbreitung von Schilf-Seggentorfen wie in anderen Marschgebieten. Datierungen dieser besonders tonreichen schilfdurchwurzelter Horizonte liegen noch nicht vor. Aufgrund von Datierungen in anderen Gebieten kann jedoch mit einem gewissen Stillstand der Meeresspiegelbewegung etwa zwischen 1300 und 1100 v. Chr. gerechnet werden. Die

Höhenlage der Sedimente spricht für einen mittleren Hochwasserstand von etwas über -1 m NN während dieser 4. Überflutungsphase (ju1).

Die folgende 5. Überflutungsperiode (ju2) war die letzte in diesem Gebiet. Sie führte nach anfänglicher Ausdehnung (z. B. Überflutung von Weißtorfen am Rande des vorgeschichtlichen Jadebusens um 1000 v. Chr. lt. mündl. Mitteilung von FLEISCHMANN, SCHNEEKLOTH) zur vollständigen Verlandung des Deltagebietes und des vorgeschichtlichen Jadebusens bis in eine Höhenlage von etwa \pm NN. Während dieser Periode bildet sich ein bereits früher angelegter östlicher Arm der Weser zu einer mächtigen Flußrinne aus, die sich unmittelbar westlich des Stadtgebietes von Nordenham in Richtung Nordosten erstreckt und dann am Geestrande des Landes Wursten entlang in das heutige Wattenmeer verläuft.

Die Verlandungserscheinungen im Deltagebiet setzen bereits — in einer Tiefe von $-1,4$ m NN — um 900 v. Chr. mit der Bildung abnehmend toniger Schilftorfe ein. Um 700 v. Chr. beginnt das Wachstum von Hochmooren, die die Verlandungsgebiete des vorgeschichtlichen Deltas und des angrenzenden Jadebusengebietes in der Folgezeit in großer Mächtigkeit überdecken. Gegen Ende dieser Periode finden auch umfangreiche Verlandungen in dem östlich gelegenen Gebiet der neuen Hauptweserrinne statt. Die Weser nimmt in etwa ihr heutiges Bett ein. Das westliche Weserufer verläuft über Elsfleth-Brake-Golzwarden-Rodenkirchen-Esensham-Ellwürden-Atens. Alle Flußrinnen westlich dieser Linie verlanden und heben sich in der Folgezeit als mehr oder weniger deutlich ausgebildete Inversionsrücken aus dem Gelände. Es bleibt lediglich ein Seitenarm erhalten, der in Höhe Ellwürden an Abbehausen vorbei in Richtung WNW verläuft (Ahne), und der am Westufer des heutigen Jadebusens noch einen Seitenfluß aus südwestlicher Richtung aufnimmt.

Auch im Gebiet der Osterstader Marsch, östlich des heutigen Weserlaufes, finden nach Mitteilung von H. D. LANG umfangreiche Verlandungen und Torfbildungen um 800 v. Chr. \pm 80 statt.

Die höchsten Verlandungsschichten der 5. Überflutungsperiode (ju2) auf Uferwällen und Inversionsrücken liegen um $+0,5$ m NN. Der mittlere Hochwasserspiegel dieser Periode mag also in etwa in dieser Höhe gelegen haben. Allerdings ist die Höhenlage vergleichbarer Bildungen in seenahen und seeferneren Gebieten nun etwas stärker differenziert. Die Ursache könnte in einer seit 2000 v. Chr. bis zu dieser Zeit sich stärker entwickelnden Gezeitenbewegung liegen, durch die eine höhere Auflandung der seenäheren Gebiete ermöglicht wurde. Diese Frage, die vielleicht u. a. mit dem Kanaldurchbruch und dem Untergang der Doggerbank zusammenhängt, soll hier nicht näher untersucht werden.

Tiefer reichende Bodenbildungshorizonte auf Uferwällen und Inversionsrücken, starke Setzungserscheinungen und die Ausbildung ausgeprägter Inversionslandschaften sowie die Anlage von Flachsiedlungen auf den Rückengebieten deuten auch hier wieder auf eine nachhaltige Grundwasserabsenkung und damit auf eine mehrere Jahrhunderte lang andauernde Senkung des Meeresspiegels hin. Auch die ausgedehnte Hochmoorbildung auf dem verlandeten vorgeschichtlichen Jadebusen und dem Deltagebiet spricht hierfür, zumal die Hochmoorschichten z. T. fast unmittelbar auf dem nährstoffreichen Schlick anstehen. In verlandeten Hinterländern, also auch im rückwärtigen Teil des vorgeschichtlichen Jadebusens, müßte das Grundwasser infolge des Andrangs von Oberwasser natürlicherweise bis zu einem gewissen Grade steigen und damit zunächst ein Hochmoorwachstum unmöglich machen. Unter solchen Umständen bilden sich zunächst Niedermoortorfe aus. Nur bei nachhaltiger Vorflutverbesserung könnte ein Sinken des Grundwassers und damit ein baldiges Hochmoorwachstum auf nährstoffreichen brackisch-marinen Schlickern ermöglicht werden. Eine natürliche Vorflutverbesserung in verlandeten Meeresbuchten ist jedoch nur bei einem deutlichen Absinken des Meeresspiegels denkbar.

Der Beginn der Flachsiedlungsperiode im 2. bis 3. Jahrhundert v. Chr. (s. HAARNAGEL 1950) dürfte in etwa mit dem Höhepunkt dieser Regressionsbewegung oder einer Zeit-

spanne kurz danach zusammenfallen. Erst nachdem große Teile der Marsch durch Setzung der jeweiligen Hinterlandgebiete „herausgehoben“ und damit von Oberwasser geschützt sowie durch Sinken des Meeresspiegels sturmflutsicher wurden, dürfte der Mensch der damaligen Zeit den Anreiz zu dem umwälzenden Schritt der dauernden Niederlassung in den Marschgebieten gefunden haben.

Der Beginn der 6. Überflutungsperiode (jo1), der ersten nach der erwähnten Regressionsbewegung, dürfte dann auch in etwa mit der Aufgabe der Flachsiedlungen bzw. dem Beginn der Wurtenbauperioden übereinstimmen. Der Zeitpunkt, an dem sich der Meeresspiegelanstieg an den verschiedenen Siedlungsorten nachhaltig bemerkbar machte, ist sicherlich unterschiedlich. Nach den vorliegenden siedlungsgeschichtlichen Unterlagen (s. HAARNAGEL 1950) ist mit dem Beginn dieser Überflutungsperiode im 1. bis 2. Jahrhundert n. Chr. zu rechnen.

Aufgrund einer C¹⁴-Analyse treten nach Unterlagen von H. D. LANG (mündl. Mitteilung) auf der östlichen Weserseite auf dem Gebiet des Mtbl. Loxstedt flächenhafte Überflutungen von Niedermooren kurz nach 130 n. Chr. \pm 80 auf. Im nördlichen Teil der Krumm-Hörn waren diese Überflutungen bereits um 200—250 n. Chr. wieder beendet (H. VOIGT 1961, Beiheft zur geol.-bodenkundlichen Karte 1 : 5000 Visquard). Die Mächtigkeit der Sedimente dieser Überflutungsperiode ist im allgemeinen nur gering. Ihre obersten Schichten liegen kaum höher als die der nächstälteren (ju2) Sedimente. In Anbetracht der möglichen Setzungen der älteren Schichten dürfte der Meeresspiegelanstieg dieser Periode (jo1) im wesentlichen die vorangegangene Regressionsbewegung wieder ausgeglichen haben und das Niveau der vorherigen Überflutungsperiode (ju2) nur wenig überschritten haben.

Die folgende 7. Überflutungsperiode (jo2) führt ebenfalls im allgemeinen nur zur Ablagerung einer geringmächtigen Sedimentschicht. Radiokarbondatierungen dieser Periode liegen noch nicht vor. Nach den Angaben einer Reihe von Autoren (z. B. BAKKER 1948, 1954, DECHEND 1956, DE SMET 1960) dürfte sie um 700 bis 900 n. Chr. stattgefunden haben. Das Niveau des mittleren Hochwasserspiegels wird auf etwa +1 m NN angestiegen sein. In der Folgezeit werden im ganzen Küstengebiet Deiche errichtet. Ihr Schutz reicht jedoch im allgemeinen gegen die Auswirkungen der 8. Übergangsperiode (jo3) im 12.—14. Jahrhundert n. Chr. nicht aus. Es kommt in dieser Zeitperiode fast im gesamten Nordsee-Küstengebiet zu katastrophartigen Überflutungen und z. T. tiefen Meereseinbrüchen. Zweifellos kann für den katastrophartigen Charakter dieser Überflutungen nicht nur ein plötzlicher Meeresspiegelanstieg verantwortlich gemacht werden. Die Deiche mit ihrer Stauwirkung auf die Flutwelle, die Setzungen durch die Deichauflast und die Entwässerungsmaßnahmen im Hinterland der Deiche, in vielen Gebieten auch der verbreitete Torfabbau dürften im Zusammenhang mit dem langsamen Meeresspiegelanstieg und vielleicht auch mit einer Periode größerer Sturmfluthäufigkeit das Ausmaß dieser mittelalterlichen Sturmflutkatastrophen verursacht haben.

Im Gebiet Nordenham stellt das Lockfleth den augenfälligsten Mereseinbruch aus dieser Periode dar (1362 n. Chr.). Er entstand im Zusammenhang mit der Neubildung des Jadebusens. Durch die Inversionsenke zwischen dem östlichen Hauptweserarm der 5. Überflutungsperiode (ju2) und dem erwähnten westlichen Deltagebiet erstreckt er sich bis tief nach Süden und hat unmittelbar südlich Brake Verbindung mit der Weser. Die Inversionsenke wird dabei tief ausgeräumt. Ihre Verlandung schreitet in der Folgezeit rasch fort. Das alte Siedlungsgebiet auf dem hochgelegenen westlichen Inversionsrücken wird nur wenig überflutet und mit geringmächtigen brackischen Sedimenten bedeckt. Das Hochmoor auf dem westlichen Deltagebiet wird randlich durch die darunter liegenden Inversionsrücken vor Erosion geschützt. Es wird jedoch aus der Richtung des ehemaligen Mündungsgebietes (NW) teilweise aufgearbeitet, eine Erscheinung, die heute noch am Sehestedter Außendeichsmoor zu verfolgen ist. In der Neuzeit (jo4-Periode) verlagert sich die Weser

endgültig in ihr heutiges Bett. In dieser Zeit verlandet z. B. das Stadtgebiet von Nordenham.

Zusammenfassend läßt sich somit im Raum Nordenham folgende zeitliche Gliederung von Überflutungsfolgen feststellen: (Radiokarbon-Datierungen SCHNEEKLOTH & WENDT 1962; in Klammern: Datierungen aus weiter entfernt liegenden Gebieten; Höhenangaben in Klammern nicht repräsentativ).

Überflutung lfd. Nr.	Bezeichnung der Überflutungsperioden	Z e i t a n g a b e		jetzige Höhenlage der jeweiligen Oberflächen während der Ruheperioden in m NN	
		— = vor, + = nach Chr. Geb.			
1	m1	vor	—4700 bis —4250	—6,5	bis —10,5
2	m2		—4000 bis —3300	—4,0	bis — 6,4
3	m3		—3000 bis —2400	—3,0(—2,5)	bis — 4,2
4	ju1		—1900 bis(—1300)	(—1,0	bis — 2,0)
5	ju2		(—1200) bis — 900(—750)	+0,5	bis — 1,8
R e g r e s s i o n s a n z e i c h e n					
6	jo1		+ 100 bis(+ 200)	+0,7	bis — 0,6
7	jo2		(+ 700 bis + 900)	+1,0	bis + 0,6
8	jo3		+ 1362 bis + 1600	+1,6	bis ± 0
9	jo4		+ 1600 bis heute	(+2,8)	bis + 1,2

Die Ergebnisse der Untersuchungen aus den Räumen Nordenham und Elsflth westlich der Weser sowie die von H. D. LANG aus der Osterstader Marsch östlich der Weser stimmen so gut überein, daß eine einheitliche erdgeschichtliche Entwicklung des Unterwesergebietes als gesichert angesehen werden kann. Vorhandene örtliche Unterschiede (z. B. Lage der Sedimentationsräume zur See, Setzungen, eventuelle örtliche Senkungs-bewegungen) werden durch die Folgen von übergeordneten periodischen Meeresspiegelbewegungen überdeckt.

