

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	30	153—160	<i>Hannover 1980</i>
----------------------------------	----	---------	----------------------

Kriterien zu Meeresspiegel- und darauf bezogene Grundwasserabsenkungen

KARL-ERNST BEHRE & HANSJÖRG STREIF *)

Sea level, indicator, submergence, intertidal sedimentation, decomposition peat, soil genesis,
marshland, human settlement, Holocene, critical review
North Sea, North West German Lowlands, Netherlands

Kurzfassung: Einleitend werden die zur Beschreibung von Meeresspiegelveränderungen gebräuchlichen Begriffe definiert und die bei der Rekonstruktion früherer Meeresspiegelstände auftretenden Probleme kurz umrissen.

Die im Küstenraum der südlichen Nordsee verwendbaren Seespiegelindikatoren — Torfe, Bodenbildungen, Torfzersetzungshorizonte, Sedimentstrukturen und Siedlungen — sind Hauptgegenstand der Studie. Die Meeresspiegelindikatoren werden im Hinblick auf ihre jeweilige Bedeutung und die abzuleitende Aussagegenauigkeit diskutiert. Ein sicherer Nachweis zeitweiliger Meeresspiegelabsenkungen ist danach in der Regel nur mit mehreren Indikatoren zu erzielen, die synchron und über größere Gebiete gleiche Tendenzen anzeigen.

[Criteria for Lowerings of Sea Level and Related Ground Water Level]

Abstract: The terms usually used for describing sea level changes are defined and the problems are outlined which arise in reconstruction of former sea levels.

The sea level indicators which can be used in the coastal zone of the southern North Sea — peats, soil formations, horizons of peat decomposition, sedimentary structures and human settlements — are the main object of the study. The sea level indicators are discussed in terms of their significance and the deducible accuracy. A reliable demonstration of a temporarily sinking sea level normally can be achieved only by several indicators which synchronously show the same tendencies over rather large areas.

1. Definitionen und Problematik

Bei der Beschreibung von Sedimentfolgen im Küstenraum und ihrer Deutung im Hinblick auf Meeresspiegelverschiebungen finden sich häufig Angaben über temporäre Meeresspiegelabsenkungen, die nicht selten bei der Konstruktion von Anstiegskurven auch quantitativ dargestellt werden. Im Gegensatz zum Nachweis von Meeresspiegel-Anstiegsbewegungen ist der sichere Beweis für ein zeitweises Absinken des Meeresspiegels jedoch erheblich schwieriger. Im folgenden soll versucht werden, die wichtigsten hierzu erforderlichen Kriterien festzulegen und deren Möglichkeiten und Grenzen aufzuzeigen.

Im Zusammenhang mit Meeresspiegelabsenkungen wird der Begriff „Regression“ oft unrichtig verwandt. „Regression“ taucht Ende des 19. Jh. in der Literatur auf und bezeichnet einen „Rückzug des Meeres aus vorher von ihm beherrschten Gebieten“ (MURAWSKI 1972: 172). Der Begriff „Transgression“ wird schon bei SUSS (1875) gebraucht, ist jedoch älter. Er bezeichnet ein „Vorrücken des Meeres in Landgebiete“ (MURAWSKI 1972: 215). Die genannten Begriffe decken sich also mit „negativer (seewärts gerichteter) Strandverschiebung“ bzw. mit „positiver (landwärts gerichteter) Strandverschiebung“. Beide Termini beschreiben horizontal ablaufende Vorgänge, die ihre Ursachen zwar oft in vertikalen Änderungen des Meeresspiegels haben, jedoch nicht immer und a priori von

*) Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. K.-E. Behre, Niedersächsisches Landesinstitut für Marschen- und Wurtenforschung, Viktoriastr. 26/28, D-2940 Wilhelmshaven. — Dr. H. Streif, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, D-3000 Hannover 51.

diesen abhängen. Zur Charakterisierung der vertikal verlaufenden Vorgänge sind deshalb die Begriffe Meeres- (bzw. Wasser-)spiegelhebung und -senkung zu benutzen.

Mit den Problemen der Definition eines „See-Spiegels“ und mit den Schwierigkeiten eines regionalen Vergleichs von Seespiegeldaten befaßten sich KIDSON & HEYWORTH (1979) eingehend. Die Seespiegelindikatoren behandelten VAN DE PLASSCHE (1977) und ein von der französischen Arbeitsgruppe NIVMER (1979) veranstaltetes Symposium. Dabei standen archäologische und historische, biologische und sedimentologische Seespiegelindikatoren im Vordergrund der Betrachtungen. Ferner spielten Rückschlüsse aus diagenetischen Befunden, Erosionsformen und ozeanographische sowie geophysikalische Methoden eine wesentliche Rolle.

