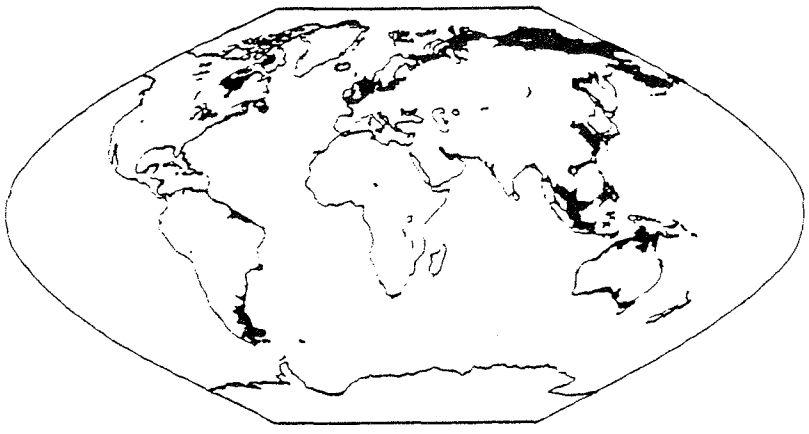
BERICHTE
aus dem Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Bremen

GEOTAGUNG 1990

3.-6.10.1990

142. Hauptversammlung **60. Jahrestagung**

Deutsche Geologische Gesellschaft **Paläontologische Gesellschaft**



Nr. 10

Willems, H., G. Wefer, M. Rinski, B. Donner, H.-J. Bellmann, L. Eißmann, A. Müller, B.W. Flemming, H.-C. Höfle, J. Merkt, H. Streif, G. Hertweck, H. Kuntze, J. Schwaar, W. Schäfer, M.-G. Schulz, F. Grube, B. Menke:

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE UND PALÄONTOLOGIE NORDDEUTSCHLANDS

EXKURSIONSFÜHRER

Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, Nr. 10,
202 S., 98 Abb., 3 Tab., 4 Taf., Bremen 1990.

ISSN 0931-0800

INHALT

	Seite
Exkursion V-1: Das marine und terrestrische Mitteltertiär in den Großaufschlüssen der südlichen Leipziger Bucht (H.-J. BELLMANN, L. EISSMANN & A. MÜLLER)	2
Exkursion V-2: Zur holozänen Entwicklung, Morphodynamik und faziellen Gliederung der mesotidalen Düneninsel Spiekeroog (Südliche Nordsee) (B.W. FLEMMING)	13
Exkursion V-3: Quartärgeologische Exkursion in das westliche Elbe-Weser-Dreieck (H.-C. HÖFLE & J. MERKT)	74
Exkursion V-4/Teil A: Küstengeologie zwischen Bremen und Wilhelmshaven (H. STREIF)	88
Exkursion V-4/Teil B: Die Zonierung der Lebensspuren im Watt der Jade, Südliche Nordsee (G. HERTWECK)	118
Exkursion N-1: Moore in der Kulturlandschaft (H. KUNTZE, J. SCHWAAR & W. SCHÄFER)	160
Exkursion N-2: Oberkreide von Lägerdorf / Perm und Altquartär von Lieth (Holstein) (M.-G. SCHULZ, F. GRUBE & B. MENKE)	173

Anmerkung: Sämtliche Abbildungen (mit Ausnahme der Exkursion V-1, Abbildungen als Faltbeilage) befinden sich aus technischen Gründen im jeweiligen Anhang I der Exkursionsführer.

E X K U R S I O N V-1

Das marine und terrestrische Mitteltertiär in den Großaufschlüssen der südlichen Leipziger Bucht

01.-03.10.1990

Führung: Hans-Joachim BELLMANN, Lothar EISSMANN & Arnold MÜLLER *)

mit 10 Abbildungen (als Faltbeilagen am Ende des Heftes)

Programm

01.10.	8 Uhr: Abfahrt in Bremen 14 Uhr: Beginn der Exkursion in Leipzig
	Aufschluß: Tagebau Cospuden (bei Zöbigker, südl. von Markkleeburg)
02.10.	**Aufschluß 1**: Markkleeburg-Ost
	evtl. Mittagessen in Markkleeburg-Ost
	Aufschluß 2: Tagebau Güldengossa - Braunkohlentagebau Espenhain
03.10.	**Aufschluß**: Braunkohlentagebau Witznitz
	12 Uhr: Abfahrt in Leipzig 18 Uhr: Ankunft in Bremen

*) Anschrift der Verfasser: Dr. H.-J. BELLMANN, Hermann-Duncker-Str. 23, DDR-7113 Markkleeberg; Dr.habil L. EISSMANN, Karl-Marx-Universität, Sektion Physik / Wissenschaftsbereich Geophysik, Talstr. 35, DDR-7010 Leipzig; Dr. A. MÜLLER, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Correnssstr. 24, 4400 Münster.

Übersicht

Die Leipziger Tieflandsbucht mit dem Weißelsterbecken ist ein Senkungsraum mit der modellhaften Verzahnung fluviatiler, limnischer, limnisch-telmatischer und mariner Fazies im Tertiär und glaziärer, periglazial-fluviatiler und periglazial-äolischer Fazies im Quartär.

Die Sedimentation ist in Subrosionssenken bis in das frühe Eozän zurückzuverfolgen (Dobergaster Schichten). Die durch epirogene Senkung ausgelöste flächenhafte Sedimentation setzte im mittleren Eozän ein und endete wahrscheinlich im mittleren Miozän.

Es sind im wesentlichen drei große Sedimentkomplexe aus mindestens neun Zyklen zu unterscheiden. Der ältere Komplex, die **Bornaer Folge**, besteht hauptsächlich aus fluviatilen und limnischen bzw. limnisch-telmatischen Sedimenten, darunter den bergbaulich wichtigsten nordwestsächsisch-hallischen Flözen (vgl. Abb.1). Bei der Bornaer Folge handelt es sich um die Ablagerungen eines mehrphasig aufgeschütteten Schwemmfächers aus der Zeit vom mittleren Eozän bis zum Mittel-Oligozän. Es ist der sogenannte Ältere Nordwestsächsische Schwemmfächer. Im höheren, noch eozänen Abschnitt macht sich eine erste marine Beeinflussung bemerkbar (Domsener Sande). Im Grenzzeitraum Eozän/Oligozän ist eine Sedimentationsunterbrechung mit regionalem fluviatilen Einschnitt angedeutet. Mit den Haselbacher Schichten und dem bereits zum Mittel-Oligozän zu stellenden Böhlener Oberflöz und ihm zeitlich äquivalenten Flußsanden endet die Bornaer Folge.

Es folgen die regional bis zum Südrand der Bucht verbreiteten **Böhlener Schichten**. Es sind vollmarine bis litorale Feinsande und Schluffe des im thüringisch-sächsischen Raum am weitesten nach Süden vorgedrungenen tertiären Meeres. Es lassen sich zwei Ingressionsphasen unterscheiden, aus der älteren stammen weithin braungetönte ("Braune Folge"), aus der jüngeren überwiegend graugrün-getönte Sedimente ("Grüne Folge").

Flächenhafte Heraushebung des Gebietes gegen Ende des Rupels führte im Osten der Leipziger Bucht zu einem bis gegen 50 m tiefen talartigen Einschnitt (Tal des Thierbacher Flusses), im Norden zu einer mehr flächenhaften Erosion ("Abwaschung"). Noch im Ober-Oligozän wurde durch kräftige Sedimentakkumulation das Abtragungsrelief weitgehend wieder ausgeglichen, im Süden durch die mindestens dreiphasig akkumulierten Thierbacher Schichten, im Norden durch die mit ihnen verzahnten Bitterfelder Glimmersande. Sie sind teils fluviatiler, teils mariner bis marin-litoraler Entstehung. In diesem Zeitraum hatte sich in der nördlichen Leipziger Bucht eine ausgeprägte Hafflandschaft mit mehreren Nehrungen entwickelt. Mit den Thierbacher Schichten beginnt der sogenannte Jüngere Nordwestsächsische Schwemmfächer der Bitterfelder und Dübener Folge. In ihn eingeschlossen sind die wirtschaftlich bedeutenden jüngeren Braunkohlenflöze des Bitterfelder Reviers. In Basisnähe des 3. Lausitzer Flözkomplexes (= Flöz Düben), d.h. im höheren Unter-Miozän, liefern jüngste,

noch unveröffentlichte Funde von Haifischzähnen Hinweise auf eine vierte marine Ingression bis Leipzig.

Erosionsdiskordant auf untermiozänen Sedimenten liegende pliozäne Quarzschotter von Brandis schließen die Tertiärfolge in der Leipziger Bucht ab.

Ein Hauptmerkmal in der Leipziger Bucht ist die Interferenz von epirogener und subrogener Senkung. Die seit dem unteren Eozän verfolgbaren subrosiven Prozesse haben im Süden und Westen der Bucht (Nordwestsächsische und Lützen-Merseburger Tiefscholle) zu intensiven Mächtigkeitsanschwellungen einzelner Schichten und Schichtfolgen und zu gravierenden postgenetischen Schichtdeformationen geführt. Die tertiäre und quartäre Folge ist darüber hinaus regional durch glaziäre und kryogene Prozesse stark gestört worden. Kryogene Vorgänge führten über gravitativ-autoplastische Bewegungen zu den im Weißelsterbecken und um Bitterfeld verbreiteten Braunkohlendiapirismus.

Fünfzehn tätige Braunkohlentagebaue und zahlreiche Restlöcher liefern seit Jahrzehnten einen vorzüglichen Einblick in Abfolge, Lithologie, Struktur, Fauna (Mittel-Oligozän) und Flora (Mittel-Eozän bis Unter-Miozän) des 50 bis gegen 150 m mächtigen Känozoikums.

Es ist die Befahrung der Tagebaue Zwenkau-Cospuden, Espenhain und Witznitz mit folgenden Schwerpunkten vorgesehen:

- kaolinisiertes, jungproterozoisches Grundgebirge mit übergreifendem Tertiär (Cospuden)

- Hauptflöz- und Oberflözkomplex mit fluviatilen und limnischen Zwischensedimenten (Cospuden, Espenhain, Witznitz)

- marine bis litorale Rupelfazies (Cospuden, Espenhain, Witznitz)

- Thierbacher Erosionsdiskordanz und Thierbacher Schichten (Witznitz)

- frühpleistozäne und frühelsterglaziale Schotterkörper

- glaziäre (glazigene, glazifluviatile, glazilimnische) Sedimente der Elster- und Saale-Eiszeit

- weichseleiszeitliche und holozäne Talsedimente

Aufschlüsse

I. Braunkohlentagebau Cospuden

Der Braunkohlentagebau Cospuden wurde im Jahre 1981 an der nördlichen Markscheide des Großtagebaus Zwenkau aufgeschlossen. Es handelt sich um einen Zweiflöztagebau mit Bandförderung im Oberabraum und Zugförderung im Grubenbetrieb. Mit einem Abraum- zu Kohleverhältnis von 2,5 : 1 hat der Tagebau sehr günstige Abbauverhältnisse. Der Oberabraum kommt auf der Außenkippe des Tagebaus Zwenkau zum Versturz, und der Zugabraum wird größtenteils auf Innenkippe verstürzt. Nach Auskohlung des Abbaufeldes ist eine Folgenutzung als Naherholungsgebiet mit Wasser-, Strand- und Grünlandbereichen vorgesehen.

Die **geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse** des Abbaugebietes zeigt Abb.7. Der prätertiäre Untergrund wird größtenteils von Gesteinen des Leipziger Grauwackenkomplexes, von Grauwacken, Schluffsteinen und Tonschiefern, gebildet. Am südwestlichen Stadtrand von Markkleeburg wurde Granodiorit als prätertiärer Untergrund erbohrt. Wahrscheinlich handelt es sich um einen Ausläufer des Granodioritkomplexes von Leipzig-Lößnig (ca. 550 Mio. Jahre).

Die Festgesteine bedeckt ein 40 bis 60 m mächtiges Kaolinprofil. Seine Oberkante ist in NNE-SSW streichende Rücken ("Tonberge") und Senken gegliedert, die einen deutlich sichtbaren primären und sekundären Einfluß auf die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs besitzen.

Über den relativ geringmächtigen tertiären Basisschichten folgt das obereozäne **Bornaer Hauptflöz (Flöz II)** mit einer Mächtigkeit von 2 bis 8 m. Es erreicht bereits am Westrand des Baufeldes das Ausgehende an der prätertiären Hochlage "Plagwitzer Grauwackenrücken".

Das Mittel zwischen beiden Flözen besitzt meist nur 1 bis 3 Meter Mächtigkeit, nur im südlichen Teil des Abbaugebietes wird es im Bereich einer Flußsandzone 7 bis 10 m mächtig. Für den Abbau von Bedeutung sind lokale Vorkommen von Tertiärquarzit, die als Steinehindernisse im oberen Teil des sandigen Mittels auftreten.