Es läßt sich aufgrund der umfangreichen Kartierarbeiten im gesamten niedersächsischen Küstenraum feststellen, daß offenbar der gleiche übergeordnete Einfluß — nämlich die periodische Meeresspiegelbewegung — überall einen vergleichbaren Schichtenaufbau des Marschenholozäns verursacht hat. So ergeben Untersuchungen von J. H. BENZLER (mündl. Mitteilung) im Unterebegebiet (Raum Stade) folgende, noch nicht vollständigen Ergebnisse aufgrund von Radiokarbon-Datierungen (SCHNEEKLOTH & WENDT 1962):

- 1) Verlandung und Torfbildung nach der 2. Überflutungsperiode (m2) Torf um —4,9 m NN: —2890 ± 100 (Hv 30/31)
- 2) Verlandung und Torfbildung nach der 3. Überflutungsperiode (m3) Torf um —3,4 m NN: —2250 ± 90 (Hv 27)
- 3) Verlandung und Torfbildung nach der 4. Überflutungsperiode (ju1) Torf um —1,4 m NN: —1110 ± 90 (Hv 28)
- 4) Torfbildung nach Ende der 5. Überflutungsperiode unter jüngerem Schlick (ju2) Torf um —0,5 m NN: —750 ± 90 (Hv 26).

Soweit also Datierungen vorliegen, stimmen diese im Alter und Höhenlage praktisch vollständig mit denen aus dem Weserraum überein.

Im Raum Jever i. O. fand DECHEND (1956) die Absätze von 5 Überflutungsperioden (Decken). Die Schichtenfolge und die Höhenlage der Verlandungsschichten stimmen mit denen der übrigen Gebiete überein. Bei der Höhenlage des Geestuntergrundes fehlen hier die drei ältesten Überflutungsfolgen. Den Beginn der Sedimentanlieferung legt DECHEND auf einen Zeitraum kurz nach 2000 v. Chr. (u1). Dies stimmt gut mit den Befunden aus anderen Gebieten überein (4. Überflutungsperiode ju1). Das Ende dieser Periode muß heute jedoch vor 1000 v. Chr. angenommen werden. Auch das Ende der folgenden (5.) Überflutungsperiode (u2 nach DECHEND) müßte einige Jahrhunderte vor Beginn der Besiedlung der neu entstandenen Marsch angesetzt werden. Die von DECHEND herangezoge-

nen Datierungen H. SCHROLLERS (1933) der Flachsiedlungen Förrisdorf und Zissenhausen (Mtbl. Hohenkirchen) — Siedlungsdauer etwa 50 vor bis 100 nach Chr. — können kaum zur Bestimmung des Abschlusses der 5. Überflutungsperiode (ju2) herangezogen werden. Sie dürften jedoch den Beginn der ersten Überflutungen der 6. Überflutungsperiode (jo1) um 100 n. Chr. anzeigen.

Bei vergleichbarem Schichtenaufbau des Marschenholozäns gestatten die Befunde von DECHEND somit auch die Annahme eines um einige Jahrhunderte höheren Alters der zwei untersten Sedimentfolgen (u1 und u2-Decke nach DECHEND). Es kann also auch in diesem Gebiet ein mit den bisher betrachteten Gebieten altersmäßig vergleichbarer Holozän-aufbau festgestellt werden.

In den westlich anschließenden Marschgebieten bis in Höhe Norden herrscht nach den bisherigen Kartierergebnissen bei relativ hoch anstehendem Geestuntergrund ein ähnlicher Aufbau des Holozäns vor. Ablagerungen der ersten 3 Überflutungsperioden (m 1—m3) treten nur vereinzelt in tiefer in den Geestuntergrund eingeschnittenen Rinnen auf, z. B. im Gebiet der (verlandeten) Harlebucht.

Nach sehr exakten Untersuchungen von U. GROHNE (1957) lassen sich pollenanalytisch die ersten Überflutungen im Gebiet des Baltrumer Wattes am Anfang des Atlantikums, etwa zwischen 4—5000 v. Chr., nachweisen. Es wäre somit eine Altersgleichheit mit den ersten Überflutungen des Weserraumes (m1) gegeben. Nach der gleichen Autorin finden die ersten Überflutungen in den tiefsten Talabschnitten der (verlandeten) Hilgenrider Bucht im mittleren Atlantikum etwa vor 4000 v. Chr. statt. Dies würde der zweiten Überflutungsphase (m2) des Wesergebietes entsprechen. Gegen Mitte des Subboreals lassen sich hier heftige Überflutungen feststellen, die somit altersmäßig mit der 4. Überflutungsperiode (ju1) des Weserraumes gleichgesetzt werden können. Ob das hier von U. GROHNE festgestellte, aber nicht datierte zeitweise Aussetzen der Überflutungen mit der in den anderen Gebieten auftretenden Überflutungsperiodik zeitgleich ist, kann vor Abschluß der z. Zt. laufenden Kartierarbeiten und weiterer Untersuchungen in diesem Raum nicht entschieden werden. Es dürfte allerdings wahrscheinlich sein.

Im Gebiet des Juister Wattes (U. GROHNE 1957) und der Westermarsch (westlich der Geestauftragung von Norden) scheint die Transgression der dort aufgewachsenen Hochmoore erst sehr spät — um Chr. Geburt — erfolgt zu sein. Sichere Datierungen des Transgressionskontaktes aus diesem Raum scheinen sehr schwierig zu sein, da die Torfoberfläche oft natürlich oder künstlich (vielleicht Salztorfgewinnung lt. RUYTER, mündl. Mitteilung) abgetragen ist. J. L. RUYTER fand bei Kartierarbeiten auf Mtbl. Westermarsch neben den jüngsten Ablagerungen (jo4) die Sedimente dreier Ablagerungsperioden über dem erwähnten Hochmoortorf, die vermutlich erst nach Chr. Geb. entstanden sind (jo1-3).

Zur mittleren Krumm-Hörn hin fällt dann der Geestuntergrund stark ab (Urstromtal der Ems). Hier sind auch wieder die Ablagerungen der ältesten Überflutungsperioden (m1-m3) anzutreffen. Der Aufbau der holozänen Schichten entspricht dem der Wesermarsch. Im südlichen Teil der Krumm-Hörn sind dagegen bei gleichen Höhenlagen des pleistozänen Untergrundes diese alten Sedimente nicht mehr oder nur zum Teil zur Ablagerung gekommen. Mehrere Gründe — u. a. auch die tiefe Lage der in diesem Raum bislang angetroffenen Siedlungshorizonte (s. HAARNAGEL 1950) — sprechen für eine örtlich und zeitlich begrenzte Senkung dieses Gebietes. Auf diese Fragen soll in einer gesonderten Veröffentlichung noch Stellung genommen werden. Diese vermutete Senkungsbewegung dürfte auch die Ursache für das Fehlen von deutlichen Regressionsanzeichen im Gebiet der Krumm-Hörn sein. Mehr oder weniger gut ausgebildete Bodenbildungshorizonte aus dieser Periode (einige Jahrhunderte vor Beginn unserer Zeitrechnung) weisen jedoch darauf hin, daß die Senkungsbewegung gegenüber der Meeresspiegelbewegung doch nur von untergeordneter Bedeutung war.

Im Gebiet der unteren Ems ist wieder ein ungestörter — d. h. mit den anderen niedersächsischen Marschengebieten vergleichbarer — Aufbau der holozänen Schichten zu verzeichnen.

Im benachbarten niederländischen Dollartgebiet stellte L. A. H. DE SMET (1960) folgende grundsätzliche Holozänentwicklung fest: Die ersten Überflutungen finden Ende Atlantikum bis Anfang Subboreal statt (früh-subborealer Ton) und werden dann verbreitet von Torf überdeckt. Nach Alter und Höhenlagen (es sind leider nur Höhen unter Gelände angegeben) der Verlandungsschichten können diese Überflutungen mit denen der 3. Überflutungsperiode (m3) in Niedersachsen gleichgestellt werden. Weitere jüngere Tonablagerungen finden offenbar im Subboreal statt. Das Ende dieser Tonablagerungen um 1—2 m unter Gelände wird gegen Ende Subboreal angenommen. Mit gewisser Vorsicht könnten diese Überflutungen der 4. Überflutungsperiode (ju1) in Niedersachsen gleichgestellt werden. Auch diese Sedimente wurden verbreitet von Torf überdeckt. Weitere Tone werden zu Beginn des Subatlantikums abgelagert (präromischer Ton und Emston). Es dürfte sich hierbei um Ablagerungen handeln, die mit denen der 5. Überflutungsperiode (ju2) Niedersachsens gleichgesetzt werden können. Diese Tone stehen in Oberflächennähe an und sind von jüngeren Bildungen zum Teil durch eine humose Schicht (vermutlich grobenteils humoser Bodenbildungshorizont = Humusdwog) getrennt.

Meereseinbrüche mit der Ablagerung sog. Grodentones (kalkhaltige ± schluffige marine Tone) fanden in dem Dollartgebiet zwischen 0—300 n. Chr. statt. Diese Einbrüche können unschwer mit der 6. Überflutungsperiode (jo1) in Niedersachsen gleichgesetzt werden. Knickton als brackische Fazies kann an sich zu allen Zeiten abgelagert werden. DE SMET datiert die Ablagerung solcher Tone im Dollartgebiet auf die Zeit zwischen 300 und 800 n. Chr. Das Ende dieses Sedimentationsabschnittes entspricht dem Ende der 7. Überflutungsperiode (jo2) in Niedersachsen. Die Ablagerung des sog. mittelalterlichen und des Dollart-Tones kann mit der 8. und 9. Überflutungsperiode Niedersachsens (jo3 und jo4) parallelisiert werden. Zusammenfassend kann somit festgestellt werden, daß die holozäne Entwicklung des niederländischen Randgebietes des Dollart und der Ems generell mit der Niedersachsens vergleichbar ist.

In Nord-Holland und dem Zuiderseegebiet unterscheiden L. J. PONS & A. G. WIGGERS (1960) eine Reihe von Ablagerungen, die aufgrund der von den Autoren angeführten C¹⁴-Daten und der Höhenlage der Sedimente ebenfalls mit denen im niedersächsischen Küstengebiet verglichen werden können. So werden die sog. Starnmeer-Absätze und die Ablagerung des Tones vom Pampus auf die Zeit von 4500—4000 v. Chr. datiert. Dieses Alter und die beobachteten Höhenlagen der Verlandungsschichten dieser Sedimente um —8 bis —9 m NAP lassen sich mit dem der 1. Überflutungsperiode (m1) Niedersachsens gleichsetzen. Die Watergrafsmeer-Absätze, die etwa zwischen 3900 und 3200 v. Chr. bis auf eine Höhe um —6,5 m NAP und die Beemster-Ablagerungen, die vor 2740 v. Chr. bis etwa —5,7 m NAP aufgelandet waren, können mit den Sedimenten der 2. Überflutungsperiode (m2) Niedersachsens gleichgesetzt werden. Die Wieringermeer-Ablagerungen, die etwa zwischen 2900 und 2200 v. Chr. bis auf etwa —3,5 m NAP auflandeten, dürften denen der 3. Überflutungsperiode (m3) Niedersachsens entsprechen. Bei den westfriesischen Ablagerungen werden in dem behandelten Gebiet zwei Stufen unterschieden. Die Sedimentation begann um —2000 und endete 1250 v. Chr. in einer Höhenlage um —1 bis —2 m NAP. Nach Alter und Höhenlage lassen sich diese Ablagerungen mit denen der 4. Überflutungsperiode (ju1) Niedersachsens vergleichen.