Neben den von SINDOWSKI & STREIF (1974) zusammengestellten Erkenntnissen über epirogenetische, isostatische und halokinetische Bewegungen und Setzungserscheinungen, die im Bereich der deutschen Nordseeküste von Bedeutung sind, müssen neuerdings weitere Faktoren mit in Betracht gezogen werden. Dies sind Verformungen des Geoids in Zeit und Raum (MÖRNER 1976), Küstenmorphologie, Wellenklima und sog. „rare events“ (KIDSON & HEYWORTH 1979). LINKE (1979) befaßte sich eingehend mit der Problematik eines Wechsels sturmflutfreier und sturmflutaktiver Phasen im Verlauf des Holozän und deren Auswirkung auf die Höhenlage von Sedimentationsniveaus. Er gelangt damit zu interessanten Rückschlüssen über den Verlauf der Anstiegskurve für das Mitteltidehochwasser. Offen bleibt jedoch noch, ob das von LINKE entwickelte Konzept zur Erklärung der zyklischen Sedimentabfolgen des Holozän insgesamt herangezogen werden darf.

Da die Nordsee und die Unterläufe der in sie mündenden Flüsse tidebewegte Gewässer sind, kann als Bezugsniveau nur vom mittleren Tidehochwasser (MTHW) ausgegangen werden, denn dessen Höhe ist mit geologischen Methoden relativ am sichersten festzulegen. Damit tritt eine Reihe von Problemen auf, die die Vergleichbarkeit verschiedener Lokalitäten erheblich erschweren können. Schon ein regionaler Vergleich für die gesamte südliche Nordseeküste kann sich nur am mittleren Wasserstand (mittleres Tide-Mittelwasser, MTMW) orientieren, da der Tidenhub an den verschiedenen Küsten z. T. beträchtlich schwankt. Der mittlere Springtidenhub beträgt (DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES INSTITUT 1978: Kt. 6) am Ausgang des Ärmelkanals 6 m, fällt zur Rheinmündung rasch auf ca. 2 m ab und liegt auf der Küstenstrecke bis Texel unter 2 m. Von dort steigt der Tidenhub zum Innern der Deutschen Bucht auf 3,6 m (Pegel Wilhelmshaven), fällt dann bis Sylt wieder auf ca. 2 m und liegt auf der Höhe des Lim-Fjord bei 0,5 m.

Die heute im Küstenlängsverlauf anzutreffenden Tidenhübe dürfen jedoch nicht auf die gesamte Küstenentwicklung seit dem Spätglazial übertragen werden. Durch Veränderung der Küstenkonfiguration (wesentlich sind hier vor allem der Kanaldurchbruch, die Überflutung der Doggerbank und die wechselnden Verbindungen zur Ostsee) und Verschiebungen der Amphidromien sind auch in gleichen Küstenbereichen für verschiedene Zeitabschnitte unterschiedliche Tidenhübe zu erwarten.

Hinzu kommt, daß sich von der Küste landeinwärts beim Übergang vom marinen zum perimarinem Faziesbereich MTHW, MTMW und MTNW (mittleres Tide-Niedrigwasser) verändern, und zwar oft ungleichsinnig. Besonders LOUWE KOOIJMANS (1976) hat auf die verschiedenen Faktoren und deren Auswirkungen hingewiesen. Sie beruhen teilweise auf dem langsamen Gefälleanstieg ins Binnenland, vor allem aber auf dem Stau der Flutwelle, der früher — anders als bei den heute bedeckten und abgedämmten Flüssen — zu einer Kulmination im unmittelbaren Küstensaum führte, hinter dem dann der MTHW-Spiegel und noch stärker der Tidenhub nach binnenwärts sank (vgl. dazu auch BANTEL-MANN 1966: 29). Über Deformationen, die die Tidewellen in den Ästuaren durch die Vertiefung der Fahrwasserrinnen erfahren haben, berichtet HARTEN (1979).

2. Benutzbare Kriterien

Zur Beurteilung fossiler Wasserspiegelstände lassen sich verschiedene Seespiegelindikatoren heranziehen, von denen im folgenden vor allem die Torfe, Bodenbildungen, Torfzersetzungshorizonte, Sedimentstrukturen und Siedlungen behandelt werden sollen.

2.1. Torfe

Im Bereich des Marschrandmoores treten Torfe oft in großer Mächtigkeit auf. Von dort ausgehend schalten sie sich in seewärtiger Richtung häufig als sog. „schwimmende Torfe“ in klastische Sedimente ein. Sie ruhen dabei in „regressiver Überlagerung“ auf brackisch-marinen Ablagerungen und werden von diesen wiederum in „transgressiver Überlagerung“ abgedeckt. Häufig sind solche Torfe als Indikatoren für Meeresspiegelabsenkungen bewertet worden, was nicht in allen Fällen zulässig ist.