Das bereits mitteloligozäne **Böhlener Oberflöz (Flöz IV)** weist über das gesamte Feld eine relativ große, gleichbleibende Mächtigkeit von 8 bis 12 m auf. In der oberen 1 bis 3 m mächtigen Flözscheibe treten Steinehindernisse in Form von Braunkohlenquarzit und verkieseltem Holz relativ häufig auf. Sie stören sowohl beim Abbau der Braunkohle als auch bei deren Weiterverarbeitung. Vom Hangenden eingewanderte marine Sande veränderten die Kohlenqualität ebenso, so daß der obere Flözabschnitt nur als Kesselkohle verwendbar ist.

Im Hangenden des Oberflözes lagern die marinen bis litoralen Böhlener Schichten (EISSMANN 1968). Es sind zwei mitteloligozäne Abfolgen zu unterscheiden.

Die untere (überwiegend bräunlich getönte) Folge beginnt mit einem geringmächtigen Transgressionskies, der in der Regel direkt auf dem Oberflöz lagert, lokal auch über einem hellgrauen fluviatil-limnischen Sand ("Weißen Sand") folgt.

Einzelne Phosphoritkonkretionen und phosphatisierte Fossilreste, wie Haifischzähne und Rippenteile von Seekühen, treten im Niveau des Kieses auf. Darüber folgt der 0,5 bis 2,0 m mächtige, faziell stark differenzierte sandige bis tonige "Braun-Grüne-Schluff". Er vertritt den insgesamt 7 bis 8 m mächtigen "Braunen Schluff" und "Glaukonitschluff" der küstenferneren Beckenfazies der Leipziger Bucht im Gebiet des Tagebaus Zwenkau.

Die marine zweite Abfolge im Gebiet des Tagebaus Cospuden wird als Spezialfazies in der Region des Plagwitzer Grauwackenrückens betrachtet.

Der "Grau- (Braune) Sand" über den geringmächtigen marinen Schluffen ist in einen "Unteren Grauen Sand" und einen "Oberen Grauen Sand" zu untergliedern (MÜLLER 1983).

Für den unteren, graubraun gefärbten Feinsand sind Fossilarmut, Fehlen von Phosphoritkonkretionen und das Auftreten mehrerer Schlufflagen typisch, er bildet den Abschluß der ersten marinen Abfolge. Im oberen hellgraubraun gefärbten Feinsand kommen primäre Phosphoritkonkretionen und einzelne Fossilreste vor, er wird der zweiten marinen Folge zugeordnet. In beiden Sandhorizonten treten verbreitet Bioturbationsmerkmale auf.

Der "Obere Grau- (Braune) Sand" schließt mit einem 0,1 bis 0,2 m mächtigen Phosphoritknollenhorizont ab. Er wird größtenteils von aufgearbeiteten, allochthonen Phosphoritkonkretionen ohne markante Rinde gebildet. Der in Cospuden 2 bis 4 m mächtige Obere Graue Sand mit seinen Phosphoriteinlagerungen und dem Phosphorithorizont im Hangenden wird im Sinne von MÜLLER (1983) als Transgressionshorizont der Rupel-Haupttransgression eingeordnet. Im Tagebau Espenhain befindet sich an der Basis des Sandes ein Transgressionskies.

Im Hangenden des Grau- (Braunen) Sandes lagert der 5 bis 10 m mächtige "Muschelschluff". Er kennzeichnet den Höhepunkt der mitteloligozänen Meeerestransgression in der Leipziger Bucht. In dem tonigen Schluff sind lokal zwei Lagen von diagenetisch gebildeten Karbonatkonkretionen eingelagert. Sie erschweren die Abraumgewinnung erheblich.

Die allmähliche Regression des mitteloligozänen Randmeeres bringen Flachmeersedimente mit Schillagen und der Graue Formsand mit lokalen Prielsandrinnen zum Ausdruck.

Die Schichtenfolge im Oberabraum wird durch frühelster- und weichselglaziale Flußschotter sowie holozäne Flußsedimente (Aueschotter und Auelehm) abgeschlossen.

II. Braunkohlentagebau Espenhain

Zur Versorgung des vom sächsischen Staat geplanten Großkraftwerkes Espenhain sowie der Brikettfabriken und der mit ihnen verbundenen Schwelereien wurde in den Jahren 1937 bis 1944 nordwestlich des Werkes der Großtagebau Espenhain aufgeschlossen. Die für die Oberabraumgewinnung von vornherein vorgesehene Abraumförderbrücke ging im Jahre 1944 in Betrieb. Sie war bis Ende der 50er Jahre die größte Förderbrücke Europas. Unter der Förderbrücke werden die zwei anstehenden Flöze, der Mittel- und Liegendabraum im Zugbetrieb gewonnen. Das Abraum-/Kohleverhältnis veränderte sich in den letzten Jahrzehnten von 3,5 : 1 im ehemaligen Westfeld auf 5 bis 7 : 1 im zur Zeit im Abbau befindlichen Ostfeld. Die Ursachen dafür bilden mächtige pleistozäne Ablagerungen auf der Hochfläche von Wachau-Liebertwolkwitz und der Rückgang der Mächtigkeit des Hauptflözes in Richtung zum primären Ausgehenden.

Perspektivisch hat der Tagebau bis über das Jahr 2020 hinaus Kohlevorräte zur Verfügung.

Die **geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse** des Abbaugebietes zeigt Abb. 8. Im prätertiären Untergrund stehen größtenteils die Grauwacken und Tonschiefer des jungproterozoischen Leipziger Grauwackenkomplexes an. Die Festgesteine bedeckt analog zum Tagebau Cospuden ein bis zu 80 m mächtiges autochthones Kaolinprofil, das in Rücken ("Tonberge") und Senken gegliedert ist (siehe Cospuden).

Über einem geringmächtigen allochthonen Kaolinschluff lagern die tertiären Basisschichten. Sie werden von unterschiedlich mächtigen Sanden und dem Liegendschluff des Hauptflözes (bergmännisch "Unterflöz") gebildet.

Ausbildung und Mächtigkeit des **obereozänen Bornaer Hauptflözes (Flöz II)** werden maßgebend vom Relief der kretazisch-alttertiären Landoberfläche bestimmt. Im Flöz treten ein bis drei tonige Mittel auf. Ihre Bildung wird im Zusammenhang mit fossilen Hangrutschungen und Einschwemmung von Feinkorn in das Moor erklärt (BELLMANN 1986).

Das 6 bis 10 m mächtige **Mittel** zwischen dem Haupt- und Oberflöz steht häufig in "Nebenflußsandzonenausbildung" an. Es handelt sich um Fein- bis Mittelsande, die durch einen Trennschluff in einen oberen und unteren Grundwasserleiter (GWL 30/3u) untergliedert sind. Der Deckschluff des Flözes II und der Liegendschluff des Flözes IV begrenzen die

Sande im Liegenden und Hangenden. An der Oberkante des sandigen Mittels kommen lokal Tertiärquarzite vor.

Das **mitteloligozäne Böhlener Oberflöz (Flöz IV)** ist durchschnittlich 8 m mächtig (Varianz 5 bis 12 m). In der oberen Flözscheibe treten verkieselte Hölzer und Braunkohlenquarzite sowie Sandeinlagerungen auf. Das Flöz ist nur selten durch schluffig-tonige Mittel aufgespalten.

Über dem Oberflöz folgen lokal ein sandiger Deckschluff und die sogenannten Weißen Sande als Deckschichten. Es handelt sich um limnisch-fluviatile Bildungen, die wahrscheinlich größere Verbreitung besaßen, aber durch die marine Transgression abgetragen wurden. Über diesen lokalen Deckschichten folgen die Böhlener Schichten in vorwiegend sandiger Randfazies.

Der "Braune Sand" wird durch den 0,3 bis 2,0 m mächtigen Flöz Y-Horizont in einen unteren und oberen Braunen Sand getrennt. Die Sande enthalten zahlreiche Lebensspuren. Die unteren Braunen Sande sind braune Feinsande, mittelsandig, bzw. Mittelsande, grobsandig bis feinkiesig. Lokal treten Kieslagen an der Basis auf. Die oberen Braunen Sande sind als graubraune Feinsande, schluffig, schwach mittelsandig, ausgebildet. Es treten in beiden Sanden relativ hohe FeS_2-Gehalte, kohlige Einlagerungen und starke Bioturbationsmerkmale auf, die für den Litoralbereich typisch sind.

Der obere Braune Sand wird von dem rund 2 m mächtigen "Grau- (Braunen) Sand" überlagert. An seiner Basis befindet sich ein geringmächtiger Transgressionskieshorizont. Die Kiese und Sande sind bis zu 2,0 m tief taschenartig in den oberen Braunen Sand eingesenkt (ausgeprägte frühdiagenetische Lastdeformationen). Typisch für den Grau- (Braunen) Sand sind verstreut eingelagerte einzelne Phosphoritkonkretionen und das Vorkommen eines Phosphoritknollenhorizonts an seiner Oberkante.

Der "Muschelschluff" bzw. sein sandiges Äquivalent (Feinsand bis Schluff) kennzeichnet, wie im Tagebau Cospuden, den Höhepunkt der mitteloligozänen Meerestransgression. Während der allmählichen Regression des Meeres wurden die "Grauen Formsande" abgelagert. Die Schichtungsmerkmale (Parallelschichtung, flachwellige Rippelschichtung) und sandgefüllte prielartige Strukturen, wie sie im Espenhainer Westfeld und im Tagebau Zwenkau festgestellt wurden, sprechen dafür, daß es sich um Ablagerungen eines Wattenmeeres handelt.

Den Abschluß des Tertiärprofils bilden kaolinreiche Sande. In ihnen spiegelt sich die mit der Heraushebung des Gebietes verbundene regionale Freilegung der Kaolindecken im südlichen Hinterland (Erzgebirge) wider.

Der komplizierte, verschachtelte Aufbau der Quartärfolge geht aus der Abb. 2a klar hervor.

Es sollen die Hauptschichtenglieder (altpleistozäne Schotter, Bändertone, Endmoränen) kurz vorgestellt werden.

III. Tagebau Witznitz

(Betriebliche Führung durch Herrn Geol.-Ing. L. Heinicke und Herrn Geol.-Ing. G. Moh)

Der Tagebau Witznitz liegt im östlichen Teil der Leipziger Bucht. Er befindet sich im Grenzbereich zwischen Nordwestsächsischer Hoch- und Tiefscholle. Beide Schollen werden durch die am Südrand des Baufeldes SE-NW streichende Röthaer Störung voneinander getrennt.

Auf der Hochscholle bilden riphäische, tiefgründig kaolinisierte Grauwacken und Tonschiefer den prätertiären Untergrund. Inselartige Hochlagen der alten Landoberfläche (siehe "Tonberge") bedingen flözleere Zonen im Bornaer Hauptflöz. Auf der Tiefscholle stehen über Zechstein tiefgründig verwitterte Sandsteine und Schiefertone des Buntsandsteins an.

Die mitteleozänen bis obereozänen Bornaer Schichten beginnen im Südwesten des Feldes mit den Liegendsanden (GWL 6) und -tonen des **Unterflözes (Flöz I)**. Der zur Bornaer Folge A gehörende Flöz I-Komplex ist ca. 5 m mächtig, er ist von sandig-tonigen Mitteln durchsetzt. Im Hangenden von Flöz I befinden sich die Älteren Flußsande (GWL 5).

Über größere Erstreckung folgen im übrigen Gebiet über dem prätertiären Untergrund die tertiären Basalschichten des Flöz II/III-Komplexes.

Das Bornaer Hauptflöz (Flöz II) und das Thüringer Hauptflöz (Flöz III), die zusammen mit den Basalschichten zur Bornaer Folge B gehören, werden im Gebiet der sogenannten Gauliser Gabel durch Tone und Sande in mehrere Flözhorizonte aufgespalten. Auf der Hochscholle erreicht das unaufgespaltene Flöz II eine Mächtigkeit von ca. 7-8 m.

Im Hangenden des Flözes II lagern ein Deckton und die Mittleren (Hainer) Flußsande (GWL 3). Darüber folgen weitere Sand- und Tonhorizonte der Bornaer Folge C, die mit dem Haselbacher Ton abgeschlossen wird.

Das **mitteloligozäne Böhlener Oberflöz (Flöz IV)** ist etwa 6 bis 8 m mächtig. Seine oberste Flözscheibe wird von Sandlinsen und -lagen durchsetzt, verkieselte Hölzer kommen im Gegensatz zum Tagebau Espenhain nicht vor.

Die marinen **Böhlener Schichten** folgen über dem Oberflöz in küstennaher Ausbildung als sandige Fazies. Es sind der Braune Sand mit dem Flöz Y-Horizont und der darüber lagernde Pödelwitzer Sand (GWL 2) zu unterscheiden.