Auch bei den nächstjüngeren, präromischen Ablagerungen werden zwei Stufen unterschieden. Die Oberfläche dieser Sedimente liegt zwischen ±0 und —1,3 m NAP. Das Alter der ersten Stufe dieser Ablagerungen steht noch nicht fest. Die Autoren nehmen an, daß die Sedimentation nach 1200 v. Chr. bis etwa 300 v. Chr. andauerte. Auch für die zweite Stufe liegen keine direkten Datierungen vor. Die offensichtlich aus einer Rinne oder einem

Wattgebiet in einer Tiefe von $-6,5$ bis $-3,2$ m NAP stammenden Muscheln (Tunnelpunkt Velsen), die nach C^{14} -Datierungen ein Alter zwischen 465 bis 240 v. Chr. aufweisen, können nur Aussagen über den Verlandungsstand der Rinne oder des Wattgebietes selbst machen. Da in einer offenen, nicht durch Deiche geschützten Landschaft auch in einer Ruhe-, ja sogar in einer Regressionsperiode tiefer eingeschnittene Rinnen vorhanden sind, können nur Datierungen aus den Verlandungsschichten der Rinnenhinterländer das Ende einer allgemeinen Überflutungsperiode angeben.

Auch die aufgeführten Datierungen von Scherbenfunden von 500—100 v. Chr. gestatten nur Aussagen über die Besiedlung der nach Rückgang der Überflutungen neu entstandenen Marsch. Die vorläufige Annahme der Autoren, daß diese Überflutungen etwa zwischen -300 und ± 0 unserer Zeitrechnung stattgefunden haben, bedarf somit einer weiteren Überprüfung. Die angeführten Befunde, besonders die Scherben datierungen gestatten ohne weiteres die Annahme eines wesentlich früheren Ablaufes dieser Überflutungsperiode. Die Höhenlage der Schichtoberfläche zwischen ± 0 und $-1,3$ m NN entspricht der der Sedimente der 5. Überflutungsperiode (ju2) Niedersachsens.

Aufgrund vergleichender Untersuchungen und Literaturstudien werden in der Zeit nach Chr. Geb. 4 weitere Transgressionsphasen unterschieden:

1. Spät-Römische und Früh-Merowingische Phase (250—500 n. Chr.)
2. Ottonische Phase (850—1000 n. Chr.)
3. Spät-Mittelalterliche Phase (1200 — 1500 — 1600 n. Chr.)
4. Moderne Phase (ab 1700 — 1800 n. Chr.) .

Für die Datierungen werden vor allem Siedlungsbefunde herangezogen.

Auch in Niedersachsen werden aufgrund der Sedimentgliederung 4 Überflutungsfolgen n. Chr. unterschieden (jo1-4). Der Beginn der ersten dieser Phasen (jo1) wird auf etwa 100 n. Chr. datiert. Die Datierungen des Endes dieser Phase und des Ablaufes der zweiten Phase (jo2) sind in Niedersachsen noch so lückenhaft, daß sich hier vorerst keine weiteren Vergleiche ziehen lassen. Die mittelalterliche (jo3) und die moderne (jo4) Phase sind wieder zeitgleich.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß sich die Ergebnisse von PONS und WIGGERS zeitlich wie höhenlagemäßig sehr gut in die in Niedersachsen beobachtete Transgressionsperiodik einpassen lassen.

J. D. DE JONG führte 1960 eine grundsätzliche Gliederung der holozänen Sedimente im Gebiet der Nord- und Südholländischen Küste durch. Dieser Autor faßt unter den Calais-Ablagerungen früh-atlantische, spät-atlantische und früh-subboreale Gezeitenablagerungen zusammen. Diese Dreigliederung der Ablagerungen vor etwa 2000 v. Chr. läßt sich mit der in Niedersachsen (m1—m3) gut in Übereinstimmung bringen. Auch die Einschaltung von zwei Gezeitenablagerungen in den sog. Holland- oder oberen Torf (bzw. Holland-Schichten) nach -2000 bis ± 0 unserer Zeitenrechnung (spät-subboreale und früh-subatlantische Gezeitenablagerungen) stimmt mit dem entsprechenden Holozänaufbau in Niedersachsen (ju1, ju2) überein. Zur Datierung des Endes des zweiten Abschnittes dieser Periode wurden offenbar die gleichen Unterlagen benutzt, wie sie PONS & WIGGERS (1960) zugrunde legten. Es ergeben sich somit in dieser Frage keine weiteren Gesichtspunkte. Die folgenden nach Chr. Geb. abgelagerten marinen Sedimente werden von DE JONG nicht weiter untergliedert. Es läßt sich zusammenfassend auch hier wieder feststellen, daß die Gliederung und Subgliederung der vor Chr. Geb. abgelagerten holozänen Sedimente durch DE JONG gut mit den entsprechenden Untersuchungsergebnissen in Niedersachsen übereinstimmen.

In Abbildung 3 sind die Angaben der angeführten Autoren über das Alter der verschiedenen Überflutungsfolgen (z. T. auch als Transgressionen bezeichnet) zusammenfassend dargestellt.

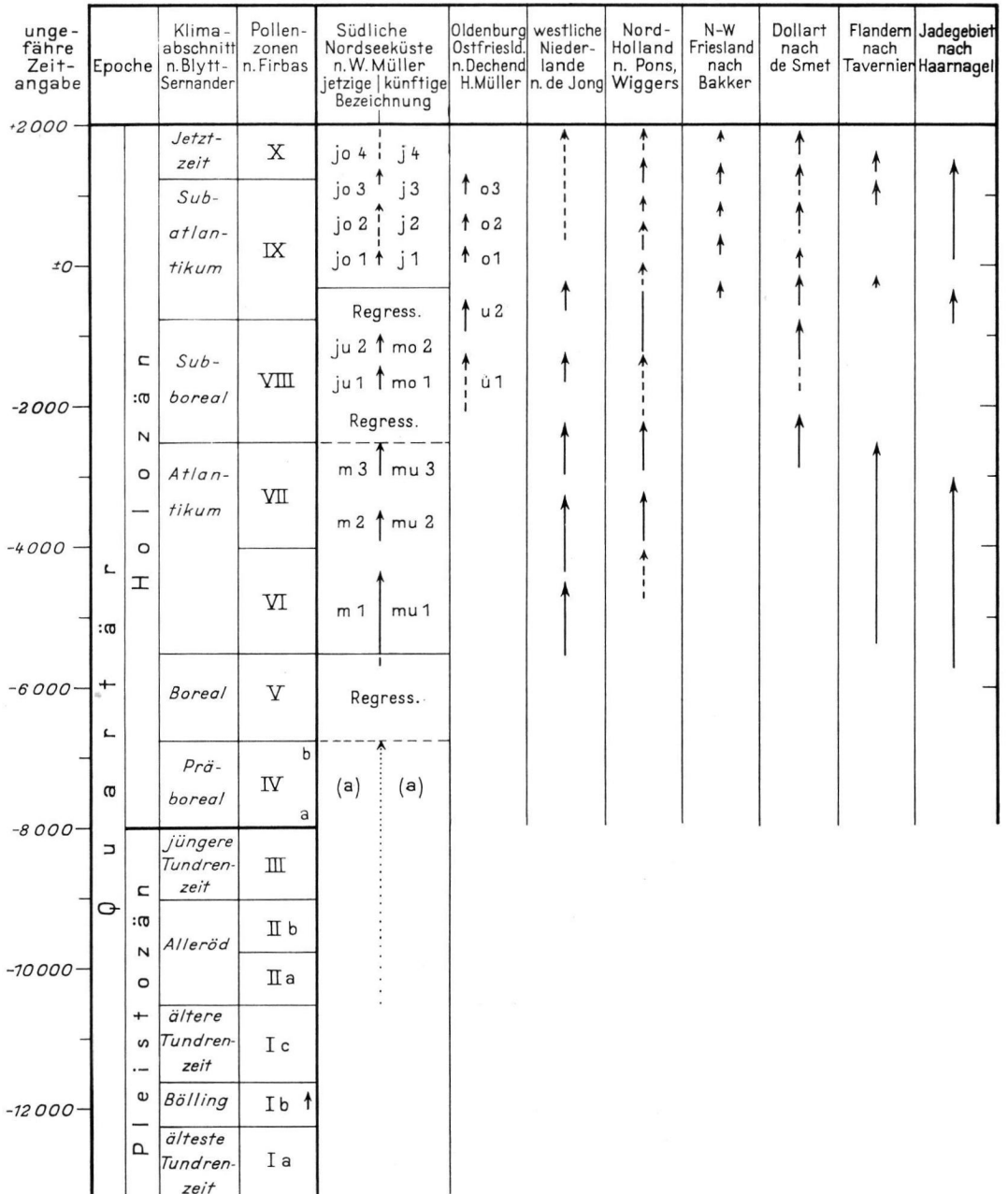


Abb. 3. Überflutungsfolgen im südlichen Nordseeküstengebiet nach Angaben verschiedener Autoren.

5. Der Ablauf der holozänen Meerestransgression an der südlichen Nordseeküste

Ursache und Verlauf von Meerestransgressionen können durch sehr verschiedene Faktoren bedingt sein. In unserem Falle ist wohl in erster Linie an epirogene Senkungsbewegungen der Kruste des parageosynklinalen Nordseeraumes, zu denen noch gewisse eisiso-

statische Bewegungen hinzukommen können, sowie an weltweite glazialeustatische Anstiegsbewegungen des Meeresspiegels zu denken. Von untergeordneter Bedeutung dürften dagegen salztektonische Vorgänge sein, wenn sie auch bei der Deutung örtlicher Erscheinungen (z. B. der stärkeren Senkung der südlichen Krumm-Hörn) von Interesse sind. Mehr in Richtung einer Verstärkung vorhandener Tendenzen wirken sich Veränderungen der Gezeitenbewegung aus. So können z. B. der Kanaldurchbruch und der Untergang der Doggerbank — wie bereits erwähnt — infolge Erhöhung des mittleren Hochwasserstandes einen stärkeren Meeresspiegelanstieg vortäuschen als es der Ursache dieser Erscheinungen — ebenfalls einem relativen Meeresspiegelanstieg — entspricht.

In ähnlicher Richtung könnten auch langfristige Klimaveränderungen wirken. So kann z. B. eine erhöhte Sturmfluthäufigkeit in gewissen Grenzen ebenfalls eine stärkere Erhöhung des Meeresspiegels vortäuschen, als es z. B. den großklimatisch bedingten glazialeustatischen Meeresspiegelbewegungen entspricht. Neben einer Reihe weiterer, aber sicherlich untergeordneter Faktoren spielt der Mensch in neuester Zeit eine zunehmende Rolle, z. B. durch Deichbauten, Fahrtrinnenvertiefungen, Entwässerung, Torfabbau u. a.

Von nicht zu unterschätzender Bedeutung für die Beurteilung relativer Meeresspiegelschwankungen ist ferner die Eigensetzung der Sedimente. Sie ist bei Torfen besonders groß, jedoch auch bei Schlickten erheblich. Der Tongehalt (festgestellt bei maximaler Dispergierung), die Salinität der Ablagerungsräume (zunehmender Wassergehalt mit zunehmender Salinität bei gleichem Tongehalt), der Einfluß von Bodenbildungsvorgängen auf jeweils oberflächennahen Schichten, die Auflast und das Alter der Sedimente spielen dabei eine wesentliche Rolle. Eine befriedigend genaue Berechnung der Setzung in verschiedenen Zeitabschnitten unter Berücksichtigung aller wesentlicher Faktoren erscheint m. E. heute noch nicht möglich. Die zu beobachtenden Höhendifferenzen zwischen Inversionsrücken und -senken liegen zwischen 1—2 m. Bei den jeweils älteren Schichten sind die Differenzbeträge höher, wohl infolge der höheren Auflast und der längeren Setzungsdauer. Diese Differenzbeträge geben das Mindestmaß der Setzung der jeweiligen Hinterländer an. Da auch die Verlandungsschichten der Inversionsrücken einen zunehmenden Tongehalt aufweisen, ist bei ihnen ebenfalls mit merklichen Setzungen zu rechnen.