Da die natürliche Sukzession der verschieden stark vernässten torfbildenden Pflanzengesellschaften bekannt ist (Röhrichte bis Bruchwald), läßt sich mit Hilfe der Torfanalyse der jeweilige ökologisch wirksame lokale Wasserstand in den betreffenden Profilen abschätzen. Wesentlich ist die Entwicklungsrichtung (vgl. die allogenen und autogenen Serien nach MENKE 1968). Die Entwicklungstendenz wird zwar allgemein durch den Meeresspiegel und das darauf eingestellte Grundwasser gesteuert, wobei sich der mittlere Grundwasserstand auf das Mittelwasser einpendelt. Wo das Grundwasser tidenabhängig schwankt, liegt dessen Obergrenze in der Regel erheblich unter dem MTHW. Insbesondere in küstenfernen Lokalitäten spielen aber lokale Veränderungen der Vorflutverhältnisse oft eine wichtige Rolle und überformen diese Grundtendenzen.

Mit dem Moorwachstum geht immer eine Aufhöhung einher. Es kann daher im Küstenraum sehr wohl auch unter dem Einfluß steigenden Meeresspiegels vor sich gehen, solange die Moor-Wachstumsrate geringfügig größer ist als die zeitlich entsprechende Meeresspiegel-Anstiegsrate. Liegt die Geschwindigkeit eines Grundwasseranstiegs unter der des Torfzuwachses, so zeigt die Torfanalyse einen scheinbar sinkenden Wasserstand an, so wie er auch tatsächlich ökologisch wirkt. Wenn auch Torfe, die über Wattsedimenten angetroffen werden, durchaus auf eine Aussüßung hinweisen, so muß dies nicht immer eine Stagnation oder Absenkung des Wasserstandes bedeuten. In Abhängigkeit von Veränderungen der Küstengestalt kann eine Aussüßung und damit verbunden auch die Torfbildung vor allem in Lagunenbereichen auch bei langsam steigendem Wasserstand erfolgen.

Das wichtigste Kriterium bei der Bewertung von Torfen ist der Wechsel zwischen Nieder- und Hochmoortorf. Diesem Wechsel liegt zumindest eine Stagnation oder eine zeitweilige Grundwasserabsenkung zugrunde, da sich das Wachstum ombrotropher Moore nur oberhalb des (\pm eutrophen) Grundwassers abspielt. Vor allem, wenn der Hochmoortorf über Seggen- und Schilftorfe transgrediert, weist das darauf hin, daß der natürliche Verlandungszyklus abgebrochen wurde, weil der ökologisch wirksame Grundwasserstand sank. In den meisten Fällen setzt Hochmoorwachstum auf Bruchwaldtorf ein. Dann war an der betreffenden Lokalität die Verlandungssukzession abgelaufen. Besonders die großflächige Ausbildung von Bruchwäldern weist darauf hin, daß hier eine autogene Serie mit abnehmender Vernässung vorliegt. Wenn darauf eine ombrogene Torfbildung folgt, so zeigt das, daß in diesen Fällen zumindest in der Initialphase der Hochmoorbildung das Grundwasserniveau sich nicht gehoben hat, sondern stagnierte oder eventuell abgesunken ist. Hat der Hochmoortorf jedoch eine gewisse Höhe erreicht, so kann er einem erneut ansteigenden Grundwasserstand davonwachsen, solange er nicht überflutet wird. Das rezente Beispiel des Sehestedter Außendeichsmoores zeigt, daß sich ein Moor durch Aufspalten in seinem tieferen Teil und durch partielles Aufschwimmen bei extremen Wasserständen einer Überflutung entziehen kann (KÜNNEMANN 1941; BEHRE, MENKE & STREIF

1979). Dünne Schichten von sog. Klappklei in zahlreichen Bohrungen belegen, daß derartige Prozesse auch früher abgelaufen sind.

Entscheidend für den Wechsel Niedermoor - Hochmoor ist ebenso wie bei den allo- und autogenen Serien die jeweils ökologisch wirksame Hydrographie. Diese kann lokal und teils auch regional von der allgemeinen meeresspiegelabhängigen Tendenz abweichen. Brauchbar sind deshalb auch hier nur sicher zeitgleiche Tendenzwenden, die sich über ein größeres Gebiet verfolgen lassen.