Das Hauptanliegen des Tagebaubesuchs ist die hier weiträumig freigelegte "Thierbacher Erosionsdiskordanz". Während der spätrupelzeitlichen Heraushebung des Gebietes schnitt sich der sogenannte Thierbacher Fluß 30 bis 50 m tief in die mitteloligozäne und ältere Tertiärfolge ein. In einzelnen Talfurchen wurde sie bis in das Niveau des Bornaer Hauptflözes ausgeräumt. An den offenen Talflanken kam es zu Hangbewegungen, vor allem im Bereich der Flöze und plastischer Tone und Schluffe. Entsprechende Erscheinungen sind zeitweilig in den Tagebauen Borna-Ost und Witznitz der Beobachtung zugänglich gewesen. Die das alte Flußtal füllenden oberoligozänen bis frühmiozänen Sedimente zeigen einen starken Faziswechsel von hochplastischen Tonen über verschiedenkörnige Sande bis zu groben Kiesen. Unschwer sind drei bis vier Sedimentationszyklen zu erkennen. Weithin greifen grobe Kiesfolgen über verschieden alte Schichtglieder des älteren Tertiär hinweg.

Je nach Aufschlußsituation sollen die verschiedenen Konfigurationen des fluviatilen Einschnittes, der Abfolge und der intraformationellen Deformationen vorgestellt werden.

Auf dem Rückweg erhalten die Besucher einen Einblick in die vorwiegend aus Geschiebemergeln der Elster- und Saaleeiszeit bestehende Quartärfolge, die in einer senkrechten Abbauwand über mehrere Kilometer Länge freigelegt ist.

Weiteres Exkursionsmaterial wird auf der Exkursion überreicht.

Literaturverzeichnis

BELLMANN, H.-J. (1984): Faziesdifferenzierung und Tonmineralbestand der oligozänen Schichten in der Leipziger Bucht.- Z. geol. Wiss., 12 (4): 409-418; Berlin (DDR).

BELLMANN, H.-J. & STARKE, R. (1986): Beitrag zur Petrographie und Genese der Ton- und Schluffmittel im Bornaer Hauptflöz (Flöz II) südlich von Leipzig.- WTI des ZGI, Reihe A, Heft 3: 27.

EISSMANN, L. (1968): Überblick über die Entwicklung des Tertiärs in der Leipziger Tieflandsbucht (Nordwestsachsen).- Sächs. Heimatblätter, 1; Dresden.

- (1970): Geologie des Bezirks Leipzig.- Naturwiss. Museum, Natura regionis Lipsiensis, Heft 1-2; Leipzig.

- (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe.- Schriftenr. geol. Wiss., 2: 1-263; Berlin (DDR).

EISSMANN, L. & WIMMER, R. (Hrsg.) (1988): Das Quartär des Saale-Elbe-Raumes und seine Bedeutung für die mitteleuropäische Quartärforschung (Stratigraphie, Paläogeographie, exogene Tektonik).- Exkursionsführer Ges. Geol. Wiss.; 40 S.; Berlin (DDR).

MÜLLER, A. (1983): Fauna und Palökologie des marinen Mitteloligozäns der Leipziger Tieflandsbucht (Böhlener Schichten).- Altenburger Naturwiss. Forsch., 2: 1-152; Altenburg.

STARKE, R. (1970): Verteilung und Faziesabhängigkeit der Tonminerale in den geologischen Systemen.- Freiberger Forschungsheft, C 254; Leipzig.

Anhang I: Teilnehmerliste

1. BERGER, W.-H., Prof.Dr.; Bremen
2. BUJAK, O.; Wettmar
3. DANIELS, C.H. v., Dr.; Hannover
4. FISCHER, Hans Wilhelm; Alzey
5. GRIESSEMER, Thomas, Dipl.-Geol.; Landau
6. GÜRS, Karl; Mainz
7. ILLIES, Gisela, Dipl.-Geol.; Karlsruhe
8. JUDENHAGEN, Werner, Dipl.-Ing.; Wolfsburg
9. KAMMERER, Thomas; Rüsselsheim
10. KUSTER, Hans, Dr.; Hannover
11. KUSTER-WENDENBURG, Elisabeth, Dr.; Bremen
12. LIENAU, Hans-Werner, Dipl.-Geol.; Hamburg
13. LIERL, Hans-Jürgen; Hamburg
14. MARTINI, Erlend, Prof.Dr.; Frankfurt
15. SCHÄFER, Peter, Dr.; Mainz
16. SCHÖLLHORN, Elmar, Dipl.-Geol.; Bremen
17. SCHUH, Wolfram; Engelsbrand
18. SCHWARZ; Torsten, Dipl.-Geol.; Berlin
19. TRUNKO, Laszlo, Prof.Dr.; Karlsruhe

EXKURSION V-2

Zur holozänen Entwicklung, Morphodynamik und faziellen Gliederung der mesotidalen Düneninsel Spiekeroog (Südliche Nordsee)

03.10.1990

Führung: B.W. FLEMMING *)

mit 47 Abbildungen

Programm:

6.00 Uhr Abfahrt in Bremen

Auf der Insel Spiekeroog ist ein Fußmarsch von etwa 4 Stunden geplant. Mittagspause im Gelände (Eigenverpflegung).

17.30 Uhr Ankunft in Bremen

---

*) Anschrift des Verfassers: Dr. B.W. FLEMMING, Senckenberg Institut, Schleusenstr. 39a, 2940 Wilhelmshaven.

[Veröffentlichung Senckenberg am Meer **Nr. 449**]

Einleitung

Das Wattenmeer der südlichen Nordsee, das sich über nahezu 1000 km von Den Helder in den Niederlanden bis Skallingen in Dänemark erstreckt, umfaßt eine Gesamtfläche von ungefähr 6.600 km^2 bzw. 10.000 km^2, wenn die Inselflächen dazugerechnet werden. Es bildet damit eines der größten, zusammenhängenden Wattgebiete der Erde. Die Trichterform der südöstlichen Nordsee bewirkt ein stetiges Ansteigen des mittleren Tidenhubs von etwa 1,50 m bei Den Helder bzw. etwa 1,0 m bei Skallingen auf über 4,0 m im Jadebusen und in den ästuarinen Bereichen der Weser und Elbe. Bei Niedrigwasser fällt über 66 % der Gesamtfläche des Wattenmeeres trocken - ein Betrag der durch an- oder ablandigen Windschub kurzfristig nach unten oder oben modifiziert werden kann.

Genetisch sind die nördlich der Elbmündung gelegenen Wattgebiete von den westlich davon gelegenen zu unterscheiden. Während das Nordfriesische Watt mit seinen Inseln erst in historischer Zeit durch sturmbedingte Hochwassereinbrüche und damit verbundene Erosion des Festlandes entstanden sind (z.B. NEWIG 1981), bildet das West- und Ostfriesische Watt zwischen Den Helder und der Jade ein klassisches, aus dem Meer gewachsenes Düneninselwatt (z.B. BACKHAUS 1943).

Die Insel Spiekeroog liegt im östlichen, mesotidalen Bereich dieses Barrieresystems (Abb. 1). Sie ist heute ca. 10 km lang und bei einer maximalen Breite von knapp über 2 km, beträgt die Fläche etwa 20 km^2. Physiographisch hebt sich der alte Inselkern, der die westliche Hälfte der Insel umfaßt, deutlich von der östlichen Flugsandplate ab, die sich erst in den letzten 100 Jahren herausgebildet hat. Das Einzugsgebiet des Otzumer Seegats, bezogen auf MHW, umfaßt heute 73,5 km^2 (WALTHER 1972). Der mittlere Tidenhub beträgt 2,8 m.

Insel- und Küstenentwicklung im Holozän

Während der letzten Eiszeit vor 15.000-18.000 Jahren lag der Meeresspiegel um 110-130 m unter seinem heutigen Niveau (z.B. JELGERSMA 1979). Der größte Teil des Nordseebeckens lag somit trocken bzw. war randlich im Westen und Osten von mächtigen Gletschermassen eingerahmt. Im Zuge der Flandrischen Transgression stieg der Meeresspiegel zunächst rasch an, erreichte vor ca. 9.000 Jahren die nördliche Doggerbank und bildete kurz darauf ein ausgedehntes, haffartiges Binnengewässer (Abb. 2), dessen ursprünglich limnischer Charakter durch einen südlich der Doggerbank entnommenen Sedimentkern belegt ist (BEHRE et al. 1985). Der Fuß des heutigen Inselsockels, der bei ca. NN -20 m liegt, wurde zwischen 7.500 und 8.000 Jahren erreicht (Abb. 3). Diese Zeitmarke kann als Ausgangspunkt für die Küstenentwicklung Ostfrieslands betrachtet werden.

Generell wurden in der Vergangenheit drei Hypothesen zur Inselbildung diskutiert. Die früheste Meinung, in Deutschland ursprünglich vertreten durch PENCK (1894) und später von GRIPP (1944) übernommen, ging von einer Nehrung aus, die bei Den Helder in den Niederlanden ihren Anfang nahm und sich allmählich ostwärts ausdehnte. Sturmbedingte Durchbrüche ließen dann das Inselsystem entstehen. Ein solcher Mechanismus war bereits von GILBERT (1885) für die Entstehung von Inselsystemen an den Ufern der Großen Seen in Nordamerika vorgeschlagen worden - eine Idee, die später von HOYT (1967) auf die Atlantikküste der USA übertragen wurde. Da die in diesem Modell implizierte Altersabstufung von West nach Ost aber nicht mit den geologischen Befunden entlang der hiesigen Küste übereinstimmt (STREIF 1990), mußte diese Hypothese für die Bildung der Ostfriesischen Inseln verworfen werden.

Nach LÜDERS (1953) entwickelten sich die Inseln aus Strandwallbildungen entlang einer offenen Wattküste. Allerdings fehlen bislang eindeutige rezente Beispiele für einen solchen Prozeß. Da Strandwälle sich bestenfalls an der mittleren Hochwasserlinie bilden können, erscheint auch dieser Mechanismus unwahrscheinlich. Im Prinzip ähnelt diese Hypothese der von JOHNSON (1919) vertretenen Ansicht, daß Düneninseln aus auftauchenden Sandriffen entstehen, ein Mechanismus der z.B. von HOYT (1967) in Frage gestellt wird.

Die dritte Hypothese schließlich leitet sich von den in der Gegenwart beobachtbaren Verlandungsprozessen auf hochgelegenen Platen ab, wie sie z.B. im Falle der Inseln Mellum und Scharhörn, sowie dem Großen Knechtsand dokumentiert sind (BARCKHAUSEN 1969). Hier bilden Strandwälle im Sinne von LÜDERS (1953) in der Tat die Vorstufe zur Verlandung. Allerdings haben diese Gebilde keinen dauerhaften Bestand. Sie kommen und vergehen im Verlauf von Jahren oder Jahrzehnten, wie es im Falle von Mellum dokumentiert (z.B. REINECK 1987) und am Beispiel des Großen Knechtsandes gegenwärtig zu beobachten ist. Dieser Platen-Hypothese steht gerade die zentrale Platenlage solcher Auftauchsysteme entgegen, die für die Ostfriesischen Inseln ausgeschlossen werden kann. Auch kennt man solche temporär auftauchenden Platen (Sandbankinseln, nach REINECK 1987) nur aus dem unteren Makrotidenbereich, in welchem sich geschlossene Düneninselsysteme nicht mehr entwickeln können (HAYES 1979).

Unter Berücksichtigung der Einwände und Widersprüche, die sich bei jeder der oben diskutierten Hypothesen einstellen, soll hier erneut ein Versuch unternommen werden, die Küsten- und Inselentwicklung zu rekonstruieren, diesmal aber durch eine Ableitung aus der jeweils wahrscheinlichsten paläogeographischen Situation heraus. Dennoch muß betont werden, daß die Rekonstruktion hypothetischen Charakter hat, vor allem was die genaue Lage und die Größe der mutmaßlichen Inseln angeht.

Wie oben bereits erwähnt, bietet sich als Ausgangslage der Meeresspiegelstand von NN -20 m vor ungefähr 7.500 Jahren an. Zu dieser Zeit hatte die Nordsee den Fuß des pleistozänen Geestrückens erreicht und konnte in die unteren Talausläufer des ausgeprägten Entwässerungsnetzes, wie es sich in den Karten der Holozänbasis von REINHARDT (1957), BARCKHAUSEN (1969), SINDOWSKI (1973) und STREIF (1990) abbildet, eindringen (Abb. 4A). Dabei wurden die nach N-NW auslaufenden Geestrücken zwangsläufig durch Welleneinwirkung abgetragen und vermutlich in östlich orientierte Nehrungshaken umgebildet, die die überfluteten Täler teilweise zur See hin abriegelten. Auf diese Weise entstand zunächst ein Lagunen- bzw. Ästuarsystem, das in seinen landwärtigen Talausläufern noch stark limnisch geprägt gewesen sein muß. Im Einzelfall mag die Ästuarphase auch schon etwas früher eingesetzt haben, da einige Täler bis zu NN -35 m eingeschnitten waren.

Diese, allein aus der paläogeographischen Situation heraus abgeleitete Interpretation steht mit den geologischen Befunden im Einklang (Abb. 5). Nach SINDOWSKI (1973; s. auch STREIF 1990) würde diese anfängliche Ästuarphase ins obere Boreal fallen, d.h. mit den Ablagerungen der Accum-Schicht gleichzusetzen sein. Im Aufschlußbereich haben diese Ablagerungen tatsächlich noch fluviatilen bzw. limnischen Charakter, in welchem aber bereits ein leichter Brackwassereinfluß festzustellen ist. Der voll ästuarine Bereich lag zu jener Zeit wahrscheinlich 5-10 km seewärts der heutigen Inseln (vgl. HANISCH 1980), wobei die randlichen Wattgebiete der einzelnen Ästuare und Lagunen noch durch Geestrücken voneinander getrennt waren. In dieser Anfangsphase muß es sich noch um ein mikrotidales System gehandelt haben, da sich bei der relativ geringen Wasserführung der Bachsysteme kaum ein so ausgeprägter, limnischer Charakter in den landwärtigen Ablagerungen der Ästuare hätte durchsetzen können.