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich, daß eine ganze Reihe von Faktoren unbekannter Größenordnung z. B. die Zeit-Höhenlage eines Beobachtungspunktes beeinflusst haben. Versuche, die Größenordnung einer Komponente aus dieser Gleichung mit vielen Unbekannten zu errechnen, können nur zu hypothetischen Annäherungswerten führen, die nicht überbewertet werden sollten. Die in die Gleichung eingeführten „bekannten“ Größen sind nämlich mit ähnlichen Unsicherheiten behaftet. Wie bereits erwähnt, dürfte die Zeit-Höhenlage eines Beobachtungspunktes in erster Linie von glazialeustatischen und epirogenen einschließlich eisisostatischen Bewegungen beeinflusst sein, wobei noch mit stärkeren Setzungsbewegungen der Sedimente zu rechnen ist.

Interessante Versuche, die glazialeustatische Vorgänge auszuschließen, hat erstmals P. WOLDSTEDT (1952) unternommen. Weiterhin haben sich u. a. damit W. DECHEND (1954, 1961) und Ph. H. KUENEN (1954) beschäftigt. Die Autoren schließen aus dem Höhenvergleich interglazialer Meereshochstände mit den in tektonisch ruhigen Gebieten gelegenen vergleichbaren Meeresterrassen auf das Ausmaß der tektonischen Bewegung des südlichen Nordseegebietes. Diese Berechnungsversuche enthalten naturgemäß eine Reihe von Unsicherheiten, so z. B. die Frage, ob die Meeresterrassen unverändert und altersmäßig mit den Absätzen des Holstein- bzw. Eem-Meeresspiegels vergleichbar sind, und inwieweit die in nur wenigen Bohrungen festgestellte Höhenlage der interglazialen Ablagerungen die damaligen Meereshochstände repräsentieren. Weiterhin gehen Unsicherheiten der absoluten Altersbestimmung der Interglaziale stark in die Berechnung ein. DECHEND nahm 1954 eine tektonische Senkung von 2,2 — 2,4 cm pro Jahrhundert seit dem Elster-Saale-

Interglazial bis heute und eine solche von 2,3 — 3,2 cm pro Jahrhundert seit dem Saale-Weichsel-Interglazial an. Unter Berücksichtigung eines früher zu hoch angesetzten absoluten Alters der beiden Interglaziale setzte er 1961 das Mittel des tektonischen Senkungsbetrages von $2-2\frac{1}{2}$ auf 4—5 cm/100 Jahre herauf. Aus Angaben von H. GRAUL (1959) läßt sich für Holland und Ostfriesland eine epirogene Senkung von 1,7—2 cm pro Jahrhundert für die letzten 75 000 Jahre errechnen.

Die Angaben über die durchschnittlichen epirogenen und eisisostatischen Senkungsbeträge pro Jahrhundert geben noch keinen Anhalt für den zeitlichen Ablauf dieser Bewegungen. Wahrscheinlicher als eine gleichmäßige oder gar eine zur Jetztzeit zunehmende Senkung ist ein Abklingen dieser Bewegungen im Holozän. Die Angaben von W. DECHEND (1961) über Senkungsbeträge von 4—5 cm pro Jahrhundert müssen daher als absolutes Höchstmaß angesehen werden, wenn man die Auswirkung dieses Faktors auf die holozäne Meerestransgression abschätzen will. Wesentlich geringere Senkungsbeträge für die letzten Jahrhunderte sind sehr viel wahrscheinlicher. E. DITTMER (1960) hält sogar eine nennenswerte Senkung der (nordfriesischen) Nordseeküste während der Nacheiszeit für völlig ausgeschlossen.

Durch Radiocarbon-Datierungen eröffnen sich nun Möglichkeiten, den Ablauf der postglazialen Transgression an allen Küsten der Erde recht genau festzustellen. Wenn es durch solche weltweiten Messungen gelingt, den Verlauf des glazialeustatischen Meeresspiegelanstieges festzulegen, könnten andererseits auch die Ausmaße lokaler Tektonik und isostatische Bewegungen erkannt werden. Die postglaziale (flandrische) Transgression könnte somit nach H. GODWIN (zit. nach GRAUL 1959) ein Weltstandard werden.

Das erste Zeit-Höhen-Diagramm der positiven Küstenverschiebung Nordhollands aufgrund von C^{14} -Datierungen wurde 1954 von Hl. DE VRIES & G. W. BARENSEN veröffentlicht. Es ergeben sich folgende Werte für den relativen Anstieg des Meeresspiegels:

seit 7—8 000 Jahren rund	16 m
seit 5 400 Jahren rund	9 m
seit 4 500 Jahren rund	6,5 m
seit 2 500 Jahren rund	3,5 m.

Aufgrund entsprechender Untersuchungen am Tunnelpunkt Velsen (Nordholland) und unter Berücksichtigung der nachträglichen Schichtsetzungen versucht 1954 L. M. J. U. VAN STRATEN ebenfalls den Verlauf des postglazialen Meeresspiegelanstieges zu rekonstruieren.

Während F. P. SHEPARD & H. E. SUESS (1956) bereits 34 C^{14} -Daten aus 4 verschiedenen Gebieten der Erde einer entsprechenden Auswertung unterzogen, verwendeten H. GODWIN, R. P. SUGGATE & E. H. WILLIS (1958) nur 19 Daten, allerdings aus 7 verschiedenen Weltgebieten. Diese letztgenannten Autoren verzichteten auf die Ergebnisse senkungsgefährdeter Gebiete, darunter auch auf die in den Niederlanden gewonnenen. Für das südliche Nordseebecken hielten sie eine Senkungsbewegung von rund 10 m im Postglazial für möglich. Wie bereits erwähnt, scheinen solche Annahmen entschieden zu hoch gegriffen zu sein.

Nach H. GRAUL (1959) sollte nun nicht eine beliebig unvollständige, sondern eine möglichst vollständige Liste von Messungen aus den verschiedensten Küsten- und Shelfgebieten zusammengestellt werden. Dieser Autor hat dann auch 80 C^{14} -Daten aus verschiedenen Gebieten der Erde zusammengestellt. Aus dem gleichsinnigen Verlauf der Zeit-Höhenlinien aus Nordholland und dem Shelfgebiet des Golfes von Mexiko schließt er auf den überwiegenden Einfluß eines glazialeustatischen Meeresspiegelanstieges. 81% aller verwendeten Proben lagen so dicht zusammen, daß aus ihnen eine brauchbare Mittelwertslinie des Verlaufes der Holozäntransgression errechnet werden konnte.

Es ergaben sich folgende Abschnitte des Transgressionsverlaufes:

- a) besonders steiler Meeresspiegelanstieg zwischen 10500 und 8500 Jahren v. h.
Anstiegsbetrag bis 175 cm/100 Jahre,
- b) stark verflachter Verlauf zwischen 8500 und 6500 Jahren v. h.
- c) steiler Anstieg zwischen 6500 und 5500 Jahren v. h.
Anstiegsbetrag etwa 75 cm in 100 Jahren
- d) allmähliche Verflachung zwischen 5500 und 4000 Jahren v. h.
- e) sehr flach, z. T. sogar rückläufig zwischen 4000 und 1000 Jahren v. h.
- f) neuerliche Versteilung seit 1000 Jahren.

Da der Ablauf der postglazialen Transgression ein genauer Spiegel des Eishaushaltes der Erde sein muß, hat H. GRAUL (1959) noch eine Reihe von Datierungen zur Frage der klimatischen und glazialgeologischen Entwicklung in Nord-Amerika und Europa zusammengetragen. Er stellt eine vorzügliche Deckung zwischen dieser Entwicklung und dem Transgressionsverlauf fest.

Im folgenden soll nun versucht werden, durch Verwendung weiterer C^{14} -Daten und Einbeziehung von Kartierungsergebnissen ein genaueres Bild des Transgressionsverlaufes an der südlichen Nordseeküste zu gewinnen (s. Abb. 4). Es wurden insgesamt 57 Radiokarbondatierungen verwertet. 31 Daten stammen aus dem niederländischen C^{14} -Laboratorium in Groningen, 26 aus dem Laboratorium des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Hannover (SCHNEEKLOTH & WENDT 1962). Zehn der niederländischen Ergebnisse sind neueren Datums und der Arbeit von PONS & WIGGERS (1960) entnommen.

Die methodisch bedingten Fehlerschwankungen der Altersdatierungen liegen im allgemeinen um ± 100 bis ± 150 Jahre und betragen maximal bis ± 250 Jahre. Bei Verwendung von Daten aus tiefer liegenden Basistorfen muß zusätzlich damit gerechnet werden, daß ein zu hohes Alter des Wachstumsendes bzw. Überflutungsbeginn vorgetäuscht wird. Der Beginn und das Ende des Pflanzenwachstums in solchen Schichten können zeitlich besonders weit auseinanderliegen, während durch die meist starke Pressung unter der hohen Auflast die zeitlich weit auseinanderliegenden Bestandteile räumlich dicht aneinanderrücken und in einer Probe erfaßt werden. Weiterhin ist mit Lagerungsstörungen durch den hohen Druck und mit Infiltrationen wesentlich älterer C-Verbindungen zu rechnen.

Die größten Fehlermöglichkeiten bei der Konstruktion von Zeit-Höhen-Diagrammen bestehen in der Einschätzung der jeweiligen Meeresspiegelhöhen. Abgesehen von Verlagerungen des datierten Materials muß allgemein mit starken Setzungen der Schichten gerechnet werden. Es wurde daher bei der Darstellung in Abbildung 4 folgendermaßen verfahren:

Zeit-höhenmäßig zusammengehörige Torfschichten wurden miteinander verbunden (eng schraffierte Felder). Infolge Setzungen sowie vermutlich zu vernachlässigenden epigenen Senkungsbewegungen konnten die eingetragenen Zeit-Höhenpunkte nur tiefer, auf keinen Fall jedoch höher als der zugehörige mittlere Hochwasserspiegel liegen. Als Höhenmarken wurden dazu die Höhenlagen der jeweilig zugehörigen Inversionsrücken eingetragen und zu einer Zeit-Höhenlinie verbunden (durchgezogene Linie). Unter der Voraussetzung, daß die Inversionsrücken selbst keiner Setzung unterworfen waren, muß der mittlere Hochwasserstand einer Überflutungsperiode mindestens das Niveau dieser Hochgebiete mit wenig setzungsfähigem Untergrund erreicht haben. Weiterhin wurde noch die mutmaßliche Setzung dieser Hochgebiete durch Einbeziehung der Höhendifferenz zwischen Inversionsrücken und Inversionssenken sowie der jeweiligen Oberflächen- und Untergrundbeschaffenheit (Mächtigkeit von Torfschichten, Tongehalt) berücksichtigt und eingetragen (gestrichelte Linie; eine genauere Setzungsberechnung ist m. E. zur Zeit leider noch nicht möglich).