Während die Abfolge der Niedermoorgesellschaften bei gleichbleibendem (oder sinkendem) Wasserstand in Richtung der Verlandungsreihe, also zum Bruchwald hin abläuft, kann andererseits bei steigendem Wasserspiegel die Sukzessionsreihe auch wieder zurücklaufen. Linienprofile durch vermoorte Flußniederungen im perimarinem Bereich (z. B. an der Niederweser, GROSSE-BRAUCKMANN 1962, der Eider, MENKE 1968 und der Ems, BEHRE 1970) zeigen manchmal einen mehrfachen Wechsel der Entwicklungsrichtung. Entscheidend für das Problem der Meeresspiegeländerungen ist hier jeweils der Zeitpunkt des großflächigen Tendenzwechsels, der sich datieren läßt, während die Höhenlage wegen der hier meist starken und unterschiedlichen Setzung kaum berücksichtigt werden kann.

Die genannten Befunde lassen sich weiter absichern durch Erkenntnisse über das Setzungsverhalten von Torf. BENNEMA, GEUZE, SMITS & WIGGERS (1954) fanden maximale Setzungsbeträge von 85 bis 90 % in Torf. Selbst wenn man nur eine durchschnittliche Setzung von 50 % annimmt, bedeutet dies, daß eine heute 1 m mächtige Torflage ursprünglich ein Moor war, das am Ende seiner Wachstumsperiode 2 m mächtig gewesen ist. Folglich muß vom Beginn der Torfbildung bis zum neuerlichen Einsetzen klastischer Sedimentation eine Anhebung des lokalen Seespiegels angenommen werden. Erst mit Beginn des transgressiven Überlagerns wird die Torfsetzung durch die wachsende Auflast der klastischen Sedimente beschleunigt. Es ist dabei nicht auszuschließen, daß im Verlauf dieses Anstieges kleinere Oszillationen stattgefunden haben mögen, die jedoch durch das Moorwachstum maskiert werden. Eine signifikante Absenkung des Wasserspiegels ist jedoch nicht zu erwarten, da diese nicht nur eine Verzögerung, sondern auch eine Unterbrechung des Moorwachstums verursacht hätte.

Bei einer zeitlichen Betrachtung wird deutlich, daß die Bildung „schwimmender Torfe“ nicht während des gesamten Holozän stattgefunden hat. In der frühen Phase raschen Meeresspiegelanstiegs zwischen 8500 und 6500 v.h. verlagerten sich die brackisch-marinen Fazieszonen einseitig in landwärtiger Richtung auf immer höher liegende terrestrische Gebiete, wobei rein klastische Sedimentfolgen abgesetzt worden sind. Erst ab 6500 v.h. haben gegenläufige Tendenzen eingesetzt, und es ist unter dem Einfluß des verlangsamten Meeresspiegelanstiegs zur Bildung der in klastische Sedimente eingeschalteten „schwimmenden Torfe“ gekommen.

Hier lassen sich regional gleichlaufende Tendenzen erkennen. Im Küstengebiet von Groningen, Niederlande, wird der älteste „schwimmende Torf“, das sogenannte „Holland I regressive interval“, nach ¹⁴C-Altersbestimmungen zeitlich zwischen 6450 und 6250 v.h. eingestuft (ROELEVELD 1974: Tab. 2). Auch die jüngeren regressiven Intervalle bis etwa 3000 v.h. werden dort jeweils durch Torfe angezeigt. Ab 2600 v.h. — „Holland VI regressive interval“ (ROELEVELD 1974: 105) — haben sich anstelle der Torflagen überwiegend Salzmarschen ausgebildet. Ähnliche Verhältnisse sind in Niedersachsen und Schleswig-Holstein anzutreffen. Dort hat die Entstehung „schwimmender Torfe“ in größerem Umfang ab 5500 v.h. eingesetzt und bis 2600 v.h. andauert (STREIF 1978; BEHRE, MENKE & STREIF 1979; STREIF 1979). Danach haben sie sich nur noch in geringem Umfang bis 1600 v.h. in tiefliegenden Feuchtgebieten gebildet, während auf trockeneren Standorten Bodenbildungsprozesse stattgefunden haben und vorwiegend Dwöge entstanden

sind. Offen bleibt die Ursache für die zurückgehenden Flächenanteile „schwimmender Torfe“ im Küstenholozän ab 2600 v.h.