Im Zuge der weiteren Transgression verlagerte sich die Nehrungsküste allmählich landwärts, wobei immer größere Randflächen der Ästuare überflutet wurden. Zwangsläufig wurde dabei die ursprüngliche pleistozäne Morphologie durch holozäne Umlagerungen überprägt. Dieser Prozeß setzte sich solange fort, bis die Geestrücken zwischen den Ästuaren überschritten und zunächst einzelne, durch Dünenbildung erhöhte Nehrungshaken vom Festland abgeschnitten wurden. Spätestens bei einem Meeresspiegelstand von NN -10 m, also bereits vor rund 6.500 Jahren, muß eine auf diese Weise entstandene und ca. 3 km seewärts der heutigen Inseln gelegene Inselkette mit unterschiedlich großen Rückseitenwatten existiert haben (Abb. 4B). Auch zu dieser Zeit müssen die weitverzweigten, landwärtigen Ausläufer des Rückseitenwatts noch in wechselndem Maße durch Süßwassereinflüsse geprägt gewesen sein. Stratigraphisch ist diese Phase mit den Ablagerungen der Barlt-Schicht gleichzusetzen, die im Aufschlußbereich des heutigen Rückseitenwattes meso- bis oligohalinen Charakter haben. Wie die stratigraphische Tabelle in Abb. 5 zeigt, verlief die Transgression nicht gleichmäßig von statten, sondern wurde immer wieder von kurzen regressiven Phasen unterbrochen, die zur Einschaltung unterschiedlich mächtiger Torfhorizonte führte.

Der weitere Verlauf der Küstenentwicklung hing von mehreren Faktoren ab. Die wichtigsten davon dürften 1. eine rasch abnehmende Anstiegsrate des Meeresspiegels (vgl. Abb. 3), 2. ein abnehmender Gradient im Gefälle der Küstenzone (vgl. Abb. 4B) und 3. eine fortlaufende Zunahme des Tidenhubs und des Seegangs gewesen sein. Die abnehmende Anstiegsrate des Meeresspiegels bewirkte vor allem nach 5.000 J.v.h. eine Verringerung der Aufwuchsrate des Wattes und eine Verlangsamung in der landwärtigen Verlagerung des Inselsystems. Da in einzelnen Fällen (z.B. Langeoog) die Inselbasis im Zuge der Verlagerung wieder in die Nähe hochaufragender Geestrücken gelangten, entstand der Eindruck als hätten sich die Inseln erstmals vor etwa 2.500 Jahren an dieser Stelle gebildet (vgl. BARCKHAUSEN 1969; HEMPEL 1985). Sicher ist aber lediglich, daß die Inselkette ihre in historischer Zeit dokumentierte Lage bereits vor gut 2.000 Jahren erreicht haben muß (BARCKHAUSEN 1969; STREIF 1986, 1989). Zu jener Zeit kam die Flandrische Transgression offensichtlich erneut zu einem Stillstand, der eine länger anhaltende, regressive Phase einleitete. In der Folge wurde die hochwasserfreie Marsch erstmals nachweislich besiedelt.

Der letzte, gut dokumentierte Verlauf der natürlichen Küstenlinie schließlich geht auf das 8. Jhdt.A.D. zurück (Abb. 4C, nach BEHRE 1987). Das gleiche Jahrhundert markiert auch den Beginn des Deichbaus und leitet damit die Epoche der vom Menschen beeinflußten Küstenentwicklung ein. Bereits um 1300 A.D. existierte in Ostfriesland eine geschlossene Deichlinie gegen das damalige Wattenmeer (HOMEIER 1979).

Insel- und Küstenentwicklung in historischer Zeit

War der Verlauf der natürlichen Küstenlinie um 800 A.D. noch auf der Basis archäologischer Befunde rekonstruiert worden, so läßt sich die physiographische Entwicklung der Inseln und des Rückseitenwatts spätestens seit 1650 auf relativ genauen und detaillierten Karten verfolgen (HOMEIER & LUCK 1969). Auch die Namen der uns heute bekannten Inseln sind schon seit 1389 überliefert. Allgemein läßt sich feststellen, daß die Inseln im Zeitraum von 1650-1960 in ihrer Gesamtlänge um etwa 14 km zugenommen haben, was sich in einer Flächenzunahme von ca. 41 km^2 niedergeschlagen hat (FITZGERALD et al. 1984). Der Zuwachs an Fläche ging einher mit einer generellen Ost- bzw. Südostverlagerung der Westköpfe und einer unterschiedlich starken Ausdehnung der Ostplaten. Dieser Prozess ist im Falle der Insel Spiekeroog besonders markant, vor allem was das Wachstum der Ostplate betrifft (Abb. 6).

Bis vor kurzem noch wurde das Wachstum und die Verlagerungstendenz mit einem generell ostwärts gerichteten, küstenparallelen Sedimenttransport in Verbindung gebracht (z.B. ECKEL 1974; LÜDERS & LUCK 1976; HEMPEL 1985). Über Art, Umfang und Richtung

des postulierten Sedimenttransportes berichten u.a. KRÜGER (1937/38), HOMEIER & KRAMER (1957), LÜDERS et al. (1972) und NUMMEDAL & PENLAND (1981). Der Großteil dieser Beobachtungen wurde allerdings auf der Basis rein morphologischer Veränderungen abgeleitet, wobei offengeblieben ist, ob die Tendenz der Formveränderung auch tatsächlich die Richtung des Sedimenttransportes wiederspiegelt (EHLERS 1988). Für die Platenwanderung auf den sog. Riffbögen der Ebbdeltas wird eben dieses Prinzip von HANISCH (1981) und EHLERS (1984) in Frage gestellt. Auf dieses Problem wird in einem späteren Abschnitt noch einmal zurückzukommen sein.

Daß neben dem küstenparallelen Strom als Sedimentlieferant auch andere Einflüsse bei der morphologischen Gestaltung der Inseln zu berücksichtigen sind, darauf wird jüngst vor allem von FITZGERALD et al. (1984) hingewiesen. Zu den wichtigsten Faktoren zählen der steigende Meeresspiegel (ca. 25 cm/Jhdt.) und die z.T erheblichen Veränderungen im Tidevolumen einzelner Watteinzugsgebiete in der Folge zunehmender Eindeichung seit dem 14. Jahrhundert. Betrachtet man z.B. die Formveränderung der Insel Spiekeroog im Detail (Abb. 6), dann liegt es nahe, die fortlaufende Erosion des Westkopfes der Insel als ein Umbiegen bzw. eine Umlagerung des Sediments nach Südosten und nicht als ein Abtransport nach Osten zu deuten. In genau dieser Weise reagieren Düneninseln auf einen steigenden Meeresspiegel, im Zuge dessen eine landwärtige Verlagerung des Systems erfolgt. Im Falle der Ostfriesischen Inseln tendiert die Verlagerung allgemein nach Südosten, in Richtung der mittleren Sturmfronten (NUMMEDAL & PENLAND 1981). Dieses Verhalten läßt sich am Beispiel der Insel Juist besonders deutlich verfolgen (Abb. 7; verändert nach SINDOWSKI 1973). Das gleichzeitige Längenwachstum der Insel erklärt sich aus der parallelverlaufenden Abnahme der Watteinzugsflächen in der Folge der Landgewinnung.

Auch das Längenwachstum der Insel Spiekeroog läßt sich direkt als Folge der Eindeichung der Harlebucht und der daraus resultierenden Abnahme des Tidevolumens erklären. Der historische Verlauf dieser Landgewinnung ist in Abb. 8 dargestellt (nach HOMEIER 1979). Wichtig ist in diesem Zusammenhang die zeitlich zum Verlandungsprozess parallelverlaufende Ostverlagerung der Wattwasserscheide im Rückseitenwatt von Spiekeroog (nach HOMEIER & LUCK 1969). Nach der schweren Orkanflut von 1362 betrug das Einzugsgebiet, das durch das Harle Seegat entwässert wurde, rund 180 km^2. Im Jahre 1960 war diese Fläche auf ca. 60 km^2, also auf etwa 33 % der ursprünglichen Fläche zusammengeschrumpft.

Da das Tidevolumen in vergleichbarem Umfang reduziert wurde, muß sich auch der Ausstrom fortlaufend verringert haben. Wie aus der Kartenserie von Abb. 9 ersichtlich ist, führte dies zu einer allmählichen Versandung der ursprünglichen Harle Balje und ihren Seitenprielen, bei gleichzeitiger Ausdehung der Insel Spiekeroog nach Osten (nach HOMEIER & LUCK 1969). Das Hauptliefergebiet des Sandes ist aber nicht in einem küstenparallelen Sandstrom zu suchen, sondern im unmittelbaren Vorfeld des damaligen Harle Seegats, wo ur-

sprünglich zwei ineinandergreifende Ebbdeltas gelegen haben. Die Kartenfolge von Abb. 9 zeigt, wie das gewaltige Doppeldelta von 1650 im Verlauf der folgenden 300 Jahre auf einen Bruchteil seiner ursprünglichen Ausdehnung zusammengeschrumpft ist.

Da die Größe eines Ebbdeltas vom Wechselspiel zwischen dem Ebbstrom und dem Seegang bestimmt wird, muß sich dieses Gleichgewicht bei reduziertem Ebbstrom, ansonsten aber gleichgebliebenen Bedingungen, zwangsläufig zugunsten des Seegangs verschoben haben. In der Folge wurden die nun überschüssigen Sandmassen aus dem Inselvorfeld in das frühere Harle Seegat getrieben, wo sie entscheidend zur Versandung der Rinnen und später zur Bildung der östlichen Flugsandplate der Insel Spiekeroog beigetragen haben. Ob dieser Versandungsprozeß auch durch Sedimente aus dem postulierten küstenparallelen Sandstrom gespeist wurde (ECKEL 1974), ist zwar denkbar, aber nicht zwingend erforderlich.

Somit wird deutlich, daß die großräumigen morphodynamischen Prozesse solcher Düneninselsysteme in erheblichem Maße vom Tidevolumen der Watteinzugsgebiete gesteuert werden, wobei die Einzelelemente ein aufeinander fein abgestimmtes Gleichgewicht anstreben (z.B. WALTHER 1972). Diese Wechselbeziehungen sind in Abb. 10A und 10B graphisch dargestellt. Abb. 10A zeigt eindeutig, daß mit abnehmender Einzugsfläche des gesamten Wattes im Verlauf der letzten 300 Jahre, die kumulative Seegatbreite abgenommen hat, während die Gesamtlänge der Inseln zugenommen hat (LUCK 1975). Dieses Verhältnis von Seegatbreite zur Einzugsfläche der ostfriesischen Watten läßt sich durch die Potenzgleichung $A = 37.67\ L^{0.8}$ ausdrücken ($r = 0{,}93$), wobei A die Einzugsfläche (km^2) und L die Breite des Seegats (km) ist (siehe Abb. 10B). Diese Gleichung vereinigt und erweitert die beiden über diskrete Bereiche des Diagramms linear angenäherten und somit nicht extrapolierbaren Verhältnisse von FITZGERALD et al. (1984).

Daß der morphologische Angleichungsprozeß im Umfeld der Insel Spiekeroog nicht gleichmäßig verlaufen ist, wird durch die plötzliche Ausdehnung des Otzumer Ebbdeltas im Zeitraum von 1841-1860 angedeutet (Abb. 11; nach HOMEIER 1960). Ein solches Wachstum läßt sich nur durch ein ebenso plötzliches Anwachsen des Tidevolumens erklären, was wiederum auf eine Ausdehnung des Einzugsgebietes hindeutet. In der Tat läßt Abb. 8 erkennen, daß sich im Zeitraum von 1750-1860 die Wattwasserscheide des Spiekerooger Watts besonders stark nach Osten verlagert hat. Der größte Teil dieser Veränderung muß demzufolge innerhalb der 20 Jahre zwischen 1841 und 1860 stattgefunden haben. In dieser Zeit vollzog sich im Ostteil der Insel der entscheidende Schritt von einer offenen Wattküste zu einer supralitoralen Flugsandplate.

Seit 1860 ist das Otzumer Ebbdelta nur unwesentlich größer geworden. Hier zeigt sich, daß offensichtlich auch die Größe der Ebbdeltas in einem Gleichgewicht mit dem Tidevolumen stehen. Überraschenderweise hat sich die Seegatbreite zwischen Langeoog und Spiekeroog

aber nicht vergrößert, wie man aufgrund des zugenommenen Tidevolumens erwarten würde (FITZGERALD et al. 1984). Diese Abweichung vom generellen Trend läßt sich damit erklären, daß das Otzumer Seegat offenbar in einer pleistozänen Rinne festliegt (vgl. Abb. 4) und daß die verhinderte Breitenausdehnung damals durch eine Vertiefung der Balje wettgemacht wurde.