Als Schichtgrenzen wurden die jeweils festländischsten Horizonte genommen, so z. B. bei der Folge: abnehmend toniger Schilftorf-Seggentorf — zunehmend toniger Schilftorf, der stärkste Zersetzungshorizont im Seggentorf, oder bei der Folge: zunehmend toniger Schlick — humoser oder ehemals humoser Bodenbildungshorizont (Humusdwog), abnehmend toniger Schlick, die Obergrenze des Bodenbildungshorizontes. Durch die umfangreichen Arbeiten der Marschenkartierung des Niedersächsischen Landesamtes für

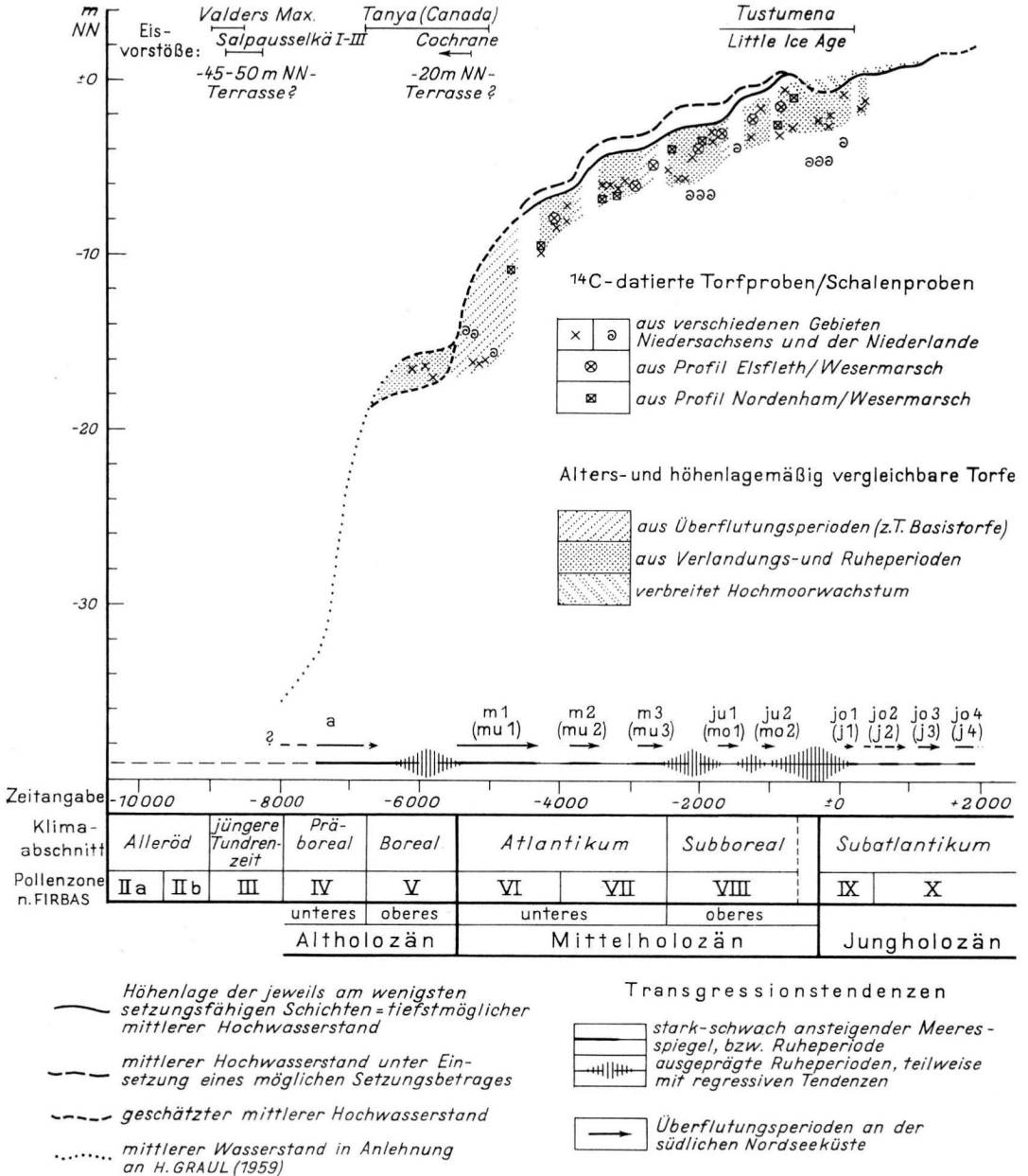


Abb. 4. Der Transgressionsablauf an der südlichen Nordseeküste.

Bodenforschung sind die verwendeten Höhenmarken hinreichend genau gesichert. Die angegebene Zeit-Höhenlinie gibt somit nicht mittlere Meeresspiegelhöhen, sondern den mittleren Hochwasserstand an, bis zu dem in etwa mit einer Sedimentation zu rechnen ist. Im unteren Abschnitt der Kurve wird dieser mittlere Hochwasserstand nicht wesentlich von dem mittleren Wasserstand abweichen. Mit der Herausbildung einer stärkeren Gezeitenbewegung nach 2000 v. Chr. sind jedoch etwas stärkere Differenzen denkbar.

Die Unsicherheiten der angegebenen Zeit-Höhen-Kurve des Meeresspiegelanstiegs liegen somit — neben der immer noch zu geringen Datendichte — in erster Linie in dem angenommenen Setzungsmaß und in zweiter Linie in Unterschieden der Gezeitenbewegung.

Aus den Darstellungen in Abb. 4 und Tab. 1 ergibt sich folgender Verlauf der postglazialen Meerestransgression für die südliche Nordseeküste: Der erste — vermutlich steile — Anstieg des Meeresspiegels (s. GRAUL 1959) im Spätglazial, Präboreal und Boreal erreicht noch nicht unser heutiges Küstengebiet. Nach GRAUL tritt ab etwa 7500 v. Chr. eine zunehmende Verlangsamung der Transgression ein, die gegen 5500 vielleicht sogar zu einer Regression führte. Dieser Transgressionsverzögerung bzw. Regression soll der bedeutende Cochrane-Vorstoß (Maximum etwas vor 5300 v. Chr.) des nordamerikanischen Inlandeises sowie der Tanya-Vorstoß in Alaska (etwa —6800 bis —5550) entsprechen (s. GRAUL 1959). (Ältere Eisbewegungen im Spätglazial, z. B. Valders-Vorstoß sollen hier nicht erörtert werden). GRAUL führt weiterhin noch eine in verschiedenen Schelfgebieten beobachtete submarine Terrasse in —20 m NN an, die vermutlich dieser zeitlich verlangsamten Transgression bzw. Regression gleichzusetzen sei. Die tiefstgelegenen um diese Zeit gebildeten Basistorfe Hollands (und Großbritanniens) liegen einige Meter höher als diese Terrasse.

Ab etwa 5600—5500, also zu Beginn des Atlantikums, erreicht die Transgression das Gebiet der südlichen Nordseeküste. Die überall gebildeten Basistorfe werden bis in ein Niveau von etwa 6,5 bis 6,0 m unter NN überflutet und überschlickt (m1-Überflutungsperiode). Gegen 4300 v. Chr. tritt eine spürbare Transgressionsverlangsamung ein, und es kommt bis etwa 3800 v. Chr. zu verbreiteten Torfbildungen auf den abgelagerten Schlickken. Bei einem Meeresspiegelanstieg von etwa 9,5 m ist bis zu Beginn der Ruheperiode mit einem Anstieg von etwa 73 cm pro 100 Jahren, bei Einbeziehung der Ruheperiode mit einer solchen von rund 54 cm pro 100 Jahren zu rechnen.

Etwa ab 3800 v. Chr. setzt wieder eine starke Transgressionsbeschleunigung ein, die ungefähr bis 3400 v. Chr. anhält (m2-Periode) und bei einem Meeresspiegelanstieg von rund 70 cm/100 Jahre das Niveau des mittleren Hochwasserstandes auf etwa —4,3 m NN und unter Einberechnung einer gewissen Sedimentsetzung bis auf etwa 3,2 m unter NN brachte. Bis etwa 2900 v. Chr. erfolgt eine starke Transgressionsverlangsamung, die vielleicht auch einen vollständigen Stillstand, wenn nicht gar kurzfristigen Rückgang des Meeres- (bzw. mittleren Hochwasser-)spiegels beinhaltet. Es breiten sich wiederum Torfe auf den neuabgelagerten Schlickschichten aus. Der Gesamtanstieg des mittleren Hochwasserspiegels ist unter Berücksichtigung der Sedimentsetzung einschließlich der Ruheperiode auf etwa 29 cm/100 Jahre anzusetzen. Im letzten Abschnitt des Atlantikums — zwischen 2900 und 2500 v. Chr. — erfolgt eine erneute spürbare Transgressionsbeschleunigung (m3-Periode), die den mittleren Hochwasserspiegel um 45 cm pro Jahrhundert auf etwa —2,5 m NN, bzw. bei Einberechnung der möglichen Sedimentsetzung bis etwa 1,4 m unter NN brachte.

Die folgende Ruheperiode dauert nun bereits 800 Jahre — etwa von 2500—1700 v. Chr. —. Sie fällt somit in den ersten Abschnitt des Subboreals. Die Möglichkeit einer gewissen Regressionsbewegung des Meeresspiegels während dieser Periode wäre durchaus denkbar. Es konnten neben Flachmoortorfen auch stellenweise Hochmoortorfe auf den neuen Sedimenten gefunden werden. Wenn der mittlere Hochwasserspiegel gegen Ende der Ruheperiode noch oder wieder auf dem genannten Niveau stand, ist für die Gesamt-

periode ab — 2900 v. Chr. nur noch mit einem Anstiegsbetrag von etwa 15 cm pro Jahrhundert zu rechnen. Aus vergleichenden Untersuchungen zwischen seenäheren und seeferneren Gebieten ergibt sich, daß — zumindest im Weser-Ems-Gebiet — bis zu dieser Zeit vermutlich mit keinen stärkeren Gezeitenbewegungen zu rechnen ist, d. h. daß die Unterschiede zwischen mittlerem Hochwasserstand und dem jeweiligen NN nur gering waren.

Gegen 1700 v. Chr. erfolgt erneut ein deutlicher Meeresspiegelanstieg, der bis etwa 1350 v. Chr. andauert und mit einem Anstiegsbetrag von rund 36 cm pro Jahrhundert den mittleren Hochwasserspiegel auf etwa 0,2 m unter NN bringt (ju1-Periode, —0,7 m NN oberes Sedimentniveau + 0,3 m Setzung). Es scheinen sich jedoch zu dieser Zeit größere Gezeitenbewegungen herauszubilden, so daß der mittlere Hochwasserstand vielleicht stärker von dem damaligen NN abwich. Die folgende Ruheperiode bis gegen 1100 v. Chr. ist nur von kurzer Dauer. Dennoch sind weit verbreitet Torfbildungen auf den neuen Sedimentschichten oder in dem damals tief nach Süden reichenden Jadebusen Verlandungsanzeichen und Durchwurzelungshorizonte festzustellen. Der Anstieg des mittleren Hochwasserspiegels während der Periode der Transgressionsbeschleunigung und der anschließenden Verlangsamung (bzw. Ruheperiode) ist auf etwa 20 cm/100 Jahre anzusetzen.

Es folgt eine kurze Periode einer nochmaligen Transgressionsbeschleunigung etwa zwischen 1100 und 800 v. Chr. Obwohl der Anstieg des mittleren Hochwasserstandes mit 27 cm pro Jahrhundert auf rund 0,5 m über NN gegenüber den früheren Anstiegsbewegungen nur relativ gering ist, machen sich überall stärkere marine Einflüsse und die Auswirkungen stärkerer Gezeitenbewegungen bemerkbar. Verbreitet werden wenig setzungsfähige grobschluff- und feinsandreiche Schichten abgelagert. Die Höhenlage der Sedimente dieser Periode ist zu einem großen Teil der starken — örtlich sicherlich sehr unterschiedlichen — Gezeitenbewegung zuzuschreiben, so daß mit einem wesentlich geringeren Anstiegsbetrag des Meeresspiegels zu rechnen ist. Dennoch ist anzunehmen, daß das damalige NN nicht wesentlich unter dem heutigen lag. Auf die möglichen Ursachen der verstärkten Gezeitenbewegung (z. B. Kanaldurchbruch, endgültiger Untergang der Doggerbank) soll hier nicht weiter eingegangen werden. Ab etwa 800 v. Chr. bis kurze Zeit nach Chr. ist ein deutlicher Rückgang des Meeresspiegels sehr wahrscheinlich. Die Regressionsanzeichen — z. B. Grundwasserabsenkung und durch nachhaltige Durchlüftung geprägte Bodenbildungen auf Inversionsrücken, starke Setzungserscheinungen in Hinterländern, verbreitete Hochmoorbildungen auf Verlandungsgebieten, Gründung von Flachsiedlungen — wurden bereits oben behandelt. Es erscheint nicht ausgeschlossen, daß der Höhepunkt dieser Regressionsbewegung etwa um 300—200 v. Chr. liegt und somit etwa mit dem Beginn der Flachsiedlungsperiode zusammenfällt. Endgültige Beweise hierfür und für das Ausmaß der Meeresspiegelabsenkung stehen noch aus.