2.2. Bodenbildungen

Bodenbildung kann weder unterhalb des Grundwasserspiegels noch unterhalb des Mitteltide-Hochwasserspiegels stattfinden. Folglich ist das Auftreten fossiler Böden z. B. von Dwögen über marinen und brackischen Ablagerungen ein Anzeiger sinkenden Wasserspiegels. Im gezeitenfreien Bereich ist dieses Spiegelniveau das Niveau des Grund- oder Oberflächenwassers. Im Gezeitenbereich ist es das Niveau des Mitteltidehochwassers. Unter Gezeitenbedingungen haben die Böden insofern eine beschränktere Aussagekraft für Meeresspiegelschwankungen, als ein abnehmender Tidenhub die gleichen pedogenetischen Prozesse in Gang setzt wie eine Absenkung des mittleren Meeresspiegels.

Gewisse Rückschlüsse über die Dauer der Bodenbildung lassen sich aus dem Grad und der Tiefe der Entkalkung und der Intensität der Oxydation ableiten. Weitere Anzeichen ergeben sich aus dem Gehalt an organischer Substanz im oberen Teil des Bodens und Wurzelgängen, Krümelgefüge sowie Trockenrissen im Unterboden. Diese Strukturen sind nach dem gegenwärtigen Kenntnisstand am ehesten dazu geeignet, quantitative Abschätzungen über das Absinken des Wasserspiegels zu treffen.

Ein spezieller Typ von Sediment und/oder Bodenbildung sind die Grodenschichten, die am Außenrand der Marschen oberhalb des mittleren Tidehochwasser-Niveaus auftreten. Sie bestehen aus einer typischen Wechsellagerung von siltig-sandigem und tonig-sandig-siltigem Material mit wellig-knöcheligen Schichtgrenzen (VAN STRAATEN 1954; REINECK 1978). Der Absatz von Sedimenten erfolgt hier periodisch wiederkehrend auf bewachsenem Marschland (d. h. über MTHW). Da solche Wasserstände in der Regel bei Sturmfluten erreicht werden, ist für diese Bildungen auch der Ausdruck Sturmflutsedimente gebräuchlich.

Nicht selten liegen die Grodenschichten auf einer Abfolge von Wattsedimenten und können als recht präziser Indikator für die Position des mittleren Hochwassers herangezogen werden. Unter günstigen Bedingungen kann aus dieser Lagebeziehung auch auf eine vorübergehende Absenkung des MTHW geschlossen werden. Klar erkennbar sind Grodenschichten jedoch nur in Sedimentationsgebieten, in denen Sand und Ton vorhanden sind; dann ist eine deutliche Trennung, je nach der Transportkraft des Wassers, möglich. In reinem Ton sind Grodenschichten kaum erkennbar, dann ist es oft schwierig, zu entscheiden, ob die Sedimentation über oder unter MTHW stattfand. Hinweise gibt der höhere Humusanteil bei der Ablagerung über MTHW.

2.3. Torfzersetzungshorizonte

In manchen Niedermoor-Torfprofilen treten mehr oder weniger scharf begrenzte Zersetzungshorizonte auf, die später wieder von Torf überwachsen sind. Auch sie stellen eine Art von Bodenbildung dar, die auf einen zumindest lokal abgesenkten Grundwasserstand zurückzuführen ist. Dabei wird die organische Produktion an der Mooroberfläche reduziert, und gleichzeitig herrscht Oxydation von Torfsubstanz vor. Unter den heutigen klimatischen Bedingungen rechnet man nach EGGELSMANN (1960) in Niedermooren bei Grünlandwirtschaft mit einem oxydativen Torfverzehr von 1,9 bis ca. 3,5 cm/Jahr. Unter natürlichen Bedingungen dürfte der Betrag zwar niedriger sein, aber es gibt gute Gründe, diese Befunde auch auf die Niedermoorortorf-Lagen in den Küstenprofilen zu übertragen.

MENKE (1969) hat sich mit dem Problem der Torfzersetzung im Bereich der schleswig-holsteinischen Westküste befaßt. PREUSS (1979) beschreibt einen solchen Zersetzungshorizont aus dem Bereich der Unterweser und zeigt seine Stellung zu benachbarten Bodenbil-

dungen auf. Der auf 2800 v.h. datierte Zersetzungshorizont in Niedermoortorf wird als Beleg für eine temporäre Meeresspiegelabsenkung gewertet. Insgesamt sind diese Wasserpiegellindikatoren noch sehr wenig genutzt worden. In Zukunft sollte ihrem spezifischen Aussagegewicht, ihrer räumlichen Verbreitung und ihrer Altersstellung bei Untersuchungen zu Seespiegelschwankungen mehr Aufmerksamkeit gewidmet werden.