Auf dem westlichen Teil von Spiekeroog lassen sich die großräumigen morphodynamischen Ereignisse der letzten 300 Jahre auch von der Dünenbildung ablesen (Abb. 12). Wiederum konnten Detailkarten aus den einzelnen Jahrhunderten zur Interpretation herangezogen werden (SINDOWSKI 1973). Der alte Dünenkern im Nordwesten ist am Strand durch die Südostverlagerung des Westkopfes gekappt worden. Neue Dünengenerationen mit Höhen bis zu 20 m haben sich sowohl nach Nordosten als auch Südwesten angelagert und bilden altersmäßig klar abgrenzbare Zonen. Die jüngsten Dünen liegen heute auf der Ostplate (ECKEL 1974). Sie haben sich erst im Laufe der letzten 30 Jahre herausgebildet und befinden sind noch im Primärdünenstadium. Im Schutze dieser flachen Dünen konnten sich dann die Salzwiesen des Rückseitenwatts entwickeln, die seit 1965 in rascher Folge die südliche Grenze der Flugsandplate zum Watt hin erobert haben (Abb. 12).

Dynamische Küstenprozesse

Die Küstenzone der ostfriesischen Inseln läßt, neben den randlich gelegenen Ebbdeltas, eine Reihe weiterer, ausgeprägter morphodynamischer Einheiten erkennen (Abb. 13). Die Sequenz beginnt mit einer Strand- und Vorstrandzone, die durch küstenparallele Sandriffe gekennzeichnet ist, wobei letztere mit der Brandungszone gleichzusetzen ist. Seewärts schließen sich im Flachwasser die sog. Sägezahnriffe an, die - nordoststreichend - in einer Wassertiefe von ungefähr NN -7 m auslaufen. Daran schließt sich eine schmale, relativ ebene Übergangszone an, die gleichzeitig als Untergrenze des oberen Inselsockels definiert werden kann. Der untere Inselsockel, der sich von NN -10 m bis an seine Basis bei etwa NN -20 m erstreckt, ist in eine Serie NW-streichender Rücken und Rinnen gegliedert. Nicht weniger markant ist die Sedimentverteilung auf dem unteren Inselsockel (Abb. 14). Besonders auffallend ist dabei das Band gröberer Sedimente, das genau über dem Rücken- und Rinnensystem liegt (ANTIA & FLEMMING 1990a, 1990b). Sowohl seewärts als auch landwärts werden die Sedimente feiner.

Unterer Inselsockel

Die Rücken des unteren Inselsockels - die sog. "shoreface-connected ridges" von DUANE et al. (1972) und SWIFT et al. (1972) - erreichen Höhen von bis zu 5 m, bei Abständen von

1,5-2 km (Abb. 15). Der Entstehungsmechanismus dieser großräumigen und weitverbreiteten Strukturen ist noch weitgehend ungeklärt (SWIFT et al. 1978), wenngleich sichergestellt zu sein scheint, daß sie ausschließlich an Gezeitenküsten auftreten und dort offensichtlich nur unter Mitwirkung von Stürmen entstehen können.

Diese Deutung wird auch durch eigene Untersuchungen gestützt (ANTIA & FLEMMING 1990a, 1990b). So zeigt die Auswertung von DHI-Peilplänen, daß es sich bei dem Rücken- und Rinnensystem des unteren Inselsockels um rezent-aktive Gebilde handelt, die innerhalb von nur 2 Jahren Achsenverlagerungen bis zu 200 m aufweisen (Abb. 16). Solche Verschiebungen können entweder gleichgerichtet sein, und zwar sowohl seewärts als auch landwärts, oder aber abwechselnd in beide Richtungen erfolgen. Die Ergebnisse von Strömungsmessungen belegen, daß der normale Tidenstrom für die Entstehung der Rücken, bzw. Rinnen nicht verantwortlich sein kann (ANTIA & FLEMMING 1990a). Wenngleich der Inselsockel allgemein vom Flutstrom dominiert wird, reichen die Spitzengeschwindigkeiten bestenfalls zum Rippeltransport aus (Abb. 17). Da neben der ausgeprägten Morphodynamik auch die Verteilung der Sedimente eine subtile Feinstruktur aufweist, wobei das gröbste Material stets auf den landwärtigen Hängen der Rücken zu finden ist (ANTIA & FLEMMING 1990a; s. auch SWIFT et al. 1978), kann die Dynamik des Systems tatsächlich nur durch zusätzliche Sturmeinwirkung erklärt werden.

Abweichend von der Auffassung von SWIFT et al. (1978), glauben ANTIA & FLEMMING (1990a) aber nicht an einen sturmbeschleunigten Flutstrom als Hauptfaktor für das morphodynamische Geschehen, da dieser ja stets das zurückdrängende Stauwasser überwinden muß. Plausibler erscheint ein Prozeß, in welchem ein durch das zurückfließende Stauwasser stark beschleunigter Ebbstrom für die morphodynamische Gestaltung des Inselsockels verantwortlich ist. In der Tat wurde ein auf diese Weise bis zu 65 % beschleunigter Ebbstrom von KOCH & NIEMEYER (1978) im Norderneyer Seegat nachgewiesen. Dabei zeigte sich, daß der Flutstrom nicht nur gebremst, sondern auch in seiner Dauer stark reduziert wurde, während die Ebbstromphase proportional zunahm. Ein solcher, gegen den Flutstrom gerichteter Staurückstrom könnte vor der Küste Instabilitäten in der Ebbstromrichtung erzeugen, die ursprünglich zur Ausbildung des Rinnen- und Rückensystems auf dem unteren Inselsockel geführt haben und heute für ihre Erhaltung und Dynamik verantwortlich sind. Somit reduziert sich die Wirkungsdauer der gestalterischen Kräfte auf wenige Tage oder gar Stunden pro Jahr.

Geologisch läßt sich ein solcher Staurückstrom sowohl mit rezenten als auch fossilen Beispielen belegen. So wurde ein sturmerzeugter, ablandiger Sedimenttransport bereits von GADOW & REINECK (1969) am Golf von Gaeta (Mittelmeer) und REINECK & SINGH (1971, 1972) in der Deutschen Bucht dokumentiert. Diese Beobachtungen bilden die Grundlage für das Tempestitmodell von AIGNER & REINECK (1982) und AIGNER (1985).

Oberer Inselsockel

Die oben aufgeführte Staurückstrom-Hypothese wird auch durch die Ergebnisse jüngster Untersuchungen auf dem oberen Inselsockel untermauert. Seewärts der Brandungszone findet man vor allen Osfriesischen Inseln eine Kette sog. Sägezahnriffe (Abb. 13; vgl. EHLERS 1988). Diese Bezeichnung leitet sich von der Orientierung und regelmäßigen Staffelung von Sandriffen ab, die vom äußeren küstenparallelen Riff nach Nordwesten ausstreichen. Bislang glaubte man in diesen Formen strömungstransversale Transportkörper (subaquatische Dünen) zu erkennen, die mit einer Geschwindigkeit von bis zu 300 m/Jahr in östlicher Richtung wanderten und somit einen wichtigen Beitrag zum küstenparallelen Sandtransport leisteten (KRÜGER 1911, 1937/38; GAYE & WALTHER 1935). Die Verlagerungsgeschwindigkeit wurde aber nicht direkt gemessen, sondern wiederum nur indirekt über größere Zeiträume hinweg aus morphologischen Veränderungen abgeleitet. In der Tat suggeriert der asymmetrische Querschnitt der Sägezahnriffe die Form von scheinbar aktiven subaquatischen Dünen (Abb. 18).

Zwei Beobachtungen lassen aber erhebliche Zweifel an dieser Interpretation aufkommen. Zum einen liegt der Kammabstand von ca. 450-500 m weit außerhalb des oberen Stabilitätsbereiches für subaquatische Dünen in Sedimenten mit mittlerem Korndurchmesser von ca. 0,180 mm, in welchem die empirisch abgeleitete Obergrenze bei etwa 50 m liegt (FLEMMING 1988). Schon WUNDERLICH (1983) lehnte aufgrund des Interngefüges der Sägezahnriffe einen Vergleich mit subaquatischen Dünen (Riesenrippeln) ab. Zum anderen fällt auf, daß die Sägezahnmorphologie mit der Topographie des äußeren strandparallelen Riffs eng verzahnt ist, wobei die Täler der Sägezahnriffe stets in Öffnungen oder Vertiefungen des parallelen Riffs einmünden (Abb. 13 & 21). Da solche Öffnungen als Produkt starker Ripströme bekannt sind, liegt die Vermutung nahe, daß auch die Sägezahnmorphologie in erster Linie auf Ripstromtätigkeit zurückzuführen ist (FLEMMING & ANTIA 1989).

In der Tat zeigen Reliefgüsse von Stechkästen aus dem Rinnenbereich seewärtsgerichtete Schrägschichtung, während auf den Rücken Horizontalschichtung vorherrscht. Auch belegen Strömungsmessungen, daß bei normalem Tidenstrom (Schönwetterlagen) zwar die Flutrichtung dominiert, die Strömungsgeschwindigkeiten sich aber im unteren Rippelbereich bewegen. Dies mag zwar zur asymmetrischen Form der Riffe beitragen, kann aber ihre Entstehung nicht erklären. Also muß auch im oberen Inselsockel eine Überprägung des Tidenstroms durch Sturmereignisse für die Gestaltung der Morphologie in Betracht gezogen werden. Dabei sind offensichtlich ablandige, d.h. wiederum in der Ebbrichtung wirksame Strömungen vorherrschend.

Die Auswertung von DHI-Peilplänen schließlich bestätigte, daß die Riffe bzw. Rinnen nicht, wie postuliert, nach Osten wanderten, sondern stattdessen eine Drehbewegung um quasi-sta-

tionäre Knotenpunkte vollzogen (Abb. 19). Diese Knotenpunkte reihen sich entlang einer gekrümmten Linie zwischen benachbarten Ebbdeltas auf. Die Regelmäßigkeit der Abstände und die Zentrierung der Drehpunkte der einzelnen Rinnensysteme läßt sich nur durch Resonanz erklären (FLEMMING & ANTIA 1989, 1990), die sich auch als eine senkrecht zur Küste stehende Randwelle höherer Ordnung verstehen läßt (Abb. 20). Nach der allgemeinen Randwellengleichung (URSELL 1952: $L = (g/2)T^2\sin(2n+1)ß$, mit L der Wellenlänge in m, T der Wellenperiode in s, g der Erdbeschleunigung in ms^{-2}, ß der Hangneigung in Grad und n der Ordnung der Randwelle), ergibt sich aus der rhythmischen Topographie (d.h. dem jeweils doppelten Rinnenabstand) eine Wellenlänge von ca. 900 m. Für eine Randwelle 3. Ordnung errechnet sich damit eine Periode von 150 sec. Die synchronisierte Drehbewegung der Rinnenachsen spiegelt dabei offensichtlich einen Anpassungseffekt an unterschiedliche Sturmrichtungen aus dem vorherrschenden West- bis Nordwestsektor wieder. Gelegentlich abweichende Rinnenlagen wären demnach auf Sturmereignisse aus ungewöhnlichen Richtungen (z.B. N-NE) zurückzuführen. Nach solchen gelegentlich asynchronen Ereignissen, kehrt das System aber stets auf sein ursprüngliches, synchrones Muster zurück. Auch in diesem Fall zeigt sich, daß die Ableitung von Verlagerungs- und Transportrichtungen aus zeitlich unzureichend aufgelösten, morphologischen Veränderungen zu krassen Fehlinterpretationen führen kann.

Das überraschende an diesem Modell ist die Tatsache, daß der Steuermechanismus für das Resonanzphänomen offensichtlich außerhalb der Brandungszone zu suchen ist. Ursprünglich vermutete man Randwelleneffekte in der Brandungszone (z.B. SUHAYDA 1974; SHORT 1975; CHAPPELL & WRIGHT 1978; HUNTLEY et al. 1981; HOLMAN 1983), wo sie später auch eindeutig nachgewiesen werden konnten (WRIGHT et al. 1982; HOLMAN & SALLENGER 1986; AAGAARD 1988; BAUER & GREENWOOD 1990). Randwellen außerhalb der Brandungszone waren zwar auch schon postuliert worden, konnten bislang aber noch nicht verifiziert werden (DOLAN et al. 1979). Das dreidimensionale Netzmodell in Abb. 20 zeigt außerdem, daß die Randwelle landseitig über die Brandungzone und den Strand hinaus bis in das Supralitoral hineinwirkt und dort vor allem die Lage von Dünendurchbrüchen mitbestimmt.

Mit dem hier vorgestellten Resonanzphänomen, das aufgrund der umfangreichen Dokumentation als prinzipiell nachgewiesen gelten kann, steht erstmals ein Modell zur Verfügung, mit dem viele morphodynamische Erscheinungen an der ostfriesischen Inselküste und anderswo rational erklärt werden können. Man kann davon ausgehen, daß solche Resonanzen grundsätzlich an allen Küsten zu erwarten sind, die von großen, regelmäßig gestaffelten Ebbdeltas o.ä. beherrscht werden. Auch läßt sich mindestens ein fossiles Beispiel anführen (BOSE et al. 1988), das anhand eines analogen Randwellenmodells interpretiert werden kann.