Wir können somit feststellen, daß bereits zu Beginn des Subboreals — etwa zwischen 2500 und 1700 v. Chr. — eine nachhaltige Transgressionsverlangsamung, ja sogar eine gewisse Regressionsbewegung des Meeresspiegels möglich ist. Diese Tendenz wird lediglich durch zwei kurze Phasen einer Transgressionsbeschleunigung (ju1 und ju2) — Anstiegsperiode) etwa zwischen — 1700 und — 1350 sowie — 1000 und — 800 v. Chr. unterbrochen, bei denen kräftigere Gezeitenbewegungen einen \pm zu hohen Meeresspiegelanstieg vortäuschen. Nach — 800 v. Chr. tritt dann eine deutliche Regressionsphase in Erscheinung.

Derartige Vorgänge müßten sich im Eishaushalt der Erde bemerkbar machen. Tatsächlich fällt in diese Zeitspanne eine nicht unbedeutende Gletscher-Regeneration, die sowohl in Alaska (Tustumena-Eiszeit von KARLSTROM) als auch an verschiedenen anderen Stellen des nördlichen Canada festgestellt wurde und als „little ice age“ bekanntgeworden ist. Von KARLSTROM werden die kräftigen Eisvorstöße in Alaska in die Zeit zwischen 2300 vor und 250 nach Chr. gelegt, wobei es noch nicht festzustehen scheint, ob es sich um

einen oder mehrere Vorstöße handelt (zit. n. H. GRAUL 1959). Falls sich die erwähnten Meeresspiegelschwankungen bestätigen, wäre mit einem schwächeren und zwei kräftigeren Eisvorstößen zu rechnen.

Bald nach 100 n. Chr. erfolgen verbreitet erneute Überflutungen (jo1-Periode) und Schlickablagerungen auch auf den höher liegenden Flächen der nun besiedelten Marsch und leiten die Wurtensbauperiode ein. Im Gebiet der mittleren bis nördlichen Krum-Hörn scheinen diese Überflutungen um 200—250 n. Chr. — nach C¹⁴-Datierungen dann gebildeter Torfe — beendet zu sein (H. VOIGT 1961). In anderen Gebieten mögen sie noch länger angedauert haben. Die abgelagerten Sedimentschichten sind außerhalb von Rinnen und Prielen nur geringmächtig und überwiegend im brackischen Milieu abgelagert (Knick). Sie sind meist durch einen deutlich ausgeprägten Bodenbildungshorizont von den hangenden Schichten getrennt. Die geringe Höhendifferenz zwischen diesen (jo1) und den nächstälteren (ju2) Schichtoberflächen machen deutlich, daß nur ein sehr geringer Anstieg des mittleren Hochwasserstandes gegenüber der letzten Anstiegsperiode (ju2) von rund 1000 Jahren erfolgt sein kann. Anderenfalls wäre auch das Halten der Wurtensiedlungen nicht möglich gewesen. Es wäre denkbar, daß nur die Meeresspiegelabsenkung der vergangenen Regressionsperiode wieder \pm ausgeglichen wurde und die Überflutungen mehr durch Sedimentsetzungen und tektonische Senkungsbewegungen verursacht wurden. Wahrscheinlicher ist jedoch, daß durch solche Einflüsse lediglich der Überflutungsbeginn etwas vorverlegt wurde. Die weite Verbreitung der Überflutungen in den verschiedensten Gebieten deutet darauf hin, daß der Meeresspiegelanstieg nach Ende der "little ice age" doch den letzten Anstoß hierfür gegeben hat. Für eine neu einsetzende Transgression um diese Zeit sprechen auch die Untersuchungen aus dem gesamten Mittelmeerraum von D. HAFEMANN (zit. in GRAUL 1959).

Der Gesamtanstieg des mittleren Hochwasserstandes nach Ausgleich der vorangegangenen Regressionsbewegung während dieser Überflutungs- und der anschließenden Ruheperiode (vorläufig bis 650 n. Chr. angenommen) wird vorerst mit etwa 2 cm pro Jahrhundert berechnet. Mit einer neuerlich verstärkten Gezeitenbewegung ist hierbei nicht zu rechnen. Zur Frage des Einflusses möglicher epirogener und eisisostatischer Senkungsbewegungen kann in diesem Zusammenhang festgestellt werden, daß ihr Ausmaß zumindest in dieser Zeit wesentlich unter diesem Betrag liegen müßte, d. h. praktisch bedeutungslos ist.

Neuerlich verbreitete Überflutungen und Ablagerungen geringmächtiger Sedimentschichten werden vor allem von niederländischen Autoren meist in die ottonische und karoligische Zeit gestellt (s. oben). In einer nachfolgenden Ruheperiode bilden sich wieder deutliche Bodenhorizonte in den neuen Sedimenten aus. Der Gesamtanstieg des mittleren Hochwasserspiegels in dieser Periode wird nach den vorliegenden Berechnungsgrundlagen vorerst mit rund 8 cm pro Jahrhundert angenommen. Das ungestörte Hochmoorwachstum seit Beginn der Regressionsperiode ab etwa 700 v. Chr. am Rande solcher seefernen Überflutungsgebiete (z. B. im Gebiet des verlandeten Jadebusens) weist darauf hin, daß das Hochmoorwachstum schneller als der Anstieg des mittleren Meeresspiegels vor sich ging.

Es folgen nach Beginn der Deichbauzeit die bekannten Sturmflutkatastrophen des späten Mittelalters. Seit dieser Zeit sind durch menschliche Kunstbauten (Deiche, Fahrrinnen usw.) unbeeinflusste Hochwassermarken an unseren Küstengebieten praktisch nicht mehr vorhanden. Unter gewissen Annahmen (s. Tab. 1) könnte bis etwa 1700 n. Chr. ein Anstieg des mittleren Hochwassers um 13 cm pro Jahrhundert möglich gewesen sein.

Beobachtungen über den jetztzeitlichen Meeresspiegelanstieg können nur noch in ungestörten Küstengebieten vorgenommen werden. Es hat den Anschein, als ob mit einer weiter zunehmenden Tendenz des Anstieges, d. h. mit einem verstärkten Anstieg pro Zeiteinheit und mit einer Verlängerung der Anstiegsperioden auf Kosten der Ruheperioden gerechnet werden muß. Beobachtungen über ein weltweites Ansteigen des

Tabelle 1 Berechnung des Meeresspiegelanstieges während verschiedener Zeitperioden unter Angabe der Berechnungsgrundlagen

Folge		m ₁ bzw. mu ₁		m ₂ bzw. mu ₂		m ₃ bzw. mu ₃		ju ₁ bzw. mo ₁		ju ₂ bzw. mo ₂		jo ₁ bzw. j ₁		jo ₂ bzw. j ₂		jo ₃ bzw. j ₃		jo ₄ bzw. j ₄	
Bewegungsrichtung des Meeresspiegels		Anstieg	± Stillstand,	Anstieg	± Stillstand	Anstieg	± Stillstand kurzfristig geringerer Abfall möglich	Anstieg + verstärkte Gezeitenbewegung	± Stillstand	Anstieg + verstärkte Gezeitenbewegung	zeitweise merklicher Abfall	Anstieg	± Stillstand	Anstieg	± Stillstand	Anstieg	± Stillstand	Anstieg	
Zeit	von	-5600	-4300	-3850	-3450	-2900	-2500	-1700	-1350	-1100	-800	+100	+250	+650	+850	+1150	+1500	+1700	
	bis	-4300	-3850	-3450	-2900	-2500	-1700	-1350	-1100	-800	+100	+250	+650	+850	+1150	+1500	+1700		
Jahre		1300	450	400	550	400	800	350	250	300	900	150	400	200	300	350	200		
		1750		950		1200		600		1100		550		500		550			
Obergrenze wenig setzungsfähiger Schichten in m NN		-6,5		-4,3		-2,5		-0,7		+0,4		+0,6		+1,0		+1,7			
angenommener Gesamtsetzungsbetrag in m		0,5		1,1		1,1		0,3		0,2		0,1		0,1		0,1			
Bewegung des mittleren Hochwasserstandes von — bis in m NN		-15,5 — -6,0		-6,0 — -3,2		-3,2 — -1,4		-1,4 — -0,2		-0,2 — +0,6		+0,6 — +0,7		+0,7 — +1,1		+1,1 — (+1,8)			
Differenzbetrag in m		+9,5		+2,8		+1,8		+1,2		+0,8		+0,1		+0,4		(+0,7)			
Bewegung des mittleren Hochwasserstandes in cm/100 Jahre		+73 — +54		+70 — +29		+45 — +15		+36 — +20		+27 — (-1,8)		+7 — +2		+20 — +8		(+20) — (+13)			
		+14,1 m/3900 Jahre = 36 cm/100 Jahre						+2m/900J. = +22cm/100J.		-12cm/100 J.									
								+2 m/1700 J. = +12 cm/100 J.		+1,2 m/1600 Jahre = 7,5 cm/100 Jahre									
		+16,1 m/5600 Jahre = 29 cm/100 Jahre																	
								17,3 m/7200 Jahre = 24 cm/100 Jahre											

Meeresspiegels und eine gleichzeitige Erwärmung auf der ganzen Erde (GAYE 1951, zit. n. DITTMER 1961) sowie über einen ständigen Eisrückgang sprechen ebenfalls dafür. Wie DITTMER (1961) anführt, wird von einigen Autoren zur Zeit eine Erhöhung des Wasserstandes um 20 cm pro Jahrhundert angenommen.

Zusammenfassend kann nochmals festgestellt werden, daß der Ablauf der postglazialen Meerestransgression im Gebiet der südlichen Nordseeküste nur sehr unwesentlich von epirogenen und eisisostatischen Senkungsbewegungen beeinflusst ist. Bei der Größenordnung der beobachteten Anstiegsbewegungen verschwinden die möglichen Anteile tektonischer Einflüsse praktisch innerhalb der Fehlergrenzen der Anstiegsberechnungen. In den großen Zügen ist eine gute Übereinstimmung der vorhandenen Beobachtungen über den Eishaushalt vor allem des nordamerikanischen Kontinentes mit dem Verlauf der glazialeustatischen Transgressionsbewegungen festzustellen. Hierauf weist auch H. GRAUL (1959) sehr nachdrücklich hin. In bezug auf die kleineren Schwankungen des Meeresspiegelanstiegs herrscht eine gute Übereinstimmung der niederländischen und der niedersächsischen Ergebnisse. Entsprechende Feststellungen von Eisschwankungen liegen noch nicht vor. Offenbar ist hier noch nicht genügend Beobachtungsmaterial vorhanden.