2.4. Sedimentstrukturen

Den Versuch, Sedimentstrukturen zur Bestimmung holozäner Meeresspiegelstände heranzuziehen, unternahmen ROEP et al. (1975). Sie untersuchten ausgedehnte Aufschlüsse im niederländischen Strandwallsystem. Dort haben sich bei IJmuiden um 2300 v.h. und bei Alkmaar um 3560 v.h. regressive Abfolgen von Strandbarrieren ausgebildet.

Ausgehend von der Höhenlage fossiler Spülsäume, dem höchsten Vorkommen von Wühlstrukturen des marin-litoralen Faziesbereichs und von den am tiefsten gelegenen Anzeichen äolischer Aktivität wurde versucht, die Position des ehemaligen MTHW einzugrenzen. Gleichzeitig wurden Abschätzungen über den früheren Tidenhub getroffen.

Derartig günstige Untersuchungsbedingungen sind selten gegeben. Jedoch konnte HANISCH (1980, in diesem Band) auch an Sedimentkernen, die mit dem Spül-Stechkasten (HANISCH & HUSEMANN 1979) entnommen worden sind, vergleichbare Studien im Bereich von Wangerooge treiben. Dabei haben die Sedimentkerne einen quadratischen Querschnitt von 10 x 10 cm.

2.5. Siedlungen

Prähistorische Siedlungen können ebenfalls ein gutes Kriterium für die Veränderungen des Wasserstandes sein. Dabei muß jedoch nach dem Geländebefund gesichert sein, daß es sich tatsächlich um Dauersiedlungsplätze, z. B. Häuser, handelt und nicht um Reste und Spuren anderer prähistorischer Tätigkeiten, deren Aussagekraft wesentlich geringer ist. Bei den Siedlungen sind grundsätzlich Flachsiedlungen von Wurtsiedlungen zu unterscheiden.

Die Anlage von Flachsiedlungen auf dem nicht erhöhten Marschboden zeigt an, daß die Wohnplätze außerhalb des Sturmflutbereichs gelegen sind. Da die umgebende Marsch meist nur wenig niedriger liegt, weisen Flachsiedlungen in der Regel auf größere sturmflutfreie Marschgebiete hin. Die Flachsiedlungsphase belegt einen Rückgang der Höhe der Sturmfluten, die vorher die Unterlage der Wohngebiete — oft Grodenschichten — geliefert haben. Allerdings kann zwischen dem Beginn der Sturmflutsicherheit und der Errichtung erster Flachsiedlungen eine Zeitlücke bestehen.

Die Wurtsiedlungen gehen oft aus Flachsiedlungen hervor, die wegen erneut einsetzender Sturmflutüberschwemmung künstlich aufgehöhht wurden (vgl. HAARNAGEL, zuletzt 1979). Andere Wurtsiedlungen beginnen sofort mit einer Aufhöhung ohne vorangehende Flachsiedlung. Im Wurtenkörper lassen sich Schichten eines systematischen Auftrags von antransportiertem Bodenmaterial aus der Marsch und Siedlungshorizonte, vielfach durch mächtige Mistschichten repräsentiert, unterscheiden.

Die oft zahlreichen Wohn-Niveaus in den Wurten, die in der Regel archäologisch sehr genau zu datieren sind, geben die maximale Sturmfluthöhe der betr. Zeit an. Eine feste Relation zum MTHW bzw. zum Mittelwasser gibt es nicht. Bei größeren Wurtengrabungen finden sich jedoch gelegentlich Landungsstege u. ä. an Prieln sowie Brücken, aus deren Höhe auf das MTHW geschlossen werden kann (vgl. BRANDT 1980, in diesem Band).

Weitere Kenntnisse zur Entwicklung der Hydrographie im Umland der Wurten können (wie auch bei Flachsiedlungen) durch eingehende botanische Mistuntersuchungen gewonnen werden.

Zu beachten ist vor allem bei Wurten auf tonigem Untergrund, daß sie mit jedem Auftrag tiefer einsinken, der Anstieg des Sturmflutspiegels also nicht allein nach der Höhe der Siedlungsschichten bestimmt werden kann. Auch die teilweise mächtigen Mistpackungen unterliegen einer gewissen Setzung.

Insgesamt läßt sich aus Siedlungsnachweisen im Küstenbereich folgendes ableiten: Die Ausdehnung ehemaliger Siedlungsgebiete liefert ebenso wie einzelne Siedlungspunkte gute Anhaltspunkte zu den Veränderungen des Sturmflutspiegels. Generell zeigt die Errichtung von Siedlungen in der Marsch eine Senkung des Sturmflutspiegels an, allerdings manchmal mit zeitlicher oder räumlicher Verzögerung. Andererseits belegen Wurtaufhöhungen (ohne nennenswerte Verzögerung) einen Anstieg des Sturmflutspiegels.