Da stehende Randwellen vor allem das örtliche Strömungsmuster bestimmen, steuern sie auch den küstennahen Sedimenttransport. Jeder Ripstrom bildet somit ein nahezu unüberwindbares Hindernis für den küstenparallelen Sandtransport in dieser Zone. Aus diesem Grunde lassen sich die gegenwärtigen Vorstellungen zum Sedimenttransport entlang der ostfriesischen Küste (z.B. LÜDERS & LUCK 1979; NUMMEDAL & PENLAND 1981; HEMPEL 1985) nicht ohne erhebliche Einschränkungen aufrechterhalten.

Aus Abb. 21 ist ersichtlich, daß der Resonanzeffekt seitlich bis in die Ebbdeltas hineinwirkt und somit auch in die Morphodynamik der Riffbögen eingreift. Wenngleich die Wechselbeziehungen zwischen Resonanz und scheinbarer Platenwanderung im Detail noch zu klären sind, erscheint eine direkte Ableitung der Sedimenttransportrichtung aus der Formverlagerung der Platen fragwürdig. Auch hier müssen resonanzgesteuerte Pendelbewegungen in Betracht gezogen werden. Dies bedingt zwar eine örtliche Sedimentumlagerung, erlaubt aber keine eindeutigen Aussagen über Transportwege. Wie bereits angedeutet, sind HANISCH (1981) und EHLERS (1984) auf der Basis unabhängiger Untersuchungen im Ebbdelta der Harle bzw. der Wichter Ee zu ähnlichen Schlüssen gekommen.

Strand- und Brandungszone

Wie auf allen Ostfriesischen Inseln wird auch auf Spiekeroog die Strand- und Brandungszone von strandparallelen Sandriffen dominiert. Diese Zone erstreckt sich von der Strandberme bis etwa 1 m unterhalb der MSpNW-Linie (ca. NN -3 m), wo das äußere Riff von der Sägezahnmorphologie bzw. vom Ripstromrinnensystem abgelöst wird (Abb. 22). Im Falle der Ostfriesischen Inseln verlaufen die Riffe allerdings nicht immer streng parallel zur Küste, sondern liegen ENE-orientiert in einem spitzen Winkel zum Strand. Bezeichnenderweise haben die Nahtstellen am Strand häufig einen Abstand von ca. 900 m, was genau der Wellenlänge der vorgelagerten Randwelle entspricht. In der Tat wurde ein ähnliches Phänomen am Strand von Durras Beach (N.S.W., Australien) von CHAPPELL & ELIOT (1979) als Randwelleneffekt interpretiert.

Ein Vergleich der beiden identischen Kartenausschnitte von 1960 (Forschungsstelle Norderney) und 1975 (KFKI) auf Abb. 22 verdeutlicht die hohe Veränderlichkeit dieser Zone. Im Jahre 1960 war die Brandungszone ca. 500 m breit und durch drei gleichmäßig gestaffelte Parallelriffe charakterisiert. Fünfzehn Jahre später finden wir ein mächtiges, 250 m weiter seewärts gelegenes Sandriff, das durch eine breite Rinne von zwei inneren Riffen getrennt ist. Da so großräumige Umlagerungen nur mit erheblichem Energieaufwand zu bewerkstelligen sind, stellt sich automatisch die Frage nach dem Mechanismus und dem zeitlichen Ablauf solcher Anpassungsprozesse.

Das Phänomen der zeitlichen Veränderlichkeit von Sandstränden ist qualitativ seit langem bekannt (z.B. BASCOM 1964). In der Regel werden Strände in den stürmischen Wintermonaten erodiert, während sie in den ruhigeren Sommermonaten wieder aufgebaut werden. Zwischenzeitlich wird der erodierte Sand in seewärts liegenden, strandparallelen Riffen gespeichert. Obwohl nie angezweifelt wurde, daß der Seegang entscheidend an diesem Wechselspiel beteiligt war, entzogen sich die dynamischen Abläufe noch bis vor kurzem einer systematischen Beschreibung. Erst mit der Einführung des Brandungsparameters (ε) durch GUZA & INMAN (1975; wobei $\varepsilon = H_b w^2/g\tan^2ß$, mit H_b als Brecherhöhe in m, $w = 2/T$ mit T als Wellenperiode in s, g als Erdbeschleunigung in ms^{-2} und ß als Strandneigung in Grad), ließen sich hochenergetische ("dissipative") von niederenergetischen ("reflektiven") Strandsituationen quantitativ unterscheiden.

Kurz darauf wurden von SHORT (1979) und WRIGHT et al. (1979) sich ergänzende, dreidimensionale Zustandsmodelle vorgestellt, aus denen sich verschiedene morphodynamische Entwicklungsstufen eines Strandsystems ableiten ließen. Gleichzeitig ersetzten sie den Brandungsparameter (ε) durch die einfache empirische Beziehung $B_s = H_b/W_sT$, in welcher der Zahlenwert von B_s den jeweils herrschenden Strandzustand ausdrückt, der sich aus dem Verhältnis zwischen der Brecherhöhe H_b (m) und dem Produkt aus der Sinkgeschwindigkeit des Strandsandes (ms^{-1}) und der Wellenperiode (s) ergibt (s. DEAN 1973). Werte von $B_s < 1$ beschreiben reflektive, Werte von $B_s > 6$ dissipative und dazwischenliegende Zahlenwerte definieren intermediäre Strandzustände.

Aus beiden Gleichungen geht eindeutig hervor, daß neben sedimentspezifischen Parametern vor allem das örtliche Wellenklima von ausschlaggebender Bedeutung für das morphodynamische Verhalten eines Sandstrandes ist. Demnach gibt es für jeden Strand kritische Wellenparameter, bei denen ein reflektiver Zustand in einen dissipativen umschlägt und umgekehrt, wobei sich reflektive Bedingungen durch strandwärtigen, dissipative durch seewärtigen Sedimenttransport auszeichnen. Jeder Strand hat somit ein dynamisches Eigenleben, das sich irgendwo zwischen voll dissipativen und stark reflektiven Zuständen hin und her bewegt, wobei die jeweils durchlaufene Spanne allein vom örtlichen Wellenklima und der Korngröße des Strandsandes abhängt. Dieser Durchbruch im Verständnis strandmorphodynamischer Prozesse ist in nicht unerheblichem Maße durch Studien an Dünungsküsten begünstigt worden, da nur hier die Voraussetzungen gegeben sind, den Anpassungsprozess auf täglicher Basis zu verfolgen. Eine gute Zusammenfassung des strandmorphodynamischen Prinzips an makrotidalen Küsten geben WRIGHT et al. (1982).

Dieses Prinzip konnten SUNAMURA & TAKEDA (1984) anhand des dynamischen Verhaltens von strandparallelen Riffen für drei verschiedene Korngrößen in Einzeldiagrammen empirisch quantifizieren. In Abb. 23A sind die kritischen Wellenperioden und -höhen als Funktion der Korngröße in einem Diagramm vereinigt worden (nach FLEMMING 1987).

Dabei zeigt sich, daß bei konstanten Wellenparametern feinsandige Strände im kritischen Bereich stets dissipativer bzw. weniger reflektiv reagieren als grobsandige Strände. Auch wird deutlich, daß im Falle von Spiekeroog eher dissipative als reflektive Strandzustände zu erwarten sind. Diese Prognose deckt sich qualitativ mit dem überwiegend dissipativen Erscheinungsbild der ostfriesisischen Inselküste und erklärt sich aus dem lokalen Wellenklima, in welchem Wellenperioden von 5-7 Sekunden vorherrschen (NIEMEYER 1975).

In Abb. 23B ist das Transportverhalten bei der für Spiekeroog typischen Korngröße von 0,180 mm (2,48 phi) als Funktion von Wellenperiode und Brecherhöhe aufgetragen. Aus dem Diagramm geht hervor, daß bei einer durchschnittlichen Wellenperiode von T = 6 s der Übergang vom Ruhezustand zu strandwärtigem Transport bei einer Brecherhöhe von ca. 0,6 m und von strandwärtigem zu seewärtigem Transport bei ca. 1,15 m liegt. Jeder Sturm, mit Wellen von 1 m Höhe oder darüber, erzeugt somit dissipative Bedingungen, die sich entweder in der Bildung neuer bzw. in der Festigung bestehender Riffe niederschlägt. Praktisch jeder Wintersturm dürfte diese untere Randbedingung überschreiten, während sommerliche Starkwindereignisse aus dem nördlichen Sektor in der Regel darunter liegen und somit strandwärtigen Transport auslösen.

Da die südliche Nordseeküste hauptsächlich von Windseen heimgesucht wird und somit keiner dauerhaften Dünung ausgesetzt ist, läuft das dynamische Geschehen in Form von kurzlebigen Einzelereignissen ab, die von längeren Ruhephasen unterbrochen sind. Aus diesem Grunde läßt sich die Strandmorphodynamik der Inselküste nicht als kontinuierlicher Prozeß verfolgen, sondern wird als eine Serie von Momentaufnahmen wahrgenommen, auf denen die Strandzustände als Relikte von Wellenereignissen zu verstehen sind, die jeweils Tage, Wochen oder gar Monate zurückliegen können. Hierin mag die Tatsache begründet liegen, daß das örtliche strandmorphodynamische Geschehen von einigen Autoren irrtümlicherweise als Langzeitphänomen gedeutet worden ist (ECKEL 1974; DETTE 1980; s. auch HEMPEL 1985).

Der normale Sommer-/Winterrhythmus zwischen reflektiven und dissipativen Strandzuständen läßt sich vor Ort aus der Verlagerung der Strandberme und der daraus resultierenden Veränderung im Neigungswinkel des Strandes ableiten. Wie aus den Vermessungsprofilen von Abb. 24 hervorgeht, beträgt die Spanne zwischen der Sommer- und der Winterberme auf Spiekeroog 80-100 m (FLEMMING 1989). Vergleicht man die gemessenen Neigungswinkel mit den empirisch ermittelten Werten für reflektive bzw. dissipative Strände bei gleichen Korngrößen (Abb. 25; verändert nach FLEMMING & FRICKE 1983), so stellt man fest, daß der Winterstrand mit einer Neigung von rund 0,5° dem für Feinsand üblichen dissipativen Profil entspricht. Der Sommerstrand dagegen ist mit bis zu 14° ungewöhnlich steil. Die Norm liegt eher bei 2°. Normalerweise findet man so steile Strände nur in groben bis sehr groben Sanden. Die Ursache für dieses extrem reflektive Strandprofil ist z.Zt. noch unbekannt.

Bei näherer Betrachtung fällt auf, daß dieser steilste Bereich auf den Strandabschnitt oberhalb der MHW-Linie beschränkt ist. Darunter wird der Strand zunehmend flacher, erreicht an der Mittelwasserlinie ein normales reflektives Profil und nimmt kurz vor dem inneren Riff, ca. 30 cm über der MNW-Linie, sogar ein voll dissipatives Profil an. Hier wird deutlich, daß der Sommerstrand auf Spiekeroog in einen oberen, reflektiven und einen unteren, dissipativen Zustandsbereich gespalten ist. Offensichtlich reicht die Wellenenergie in den Sommermonaten nicht aus, das dissipative Strandprofil des vorangegangenen Winters über den gesamten Tidenbereich vollständig in ein reflektives umzuwandeln. Damit erklärt sich auch der allgemein dissipative Charakter der ostfriesischen Inselstrände.

Neben dem Jahresrhythmus erkennt man auf Luftbildern der letzten 30 Jahre auch die Auswirkung von Extremereignissen auf die Morphodynamik. Hier sind vor allem die Orkanfluten von 1962 und 1976 gemeint, die den Strand im zentralen Bereich der Insel um annähernd 300 m bzw. 200 m zurückversetzt haben (Abb. 24). Aus den Luftbildern geht ebenfalls hervor, daß diese Verluste in beiden Fällen wieder voll ausgeglichen worden sind. Im ersten Fall nahm der Ausgleich 15 Jahre, im zweiten Fall 10 Jahre in Anspruch. Dieser Vorgang ist in der Zeitserie von Abb. 26 schematisch wiedergegeben. Deutlich erkennt man, wie sich der Strand Jahr für Jahr in kleinen Schritten aus seinem vorgelagerten Riffspeicher regeneriert. Dieser Prozeß hält so lange an, bis entweder der ursprüngliche Gleichgewichtszustand erreicht ist oder aber ein neuer Einbruch erfolgt. Auch diese Tatsache spricht entschieden gegen einen substantiellen Sedimentverlust durch küstenparallelen Transport.