Abschließend werden in Abbildung 5 verschiedene Diagramme des holozänen Meeresspiegelanstieges vergleichend zusammengestellt. Im ersten Zeitabschnitt bis etwa 6 500 v. Chr. liegen nur Angaben von GRAUL sowie von FAIRBRIDGE & NEWMAN vor. Die eigene

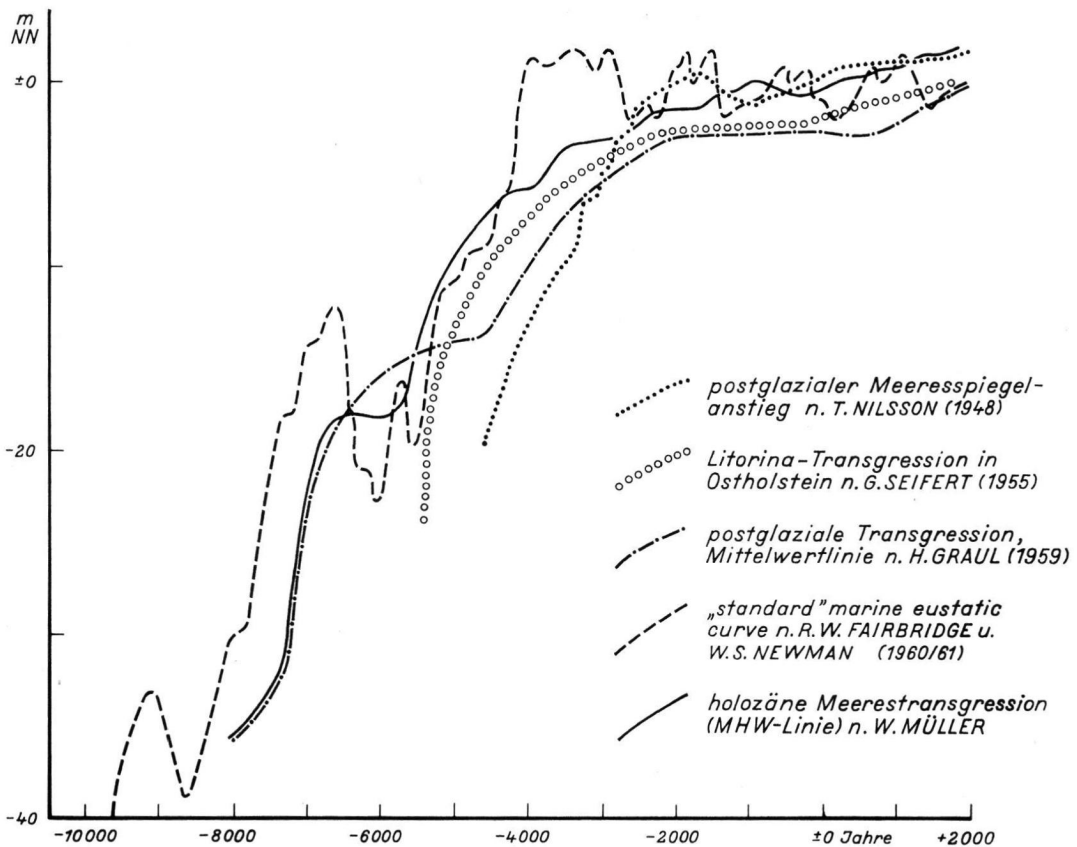


Abb. 5. Vergleichende Zusammenstellung verschiedener Diagramme des holozänen Meeresspiegelanstieges.

Kurve wurde hier der von GRAUL angeglichen. Die Kurve von FAIRBRIDGE & NEWMAN weist sehr starke und kurzfristige Höhenschwankungen auf. Sie bezieht sich auf die Auswertung von etwas über 100 Radiokarbondatierungen aus verschiedenen Gebieten der Erde, wobei gleichzeitig die Höhenlage der einzelnen Proben teilweise durch Annahme einer beträchtlichen tektonischen Krustenbewegung korrigiert wurde. Bei der noch recht geringen Datendichte ist jedoch ein solches Vorgehen recht problematisch. Wenig wahrscheinlich ist vor allem die Annahme, daß etwa zwischen 4 500 und 4 000 v. Chr. der Meeresspiegel von -6 m NN auf fast 2 m über das heutige NN angestiegen ist.

Die Mittelwertlinie von GRAUL weist naturgemäß nur wenige Differenzierungen auf. Örtlich mögliche tektonische Bewegungen berücksichtigt der Autor bewußt nicht. Die Kurve stimmt mit der eigenen in den Grundzügen gut überein. Ihre tiefere Lage ist durch die Mittelwertbildung ohne Berücksichtigung der Art der Proben, der Höhenlage der jeweiligen Sedimentoberflächen und der Sedimentsetzung zu erklären.

Ebenfalls ist die Übereinstimmung der Kurve der Litorina-Transgression von SEIFERT in den Grundzügen befriedigend. Ob die mehr zeitlichen Abweichungen der Meeresspiegelanstiegskurve von T. NILSSON auf Schwierigkeiten der Anpassung von Radiokarbon- und Pollendatierungen beruht, mag vorerst dahingestellt sein.

6. Vorschläge für eine geochronologische Holozängliederung

Es liegen bis jetzt zahlreiche Vorschläge für eine Gliederung des Holozäns vor. G. LÜTTIG hat sich 1960 sehr eingehend mit der Notwendigkeit und Zweckmäßigkeit einer allgemein verbindlichen geochronologischen Holozängliederung beschäftigt und die wesentlichsten Prinzipien einer solchen Gliederung besprochen. In Abb. 6 ist eine Zusammenstellung bisheriger Gliederungsversuche nach G. LÜTTIG (1960) mit einer Ergänzung aufgrund der nachfolgenden Erörterungen dargestellt.

Die bisher im Rahmen der Marschenkartierung und in dieser Arbeit zugrunde gelegte Gliederung ist die von DECHEND (1956) mit gewissen Ergänzungen bezügl. des Mittelholozäns (s. Abb. 6). Die einzelnen Transgressionsfolgen (bzw. Sedimentdecken im Sinne von DECHEND 1956) erhalten dabei den Kennbuchstaben der jeweiligen Holozän-Unterabteilung und eine Ziffer in der Reihenfolge des Auftretens dieser Folgen (Decken).

Im Altholozän (8000 — 5500 v. Chr.) treten keine Überflutungen im niedersächsischen Küstengebiet auf. — Im Mittelholozän (5500 — 2000 v. Chr.) werden 3 Überflutungsfolgen unterschieden (m1 — m3). Im Unteren Jungholozän (2000 v. Chr. — ± 0) liegen die ju1 bzw. u1 und ju2 bzw. u2-Folgen (bzw. Decken im Sinne von DECHEND), während im Oberen Jungholozän (± 0 — heute) 4 Folgen unterschieden werden (jo1 bzw. o1 bis jo4).

Die oben aufgeführten Ergebnisse einschließlich der der verschiedenen zitierten Autoren lassen hinsichtlich einer logischen und auch in einem größeren Rahmen anwendbaren Holozängliederung Schlußfolgerungen zu, die vielleicht nicht ohne Bedeutung sind. Zunächst ist festzustellen, daß z. B. der Beginn und das Ausklingen von Sedimentationen, Temperaturanstieg und Abfall bzw. Stillstand, Eisvorstoß und -rückzug Gliederungsmerkmale sind, die üblicher- und zweckmäßigerweise jeweils zusammengefaßt werden. Für eine Untergliederung des Holozäns würde man besser den Beginn eines Zeitabschnittes mit einer Transgressionsbeschleunigung bzw. einem Temperaturanstieg und Eisrückgang verknüpfen als umgekehrt. Wenig glücklich wäre auf jeden Fall, eine Holozän-Unterabteilung einmal mit einer Transgressionsbeschleunigung und den damit verbundenen weltweiten Vorgängen, und ein anderes Mal mit einer Transgressionsverzögerung bzw. einem Transgressionsstillstand oder Rückzug beginnen oder enden zu lassen. Da zumindest eine Großgliederung des Holozäns beide Vorgänge zusammenfassen muß, sollte man sich grundsätzlich für die eine oder die andere Möglichkeit entscheiden.

Aufgrund des obenbesprochenen Verlaufes der Holozäntransgression sowie der welt-

weiten Auswirkungen ihrer Ursachen und Folgen würde sich folgende Giedering des Holozäns ergeben:

I. Altholozän: etwa 8000 bis 5500 v. Chr. (rund 2500 Jahre). Steiler Transgressionsverlauf nach Ende des Valdars-Eisvorstoßes (nach 7500 v. Chr.) und Rückgang des Eisstandes am Salpausselkä und in Mittelschweden (nach 8900 — 8300 v. Chr., zit. nach H. GRAUL 1959) im Klimaabschnitt des Präboreals, entspricht der Achtrup-Stufe G. LÜTTIGS, anschließend Transgressionsverzögerung, -stillstand oder gar Regression mit dem Cochrane-Eisvorstoß (Maximum von 5200 v. Chr., zit. nach GRAUL) bzw. der Tanya-Eiszeit Alaskas (nach KARLSTROM 1956 zwischen etwa 6500 und 5500 v. Chr.) bis Ende der Klimastufe des Boreals, entspricht der Bylderup-Stufe LÜTTIGS. Diese Holozän-Unterabteilung wird von den meisten Autoren im Prinzip ebenfalls unterschieden (s. Abb. 6).

Die untere Abgrenzung, d. h. die Abgrenzung zum Pleistozän kann jedoch nicht voll befriedigen, da weder die klimatische Entwicklung noch der Transgressionsverlauf (s. GRAUL 1959) hier eine markante Grenze aufzuzeigen scheinen.

II. Mittelholozän: etwa 5500 bis 300 v. Chr. (rund 5200 Jahre) steiler Transgressionsverlauf nach Ende der vorstehend genannten Eisvorstöße mit verschiedenen (3) Schwankungen während des gesamten Klimaabschnittes des Atlantikums bis etwa 2500 v. Chr. entspricht der Mönkebüll und Niebüll-Stufe LÜTTIGS, anschließend Transgressionsverzögerungen in verschiedenen Stufen (3) bis zu einer Regression während des „little ice age“ bzw. Tustumena-Eiszeit KARLSTROMS bis Ende des subborealen Klimaabschnittes, entspricht der Jarde Lund-Stufe LÜTTIGS.

Dieser Abgrenzungsvorschlag für den mittleren Holozänabschnitt entspricht bislang nur dem von NEUSTADT (1953) für das europäische Rußland sowie in der oberen Abgrenzung dem von DITTMER (1938, 1940). Die meisten anderen Autoren begrenzen diese Holozän-Unterabteilung auf den atlantischen Klimaabschnitt und rechnen das Abklingen der für diese Periode typischen Erscheinungen (z. B. Abklingen der Erwärmung und der Transgressionsbeschleunigung) bereits zum jüngsten Holozänabschnitt (s. Abb. 4, 6).

III. Jungholozän ab etwa 300 v. Chr. Erneute Versteilung des Transgressionsverlaufes nach Abklingen des „little ice age“ mit z. Zt. offenbar zunehmender Tendenz im Klimaabschnitt des Subatlantikums.

Jeder dieser drei Holozän-Unterabteilungen beginnt somit mit einer zunehmenden Erwärmung, einem Eisrückgang und einer Versteilung des Transgressionsverlaufes und endet mit einem Abklingen dieser Erscheinungen. Für das Altholozän kann allerdings vermutet werden, daß der Kälterückschlag der jüngeren Tundrenzeit gegenüber der vorangegangenen Erwärmung im Alleröd nur relativ unbedeutend ist, so daß die bisher übliche Abgrenzung Pleistozän/Holozän nur einer kleineren Schwankung innerhalb der weltweiten großklimatischen Tendenzen entspricht. Die kurze Zeitdauer des Altholozäns gegenüber dem Mittelholozän ist — soweit es die wirksamen Vorgänge betrifft — nur eine scheinbare. Es sollen jedoch hier nicht Fragen der Pleistozän/Holozän-Abgrenzung erörtert werden.

Die Holozän-Unterabteilungen können dann weiterhin aufgrund der genannten, jeweils vorherrschenden großklimatischen Tendenzen und deren Folgeerscheinungen in eine untere und eine obere Stufe gegliedert werden. Diese Stufen entsprechen zwanglos den einzelnen Klimaabschnitten von Blytt-Sernander, also:

I. Altholozän,	unteres (hau) :	Präboreal
	oberes (hao) :	Boreal
II. Mittelholozän,	unteres (hmu) :	Atlantikum
	oberes (hmo) :	Subboreal
III. Jungholozän (hj)	(unteres) :	Subatlantikum
	(oberes) :	noch nicht entwickelt).