Rückschlüsse auf das MTHW und das MTMW können nur bei günstigen Grabungsbe- funden oder eingehender botanischer Bearbeitung gezogen werden (s. o.).

3. Schlußfolgerung

Die verschiedenen im vorangehenden genannten Kriterien für Wasserstandssenkungen beziehen sich auf unterschiedliche Wasserhöhen: MTHW, Mittelwasser und Sturmflutspiegel, deren Relation zueinander sich zwar meist, aber nicht immer gleichsinnig ändert. Jedes einzelne Kriterium weist zunächst einmal auf die lokalen bzw. ökologisch wirksamen Wasserstandsänderungen. Für den sicheren Nachweis echter Meeresspiegelabsenkungen ist erforderlich, daß verschiedene Kriterien — vor allem Bodenbildungen, Wechsel Niedermoor-/Hochmoortorf und Neubesiedlung der flachen Marsch — entweder gemeinsam oder sich vertretend über größere Gebiete synchron verfolgbar sind. Weitere Unterstützung liefern die Tendenzen von Sedimentation und Moorbildung sowie die Entwicklung der Rinnensysteme.

4. Schriftenverzeichnis

- BANTELMANN, A. (1966): Die Landschaftsentwicklung an der schleswig-holsteinischen Westküste, dargestellt am Beispiel Nordfriesland. — *Die Küste*, **14**, 2: 5—99, 51 Abb.; Heide i. Holst.
- BEHRE, K.-E. (1970): Die Entwicklungsgeschichte der natürlichen Vegetation im Gebiet der unteren Ems und ihre Abhängigkeit von den Bewegungen des Meeresspiegels. — *Probl. Küstenforsch.*, **9**: 13—47, 10 Abb., 6 Taf., 5 Tab.; Hildesheim.
- BEHRE, K.-E., MENKE, B. & STREIF, H. (1979): The Quaternary geological development of the German part of the North Sea. — In: OELE, E., SCHÜTTENHELM, R. T. E. & WIGGERS, A. J. (eds.) *The Quaternary History of the North Sea*. — *Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annun Quingentesimum Celebrantis*, **2**: 85—113, 9 Abb.; Uppsala.
- BENNEMA, J., GEUZE, E. C. W. A., SMITS, H. & WIGGERS, A. J. (1954): Soil compaction in relation to Quaternary movements of sea-level and subsidence of the land, especially in the Netherlands. — *Geol. en Mijnb., N. S.*, **16**: 173—178; Delft.
- BRANDT, K. (1980): Die Höhenlage ur- und frühgeschichtlicher Wohnniveaus in nordwestdeutschen Marschengebieten als Höhenmarken ehemaliger Wasserstände. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **30**: 161—170, 2 Abb.; Hannover.
- DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES INSTITUT (1978): Gezeitentafeln für das Jahr 1979, Bd. I, Europäische Gewässer. — 222 S., Abb., 5 Taf., 6 Kt.; Hamburg.
- EGGELSMANN, R. (1960): Über die Höhenänderungen der Mooroberfläche infolge von Sackung und Humusverzehr sowie in Abhängigkeit von Azidität, „Atmung“ und anderen Einflüssen. — *Mitt. Staatl. Moor-Versuchsstation*, **8**: 99—132, 55 Abb., 43 Tab.; Hamburg-Berlin (Parey).
- GROSSE-BRAUCKMANN, G. (1962): Moorstratigraphische Untersuchungen im Niederwesergebiet (über Moorbildungen am Geestrand und ihre Torfe). — *Veröff. Geobot. Inst. Eidg. Techn. Hochsch., Städtg. Rübél in Zürich*, **37**: 100—119; Bern.
- HAARNAGEL, W. (1979): Die Grabung Feddersen Wierde. Methode, Hausbau, Siedlungs- und Wirtschaftsformen sowie Sozialstruktur. — *Feddersen Wierde* **2**, Textb. X u. 364 S., 55 Abb., Tafelbd., 190 Taf., 31 Beil.; Wiesbaden (Steiner).