Wie aus Abb. 27 ersichtlich ist, hat es in den letzten 100 Jahren nur zwei Extremereignisse gegeben, die auf Spiekeroog vorübergehend zu erheblichen Strandverlusten geführt haben. Selbst die schweren Winterstürme von 1982 und 1990 haben keinen vergleichbaren Effekt gehabt. Dies mag ein Hinweis darauf sein, daß erst ein gewisser Grenzwert überschritten werden muß, bevor es zu einer außergewöhnlichen Massenerosion am Strand kommt. Um welchen Grenzwert es sich dabei handelt, muß im einzelnen noch geklärt werden.

Supralitorale Prozesse und fazielle Gliederung der Insel

Für die morphodynamische Entwicklung der von Schutzwerken unbeeinflußten Inselbereiche, sind neben den hydrographischen Kräften vor allem äolische Prozesse verantwortlich, wobei die Vegetation das äußere Erscheinungsbild wesentlich mitgestaltet hat. Im Falle der Ostplate von Spiekeroog ist der Verlandungsprozeß historisch gut dokumentiert (z.B. HOMEIER & LUCK 1969; ECKEL 1974). Wie Eingangs im Detail erläutert (s. Abb. 9), führte die zunehmende Eindeichung der Harlebucht zu einer fortschreitenden Versandung der ursprünglichen Harle Balje. Auf diese Weise verschmolzen ehemalige Platen - die sog. Sockelplaten von

ECKEL (1974) - zu einem durchgehenden, lateralen Inselwatt. Der letzte Schritt von dieser offenen Wattküste zu einer in unregelmäßigen Abständen überspülten, supralitoralen Flugsandplate vollzog sich schließlich im Laufe der vergangenen 100 Jahre.

Die Basis der heutigen Ostplate wird somit von Seegat-, Rinnen- und Wattablagerungen aufgebaut. Die Flugsandplate selbst entwickelte sich im Schutze von Strandwallbildungen und Nehrungshaken, die sich vom alten Inselkern allmählich nach Osten ausdehnten und damit immer größere Flächen dem Verlandungsprozeß zugänglich machten. Das rückwärtige Platenwachstum erfolgte zunächst durch eine Kombination von aquatischen und äolischen Prozessen, wobei ein substantieller Sedimenteintrag durch Überspülung der Strandberme im wesentlichen auf die Wintermonate beschränkt war. Dieser Prozeß läßt sich heute besonders gut im Osten der Insel Borkum und im zentralen Bereich von Spiekeroog (Leegte) verfolgen.

Welchem der beiden Mechanismen die größere Bedeutung zukommt, ist nicht sofort ersichtlich. Betrachtet man die später einsetzende, durch die Vegetation begünstigte Dünenbildung, dann besteht kaum ein Zweifel, daß der äolische Sedimenteintrag überwiegt. Zu welchem Zeitpunkt in der Platenentwicklung und in welchem Umfang die Mikrobenmatten des Farbstreifensandwattes am Verlandungsprozeß beteiligt waren, ist im Detail noch ungeklärt. Es ist jedoch höchst zweifelhaft ob sie als notwendige Voraussetzung zur Inselbildung - wie u.a. von KRUMBEIN (1987) postuliert - betrachtet werden können. So läuft z.B. der derzeitige Verlandungsprozeß an der Ostspitze Spiekeroogs völlig ohne Einfluß mikrobieller Prozesse ab (MANN et al. 1990).

Wie aus Abb. 12 ersichtlich ist, gab es auf der Wattseite der Flugsandplate bis Mitte 1960 noch keine Salzwiesen. Offensichtlich wurden erst mit dem Einsetzen der Primärdünenbildung die richtigen Voraussetzungen für die Vegetationsentwicklung geschaffen. Danach breiteten sich die Salzwiesen allerdings mit geradezu atemberaubendem Tempo aus. Innerhalb von wenigen Jahren wurden mehrere Quadratkilometer beschlagnahmt. Gleichzeitig nahm die laterale Ausdehnung und das Höhenwachstum der Dünen zu. Schon um 1980 existierte eine fast geschlossene Dünenkette, die sich bis zur Ostbake der Insel erstreckte. Diesen, vom normalen Transgressionsablauf unabhängigen Verlandungsprozeß, der ausschließlich anthropogene Ursachen hatte, erkennt man am Fehlen von schlickreichen Wurzelhorizonten an der Dünenbasis, die hier nicht auf Salzwiesenablagerungen, sondern direkt auf der Flugsandplate ruht.

Luftbilder zeigen, daß der Dünengürtel der Ostplate in auffalled regelmäßigen Abständen durchbrochen ist. Viele dieser Durchbrüche sind tief ausgekolkt und gehen in große Schwemmfächer über, die sich weit in die oberen Salzwiesen hinein erstrecken. Hier offenbart sich ein wichtiger inseldynamischer Prozeß. Bekanntlich werden Dünendurchbrüche durch Sturmwellen erzeugt (z.B. LEATHERMAN 1976), wobei in diesem Fall ihre regel-

mäßige Staffelung offensichtlich mit dem Resonanzphänomen im Inselvorfeld zusammenhängen muß. Die dynamische Topographie der Randwelle (Abb. 20) zeichnet sich am Strand, jeweils im Abstand einer Wellenlänge, durch erhöhte Wasserstände aus. An diesen Stellen konzentriert sich besonders viel Wellenenergie, was zu verstärkter Erosion am Dünenfuß und schließlich zum Durchbruch führt. Dünendurchbrüche wirken demnach wie Ventile, durch die überschüssige Energie abgebaut wird. Gleichzeitig wird auf diesem Wege Sediment aus der Strandzone ins Rückseitenwatt verfrachtet. Da im Bereich der alten Inselkerne keine Durchbrüche existieren bzw. früher eventuell vorhandene Durchbrüche im Zuge des Inselschutzes bauamtlich geschlossen wurden (z.B. Hammersee auf Juist), kommt es hier punktuell immer wieder zu schweren Sturmschäden.

Aus bisher nicht geklärten Ursachen hat sich an der Grenze zwischen dem alten Inselkern und der Ostplate eine ausgedehnte Flugsandplate erhalten (Leegte), die bis in die Andelzone (Heller) hineinreicht (Abb. 28). Jüngste Untersuchungen in diesem Gebiet (HOLZFÖRSTER 1989; PATZIG 1989; HOLZFÖRSTER & FLEMMING 1990) haben gezeigt, daß diese Zone ein äußerst dynamisches Kurzzeitverhalten aufweist. Innerhalb von wenigen Tagen können flächenhafte Höhenunterschiede von bis zu 20 cm gemessen werden. Allerdings sind diese sommerlichen Flugsandeinträge wenig lagestabil und können schon nach ebenso kurzer Zeit wieder abgetragen sein (Abb. 29). Solche kurzlebigen Schwankungen im Höhenniveau überlagern den wesentlich langsamer verlaufenden Verlandungsprozeß und erlauben daher keine Rückschlüsse auf die langfristigen, absoluten Aufwuchsraten (s. auch CHRISTIANSEN & KRISTENSEN 1986).

Ist das Sedimentgefüge im trockenen Strandbereich noch ausschließlich durch physikalische Ab- und Umlagerungsprozesse geprägt, so findet man im zentralen Bereich der Flugsandplate zunehmend dünne Mikrobenfilme in die Schichtenfolge eingeschaltet. Im südlichen Teil dagegen treten regelrechte Mikrobenmatten auf. Mit ihrer stark verfilzten Struktur tragen sie zwar zur Stabilisierung der Sedimentoberfläche bei (GERDES et al. 1985), fördern dabei aber den Verlandungsprozeß kaum, der ja gerade hier - im Vergleich zur weiteren Umgebung - am wenigsten fortgeschritten ist. Die Bildung verfilzter Matten scheint eher dazu zu dienen, die Versickerung von überspültem Seewasser zu verzögern, um auf diese Weise die Überlebenschancen der Mikroben in einem Lebensraum, der hart an der oberen Grenze ihrer Existenzfähigkeit liegt (bis NN +1,8 m), zu wahren. So betrachtet, stellen sich die Mikrobenmatten als ein hochkomplexes System dar, das durch seine Anpassungsfähigkeit einen äußerst lebensfeindlichen Raum erobern konnte.

Die komplexe, stockwerkartige Struktur des mikrobiellen Systems ist auf dem schematischen Schichtmodell von Abb. 30 erkennbar (nach GERDES et al. 1985). In der Regel beginnt die Abfolge mit einer dünnen Sandlage. Darauf folgt eine Schicht mattenbildender Cyanobakterien, die sich im Feld durch einen blaßgrünen Schimmer verraten. Nach Aufsedimentation

wird das angereicherte organische Material der Matten durch chemoorganotrophe Bakterien unter Freisetzung von Sulfid abgebaut, das durch Verbindung mit Schwermetallen für die schwarze Verfärbung des Sediments verantwortlich ist. Bei günstigen Lichtverhältnissen kommt es dann zur Ausbildung einer zwischengeschalteten Lage von phototrophen Schwefel-Purpurbakterien (Anoxybakterien), die durch ihre kräftige orange-rote Farbe in der Regel zuerst wahrgenommen werden. Nach Aufsedimentation verlagern die Cyanobakterien ihre Aktivität ebenfalls nach oben, wodurch der Prozeß von neuem beginnen kann. Solche in der Natur übereinandergestapelte Abfolgen verleihen dem Sediment das typische Laminitgefüge (GERDES et al. 1985).

Die Hydrographie der Ostplate wird durch das Wechselspiel zwischen Überspülungen der Berme bzw. Stauhochwasserständen des Meeres und der Niederschlagstätigkeit im Küstenraum geprägt, wobei ein deutlicher saisonaler Effekt zu erkennen ist (PATZIG 1989). In den Sommermonaten wird die Berme höchstens bei Springtide überschritten und so stellt man häufig eine Aussüßung durch Regenwasser fest, die sich randlich zu den Primärdünen besonders hervorhebt. Dieser Effekt läßt sich anhand der Kartenserie von Abb. 31 nachvollziehen. In Abb. 31A ist die Topographie der Flugsandplate wiedergegeben. Man erkennt eine flache, trichterförmige Rinnenstruktur, die nach Süden leicht ansteigt. Überraschenderweise wird diese Rinnenstruktur im Grundwasserspiegel nachgezeichnet (Abb. 31B). Die Erklärung dafür liefert die synoptische Darstellung der Grundwassersalinitäten (Abb. 31C), die ebenfalls eine analoge Rinnenstruktur aufweist. Offensichtlich liegen in den benachbarten Primärdünen flache Süßwasserlinsen, die sich seitwärts, bei zunehmender Vermischung, über das Salzwasser der Flugsandplate schieben, wobei die Einstellung eines Gleichgewichts durch das Wechselspiel zwischen Überspülungshäufigkeit und Niederschlagstätigkeit verhindert wird.

Dem Verlandungsprozeß entsprechend unterliegen Strand, Flugsandplate, Dünen und Salzwiesen ganz unterschiedlichen Sedimentationsgesetzen, die durch charakteristische fazielle Merkmale gekennzeichnet sind. Dabei treten zahlreiche vertikale und horizontale Verzahnungen auf, die sowohl fließende als auch scharfe Übergänge haben können. Bezieht man den nassen Strand mit ein, so lassen sich nach HOLZFÖRSTER & FLEMMING (1990) mindestens 10 solcher Fazieszonen unterscheiden (Abb. 32).

1) Nasser Strand (MNW-MHW):

Diese Zone zeichnet sich durch ein überwiegend seewärts einfallendes Laminargefüge aus, das sich durch extrem spitzwinklige Diskordanzen auszeichnet. Die Neigungswinkel rangieren zwischen ca. 0,5° für dissipative und 14° für stark reflektive Strandzustände. Häufig sind einzelne Muschelschalen oder dünne Schillbänder in die Schichtfolge eingeschaltet. Auch Blasensand und Rippelschichtung kommen vor. Bei Auftreten von Strandriffen können landwärts einfallende Schrägschichtungspackete eingeschaltet sein, wie sie in Abb. 33 (nach REINECK

1960) wiedergegeben sind. Strandpriele dagegen zeichnen sich häufig durch strandparallel-orientierte Schüttung aus, die von kleinen subaquatischen Dünen erzeugt wird.

2) Trockener Strand und Strandberme (MHW bis MHW +70 cm):

Auch diese Zone wird durch ein laminares Gefüge dominiert, das hier aber schon faßt horizontal angeordnet ist. Häufig sind Lagen aus Blasensand eingeschaltet, die, durch dünne Sandlagen getrennt, oft stockwerkartig mehrfach übereinandergestapelt sein können. Unterbrochen wird dieses monotone Gefüge lediglich durch Strandwallablagerungen, die ebenfalls eine landwärtige Schüttung aufweisen (Abb. 34; nach REINECK 1960). Allerdings unterscheidet sich das Interngefüge deutlich von dem der Strandriffe (vgl. Abb. 33).

3) Nördliche Flugsandplate (MSpHW -20 cm bis MSpHW):

Dieser Bereich ist im Sommer durch starke Flugsandbewegung geprägt, während im Winter Sedimentumlagerung durch Hochwassereinbrüche stattfindet. Das Gefüge ist durch Rippelschichtung, Blasensand, einzelne Muschelschalen und Schillhorizonte, aber auch dm-mächtige Schrägschichtung gekennzeichnet. Im Schichtprofil treten vereinzelt dünne Mikrobenfilme auf, die sich durch eine bräunlich-graue Verfärbung abheben. Das Höhenniveau fluktuiert stark im dm-Bereich.