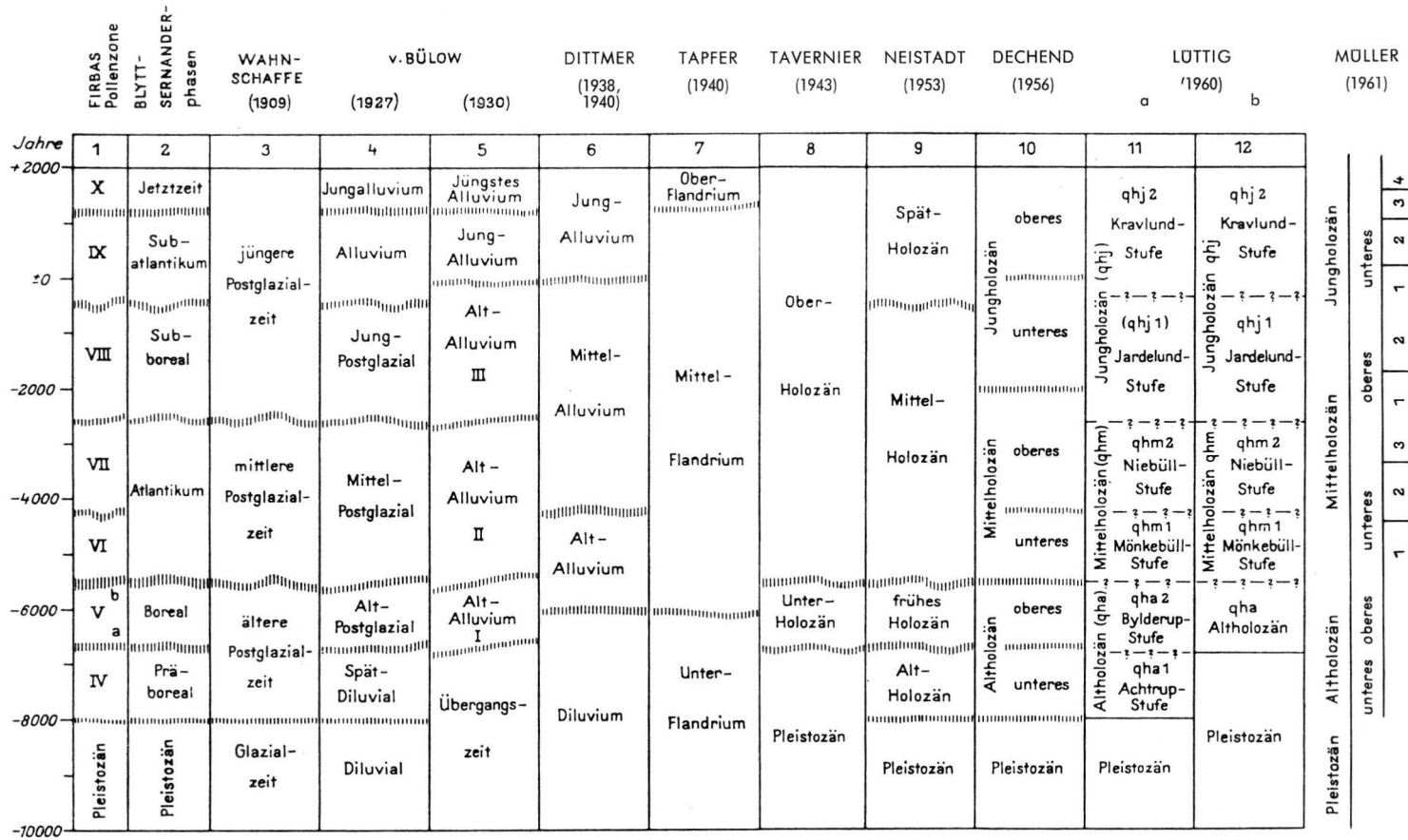


Abb. 6. Einige Gliederungsversuche für das nordwest-, mittel- und osteuropäische Holozän.

In Gebieten, in denen noch feinere Schwankungen des Weltklimas und damit des Transgressionsverlaufes aufgespürt werden können, so z. B. an der Nordseeküste, ist noch eine weitere Unterteilung in einzelnen Folgen nach den gleichen Prinzipien möglich. So scheint z. B. nach den bisherigen Ergebnissen die Auswirkung solcher kleineren Schwankungen folgende Gliederung möglich zu machen (s. Abb. 4 und Tab. 1).

I. Altholozän	(ha), keine	
II. Mittelholozän	(hm), unteres (hmu),	Folge mu1 (bisher m1)
		mu2 (bisher m2)
		mu3 (bisher m3)
	oberes (hmo),	Folge mo1 (bisher ju1)
		mo2 (bisher ju2)
III. Jungholozän	(hj), —	Folge j1 (bisher jo1)
		j2 (bisher jo1)
		j3 (bisher jo2)
		j4 (bisher jo4)

Jede dieser Folgen ließe sich dann weiterhin in eine Überflutungs- bzw. Meeresspiegelanstiegsphase (z. B. mit Schlickablagerung) und eine Ruhe- bzw. z. T. Regressionsphase (z. B. mit Torf- oder Bodenbildungen) gliedern (s. Abb. 4 und Tab. 1).

Schriftenverzeichnis

- BAKKER, J.-P.: Morfologisch onderzoek van Barradeel en zijn betekenis voor het inzicht in de subatlantische transgressie en het verspreidingsbeeld der terpen. - Kon. ned. Akad. Wetensch., Akademiesdag (Leeuwarden 1948), Deel 01, S. 121-143, Amsterdam 1948. - - Zijn de bijzonder hoge vloten in ons land in vroeghistorische en historische tijd aan bepaalde perioden gebonden? - Folia Civitatis, Maart 1953. - - Relative sea-level changes in Northwest-Friesland (Netherlands) since pre-historic times. - Geol. en Mijnb., N.S. 16, S. 232-246, s'Gravenhage 1954.
- BENNEMA, J.: Holocene movements of land- and sea-level in the coastal area of the Netherlands. - Geol. en Mijnb., N.S. 16, S. 254-264, s'Gravenhage 1954.
- DECHEND, W.: Eustatische und tektonische Einflüsse im Quartär der südlichen Nordseeküste. - Geol. Jb. 68, S. 501-516, Hannover 1954. - - Der Ablauf der holozänen Nordseetransgression im oldenburgisch-ostfriesischen Raum, insbesondere im Gebiet von Jever i. O. - Geol. Jb. 72, S. 295-314, Hannover 1956. - - Krustenbewegungen und Meeresspiegelschwankungen im Küstenbereich der südlichen Nordsee. - - Geol. Jb. 79, S. 23-60, Hannover 1961.
- DITTMER, E.: Schichtenaufbau und Entwicklungsgeschichte des dithmarscher Alluviums. - Westküste 1, S. 105-150, Heide 1938. - - Die Küstensenkung an der schleswig-holsteinischen Westküste. - Forschungen und Fortschritte 24, Nr. 17/18, Berlin 1948. - - Neue Beobachtungen und kritische Bemerkungen zur Frage der „Küstensenkung“. - Die Küste 8, S. 29-44, Heide i. Holst. 1960.
- FAIRBRIDGE, R. W. & NEWMAN, W. S.: Sea-level and the holocene boundary in the eastern United States. - Vortrag, gehalten auf der Sitzung des Unterausschusses zum Studium des Holozäns d. Intern. Quart. Ver., Warschau 1961.
- GRAUL, H.: Der Verlauf des glazialeustatischen Meeresspiegelanstiegs, berechnet an Hand von C¹⁴-Datierungen. - Erweiterter Vortrag auf der Deutschen Geographentagung Berlin 1959, Tagungsbericht u. wissenschaftl. Abhdlg., S. 232-242, Wiesbaden 1960.
- GODWIN, H., SUGGATE, R. R. & WILLIS, E. H.: Radiocarbon dating of the eustatic rise in ocean-level. - Nature 181, S. 1518-1519, London 1958.
- GROHNE, U.: Zur Entwicklung des ostfriesischen Küstengebietes auf Grund botanischer Untersuchungen. - Probl. d. Küstenforschg. i. südl. Nordseegebiet 6, S. 1-48, Hildesheim 1957.
- HAARNAGEL, W.: Das Alluvium an der Deutschen Nordseeküste. - 146 S., Hildesheim 1950.
- JONG, J. D. DE: The morphological evolution of the Dutch coast. - Geol. en Mijnb. 39, S. 638-643, 1960.
- KUENEN, Ph. H.: Eustatic changes of sea-level. - Geol. en Mijnb. 16, S. 148-155, s'Gravenhage 1954.

- LÜTTIG, G.: Vorschläge für eine geochronologische Gliederung des Holozäns in Europa. - *Eiszeitalter u. Gegenwart* 11, S. 51-63, Öhringen/Württ. 1960.
- NEISTADT, M. J.: Paläogeographie der natürlichen Zonen des europäischen Rußlands in der Nach-eiszeit. - *Izwestija Akademii Nauk SSSR, Ser. geograficeskaja*, Nr. 1, 1953, S. 32-48, Moskau 1953.
- NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT F. BODENFORSCHUNG: Geologisch-bodenkundliche Karten der niedersächsischen Marschen 1 : 5000 und 1 : 25 000.
- PONS, L. J. & WIGGERS, A. J.: De holocene wordingsgeschiedenis van noord-holland en het zuiderzeegebied. - *Tidschr. kon. nederl. aardrijksdg. Genootsch.* 76, 1959 en 77, 1960.
- SCHNEEKLOTH, H. & WENDT, I.: Neuere Ergebnisse der ¹⁴C-Datierung in Niedersachsen. - *Geol. Jb.* 80, Hannover 1962 (im Druck).
- SCHOTT, C.: Die Westküste Schleswig-Holsteins. - *Probleme der Küstensenkung*, Schr. geogr. Inst Univ. Kiel 13, S. 1-34, Kiel 1950.
- SCHROLLER, H.: Die Marschensiedlungen des Jever- und Harlingerlandes. - *Jb. d. Oldenb. Ver. f. Landesgesch. u. Altertumskde.* 37, 1933.
- SCHÜTTE, H.: Das Alluvium des Weser-Jade-Gebietes. Ein Beitrag zur Geologie der deutschen Nordseemarschen. - *Veröff. d. Wirtschaftswiss. Gesellsch. zum Stud. Niedersachsens*, Reihe B, H. 13, T. 1 u. 2, 1935.
- SHEPARD, F. P. & SUESS, H. E.: Rate of postglacial rise of sea-level. - *Science* 123, S. 1082-1083, Washington 1956.
- SMET, L. A. H. DE: Die holozäne Entwicklung des Niederländischen Randgebietes des Dollarts und der Ems. - *Verh. kon. ned. geol. mijnb. Gen., geol. Serie, Dl. XIX, Symp. Ems-Estnarium (Nordsee)*, S. 15-23, s'Gravenhage 1960.
- STRAATEN, L. M. J. VAN: Radiocarbon datings and changes of sea-level at Velzen. - *Geol. en Mijnb.*, N.S. 16, S. 247-253, s'Gravenhage 1954.
- TAVERNIER, R. & MOORMANN, F.: Les changements du niveau de la mer dans la paine maritime flamande pendant l'Holocène. - *Geol. Mijnb.*, N.S. 16, S. 201-206, s'Gravenhage 1954.
- VOIGT, H.: Beiheft zur geologisch-bodenkundlichen Karte der niedersächsischen Marschen 1 : 5000, Blatt Visquard, S. 4, Hannover 1961.
- VRIES, H. DE & BARENDSEN, G. W.: Measurements of age by the Carbon-14 technique. - *Nature* 174, S. 1138, 1954.
- WILDVANG, D.: Die Geologie Ostfrieslands. - *Abh. preuß. geol. L.A., N.F.* 181, 211 S., Berlin 1938.
- WOLDSTEDT, P.: Interglaziale Meereshochstände in Nordwest-Europa als Bezugsflächen für tektonische und isostatische Bewegungen. - *Eiszeitalter u. Gegenwart* 2, S. 5-12, Öhringen/Württ. 1952.

Manusk. eingeg. 5. 4. 1962

Anschrift des Verf.: Dr. Werner Müller, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, Wiesenstraße 1.

Nachtrag: Die Arbeit von S. JELGERSMA: Holocene sea level changes in the Netherlands, Maastricht 1961, ist mir leider zu spät bekannt geworden, so daß ich sie nicht mehr berücksichtigen konnte.

W. Müller.