- HANISCH, J. (1980): Neue Meeresspiegeldaten aus dem Raum Wangerooge. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **30**: 221—228, 5 Abb.; Hannover.
- & HUSEMANN, H. (1979): Ein Spül-Stechkasten zur Entnahme ungestörter Sandkerne von 1,5 m Länge. — *Senckenbergiana marit.*, **11**, 1/2: 47—57, 2 Abb., 1 Taf.; Frankfurt.
- HARTEN, H. (1979): Ausbaumaßnahmen in Tideästuarern der deutschen Nordseeküste und die Auswirkungen auf das Tidegeschehen. — *Die Küste*, **34**: 150—158, 8 Abb.; Heide/Holst.
- KIDSON, C. & HEYWORTH, A. (1979): Sea "Level". — *Proc. "1978 Internat. Symp. on coastal evolution in the Quaternary"*: 1—28, 2 Abb., 2 Taf.; Sao Paulo.
- KÜNNEMANN, C. (1941): Das Sehestedter Moor und die Ursachen seiner Zerstörung. Ein Beitrag zur Geologie der Nordseemarsch. — *Probl. Küstenforsch.*, **2**: 37—58, 29 Abb.; Hildesheim.
- LINKE, G. (1979): Ergebnisse geologischer Untersuchungen im Küstenbereich südlich Cuxhaven — Ein Beitrag zur Diskussion holozäner Fragen. — *Probl. Küstenforsch.*, **13**: 39—83, 18 Abb., 1 Tab.; Hildesheim.
- LOUWE KOOIJMANS, L. P. (1976): Prähistorische Besiedlung im Rhein-Maas-Deltagebiet und die Bestimmung ehemaliger Wasserhöhen. — *Probl. Küstenforsch.*, **11**: 119—143, 11 Abb.; Hildesheim.
- MENKE, B. (1968): Ein Beitrag zur pflanzensoziologischen Auswertung von Pollendiagrammen, zur Kenntnis früherer Pflanzengesellschaften in den Marschenrandgebieten der schleswig-holsteinischen Westküste und zur Anwendung auf die Frage der Küstenentwicklung. — *Mitt. Flor.-soziol. Arbeitsgemeinschaft N.F.*, **13**: 195—224, 3 Abb., 10 Tab.; Todenmann/Rinteln.
- (1969): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen und Radiocarbon-Datierungen zur holozänen Entwicklung der schleswig-holsteinischen Westküste. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **20**: 35—45, 3 Abb., 2 Taf.; Öhringen/Württ.
- MÖRNER, N. A. (1976): Eustasy and geoid changes. — *J. Geol.*, **84**, 2: 123—151, 17 Abb., 1 Tab.; Chicago.
- MURAWSKI, H. (1972): Geologisches Wörterbuch. — 260 S., 65 Abb., 1 Taf.; Stuttgart (Enke).
- NIVMER (1978): Les indicateurs de niveaux marins. — *Océanis*, **5**, Fasc. Hors-Série: 145—360, Abb.; Paris.
- PLASSCHE, O. VAN DE (1977): A manual for sample collection and evaluation of sea level data (draft, unfinished). — 55 S., Abb.; Amsterdam (Inst. Earth Sci., Freie Universität).
- PREUSS, H. (1979): Die holozäne Entwicklung der Nordseeküste im Gebiet der östlichen Wesermarsch. — *Geol. Jb.*, **A 53**: 3—85, 25 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- REINECK, H.-E., Hrsg., (1978): Das Watt — Ablagerungs- und Lebensraum. — 2. Aufl. 185 S., 88 Abb.; Frankfurt (Kramer).
- ROELEVELD, W. (1974): The Groningen coastal area: a study in Holocene geology and low-land physical geography. — *Ber. Rijksdienst Oudheidsk. Bodemonderzoek*, **24**: 7—132, 66 Abb., 28 Tab., 3 Taf., 1 Foto, 2 Kt.
- ROEP, T. B., BEETS, D. J. & RUEGG, G. H. J. (1975): Wavebuilt structures in subrecent beach barriers of the Netherlands. — *Proc. IXth. Internat. Congr. of Sedimentology*, **6**: 141—145, 1 Abb.; Nice.
- SINDOWSKI, K.-H. & STREIF, H. (1974): Die Geschichte der Nordsee am Ende der letzten Eiszeit und im Holozän. — In: WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter: 411—431, 2 Abb., 2 Tab.; Stuttgart (Koehler).
- STRAATEN, L. M. J. U. VAN (1954): Composition and structure of recent marine sediments in the Netherlands. — *Leidse Geol. Mededel.*, **XIX**: 1—110, 11 Taf., 26 Abb., 10 Tab.; Leiden.
- STREIF, H. (1978): Geologie des Untergrundes. — In: REINECK (Herausgeber) *Das Watt*. 2. Aufl.: 19—38, Abb. 12—14, 1 Tab.; Frankfurt a. M. (Kramer).
- (1979): Cyclic formation of coastal deposits and their indications of vertical sea-level changes. — *Oceanis*, **5**, Fasc. Hors-Série: 303—306; Paris.
- Suess, E. (1875): Die Entstehung der Alpen. — 168 S.; Wien (Braumüller).

Manuskript eingegangen am 11. 1. 1980.