4) Südliche Flugsandplate (MSpHW bis MSpHW +20 cm):

Sowohl die Überflutungshäufigkeit als auch die Sedimentumlagerung treten hier deutlich zurück. Die Sedimentoberfläche ist weiträumig durch dichtverfilzte Mikrobenmatten versiegelt. Da Oberflächenwasser nur langsam in das Sediment eindringen kann, liegt der Grundwasserspiegel hier sehr viel flacher als im nördlichen Flugsandbereich, wo das Grundwasser schneller zum Strand hin abfließen kann. Das Schichtgefüge weist alle Merkmale eines typischen Farbstreifen-Sandwattes auf, wobei lebende Mikrobenhorizonte in mehreren Stockwerken übereinander gelagert sein können. Auch der Queller tritt hier in Höhe der MSpHW-Linie häufiger und in dichteren Beständen auf. Sie wirken im Sommer als ausgezeichnete Sedimentfallen und tragen somit erheblich zum kurzfristigen Sedimentaufwuchs bei, während sie gleichzeitig der Sedimentumlagerung entgegenwirken.

5) Primärdünen (MSpHW +120 cm bis >220 cm):

Diese Zone ist am südlichen Rand der Flugsandplate nur schmal und vergleichsweise niedrig ausgebildet, was auf ein geringeres Materialangebot schließen läßt. Da es sich um vegetationsgebundene Dünen handelt, fehlen steileinfallende Leeblätter. Das Schichtprofil zeigt

daher ein meist laminares Gefüge mit geringen Neigungswinkeln, das vom Wurzelwerk der Strandquecke durchzogen ist.

6) Sandgroden (MSpHW +25 cm bis MSpHW +50 cm):

Der Übergang zur oberen Salzwiese wird durch flache Sandkörper gebildet, die die erste geschlossene Vegetationsdecke aufweisen. Das Schichtprofil zeigt ein durch Flugsand aufgetragenes, grodenartiges Gefüge, in das humose Horizonte eingeschaltet sein können.

7) Kolkwannen und -ufer (MNW bis MSpHW +60 cm):

Bei stürmischen Nordwestwinden wird die Flugsandplate überspült, was auch hier zu tief ausgekolkten Dünendurchbrüchen geführt hat. Die Kolkwannen können Tiefen von bis zu 2 m erreichen, wobei an den südlichen Rändern regelrechte Uferwälle aufgeschüttet werden, die eine ausgeprägte Sturmflutschichtung erkennen lassen. Häufig findet man auf den Uferwällen dichte Schillpflaster aus exhumierten Herzmuscheln, die in den ausgeschachteten Wattsedimenten enthalten waren.

8) Schwemmfächer (MSpHW +10 cm bis MSpHW +50 cm):

Die Uferwälle der Kolkwannen gehen über in ausgedehnte Schwemmfächer, die als morphologisches Element deutlich hervortreten. Sie überlagern die schlickreicheren Ablagerungen der bis knapp über MSpHW reichenden Salzwiesen. Die Sedimentation auf den Schwemmfächern erfolgt in episodischen und z.T. sehr energiereichen Schüben, wobei dünne, mikrobiell verfestigte Horizonte kurze Ruhepausen signalisieren, während sich bei längeren Pausen eine geschlossene Vegetationsdecke ausbildet (Rotschwingelzone).

Nach unten schließen sich die Salzwiesen des Inselrückseitenwatts an. Sie lassen sich in eine obere (Andel- und Schwingelzone) und eine untere Zone (Queller- und Schlickgraszone) unterteilen, wobei die jeweiligen Höhenlagen sowohl von der Überflutungshäufigkeit/Jahr als auch der Überflutungsdauer/Tide abhängen (Abb. 35, nach ERCHINGER 1987). In dieser Hinsicht unterscheiden sich die Salzwiesen des Inselrückseitenwatts nur unwesentlich von denen des Deichvorlandes (s. DÖRJES 1978).

9) Obere Salzwiesen (MHW bis MHW +40 cm):

Die oberen Salzwiesen, die auch als Andel- und Schwingelzone (Heller) bekannt sind, nehmen den Raum geringster Umlagerungsintensität ein. Die halophilen Pflanzen der oberen Salzwiesen zeichnen sich durch eine extrem hohe Salzresistenz aus. Schlickreiche Sedimente mit einem Feinanteil von über 70 % kennzeichnen den zunehmenden Einfluß des geschützten

Inselrückseitenwattes. Eine markante Erosionsdiskordanz grenzt den relativ geringmächtigen Salzwiesenhorizont gegen darunterliegende Sandschichten ab, die vermutlich von der letzten Orkanflut (1976) stammen.

10) Untere Salzwiesen (MHW -40 cm bis MHW):

Die unteren Salzwiesen bilden die letzte Fazieszone vor dem offenen Rückseitenwatt. Die Vegetation besteht hier im wesentlichen aus echten Salzpflanzen, vertreten durch den Queller und das Schlickgras. Der Grenzbereich zwischen den oberen und unteren Salzwiesen ist stark verzahnt, wenngleich der Übergang in der Regel sehr scharf ausgebildet ist. Das Sedimentgefüge ist total entschichtet, wobei der Schlickanteil wieder stark zurückgeht. Bereits nach einer schmalen Übergangszone befindet man sich im reinen Sandwatt.

Sedimentologie und Dynamik des Rückseitenwattes

Traditionell werden in den Watten der südlichen Nordsee drei Sedimenttypen auf der Basis des Schlickgehalts unterschieden (z.B. SINDOWSKI 1973; s. auch LITTLE-GADOW 1978): nämlich Schlickwatt (Feinanteil über 50 %), Mischwatt (Feinanteil 5-50 %) und Sandwatt (Feinanteil unter 5 %). Eine solche Dreiteilung erschien schon deshalb sinnvoll, weil sich damit die Siedlungszonen bestimmter Lebensgemeinschaften im Watt sinnvoll gegeneinander abgrenzen ließen (Abb. 36; nach DÖRJES 1978). Wie aus Abb. 37 ersichtlich ist, gibt es nach diesen sedimentologischen Kriterien im Spiekerooger Watt nur vereinzelt kleine Flecken von reinem Schlickwatt. Der weitaus größte Teil besteht aus Mischwatt und reinem Sandwatt, das vor allem im zentralen Wattbereich vorgefunden wird.

Da die Grobfraktion im wesentlichen aus feinem bis sehr feinem Sand aufgebaut ist, erscheint das Sandwatt auf der Basis von Siebanalysen als relativ homogene Sedimentfläche. Erst die Verwendung hochauflösender Sedimentationsverfahren zur Korngrößenanalyse ermöglichte eine feinere Differenzierung (FLEMMING 1989; ZIEGLER 1989). Trägt man z.B. die relative Konzentration des sehr feinen Sandes (0,063-0,125 mm) in 0,5-phi Schritten auf (Abb. 38A & 38B), dann zeigt sich, daß diese beiden Fraktionen weitgehend voneinander getrennt abgelagert worden sind, wobei die Verteilung der feineren Fraktion (0,063-0,088 mm) auffallend stark mit der Schlickverteilung übereinstimmt. Offenbar haben die Schlickflocken ein hydraulisch äquivalentes Sinkverhalten zum feinsten Sand. Diese Korrelation ist in Deichnähe besonders gut entwickelt, weicht aber im übrigen Wattgebiet aus zunächst nicht ersichtlichen Gründen von diesem Trend ab.

Eine Erklärung für dieses abweichende Verhalten läßt sich aus den natürlichen Energieverhältnissen im Watt ableiten. Trägt man alle 0,5-phi Fraktionen, die >50 % zum Gesamtsedi-

ment beitragen, gemeinsam auf (Abb. 39), dann zeichnet sich in der Sandfraktion ein senkrecht zur Küste verlaufender Energiegradient ab (ZIEGLER et al. 1990), wie er auch schon früher am Beispiel des Gesamtsediments dokumentiert worden war (LINKE 1939; VAN STRAATEN & KUENEN 1957; POSTMA 1961). Auch die Insel ist folgerichtig in diese Abfolge eingebettet. Allerdings zeigt sich hier, daß die deichfernen Schlickgebiete keine Beziehung zum Energiegradienten aufweisen, sondern wie Fremdkörper im Watt liegen. Bei näherer Betrachtung stellt man fest, daß es sich durchweg um Schlick handelt, der als Pseudokot im Umfeld von Miesmuschelbänken angereichert worden ist und somit als ein vom Energiegradienten unabhängiges, biologisch produziertes Feinsubstrat zu betrachten ist.

Die außerordentlich klare Beziehung zwischen der nicht-biologisch gesteuerten Sedimentation und dem örtlichen Energieniveau, kann nur durch einen fortwährenden Sortierungsprozeß zustande kommen. Das wiederum setzt eine ständige Resuspension bzw. Umlagerung voraus. In der Tat zeichnet sich das Watt durch eine hohe zeitliche und räumliche Veränderlichkeit aus, die aber nie zum Verlust seines Gesamtcharakters führt. Die durchschnittliche Veränderlichkeit in cm/Jahr ist für das Spiekerooger Watt in Abb. 40 wiedergegeben (FLEMMING 1986). Deutlich heben sich Bereiche hoher von solchen geringer Veränderlichkeit ab, wobei sich Zonen sowohl positiver als auch negativer Tendenz unterscheiden lassen. Besonders hohe Veränderlichkeiten treten stets in der Nachbarschaft von Rinnen und Prielen auf, während sich Platen durch geringe Veränderlichkeiten auszeichnen. Eine volumetrische Bilanz der Umlagerung ergab für den in Abb. 40 dargestellten Kartenausschnitt einen Sedimentzuwachs von $> 1 \times 10^6$ m^3/Jahr - ein Hinweis darauf, daß das Watt im Aufwuchs begriffen ist. Diese Zufuhr ist allerdings größer als zur Kompensation des Meeresspiegelanstiegs von z.Zt. 25 cm/Jhdt. erforderlich wäre. Da die Gesamtbilanzierung aber nur einen Zeitraum von 14 Jahren bestrich, mag damit lediglich ein ungewöhnlich hoher Kurzzeittrend erfaßt worden sein.

Bei der Sortierung der Wattsedimente spielen Rinnen- und Prielverlagerungen offensichtlich eine wichtige Rolle. In den meisten Fällen handelt es sich um Pendelbewegungen, die innerhalb von wenigen Jahren relativ große Flächen bestreichen können, wie das Beispiel in Abb. 41 dokumentiert (FLEMMING & DAVIS 1990). Die Ursachen solcher Mäanderbewegungen sind z.Zt. noch unbekannt, mögen aber mit Wasserstandsschwankungen und damit verbundenen Veränderungen im Tidenvolumen zusammenhängen, wie sie regelmäßig im Spring-/Nipptidenrhythmus oder episodisch durch Windstau bei Sturmflutereignissen auftreten. Im Zuge solcher Pendelbewegungen wird der gesamte Sedimentkörper innerhalb der Mäanderfläche bis auf die Rinnentiefe umgelagert. Dabei kommt es zur Ausbildung eines regelrechten Schillpflasters an der Rinnenbasis (SCHUBERT 1989; SCHUBERT et al., im Druck). Das mobilere Sediment dagegen wird in den unterschiedlichen Transportmodi verschiedener Sohlformen abgetragen und an anderer Stelle wieder abgelagert (Abb. 42).

Die im Laufe eines Spring-/Nipptidenzyklusses mehrfach wiederholten Echolotaufnahmen (Abb. 42) dokumentieren, daß sich die Sohlformen ständig an die veränderten hydraulischen Bedingungen anpassen (Abb. 43). So nimmt in diesem Beispiel die Höhe der Dünen von durchschnittlich 1,0 m bei Springtide auf 0,6 m bei Nipptide ab, während sich gleichzeitig der Kammabstand von 28 m auf 11 m reduziert (DAVIS & FLEMMING 1989). Interessanterweise folgen diese Werte genau der von FLEMMING (1988) empirisch abgeleiteten Gesetzmäßigkeit in den Dimensionsverhältnissen, wonach der mittlere Trend durch eine Potenzgleichung definiert werden kann ($H = 0{,}0677\ L^{0{,}8098}$ mit H der Höhe in m und L dem Kammabstand in m). Damit ist nachgewiesen, daß strömungstransversale Sohlformen auch in Tidenrinnen, trotz ständig wechselnder Strömungsgeschwindigkeiten und Wassertiefen, einen Gleichgewichtszustand erreichen können, der den hydraulischen Bedingungen angepaßt ist. Das schließt natürlich nicht aus, daß sich die gleichen Sohlformen im Verlauf eines einzelnen Tidenzyklusses stets in einem gewissen Phasenrückstand befinden (z.B. ALLEN 1974).

Wie auf Abb. 44 zu erkennen ist, durchläuft die Bodenfracht im vorliegenden Fall das gesamte Sohlformspektrum bis in den oberen ebenen Sohlbereich hinein und zwar sowohl in der Flut- wie auch der Ebbphase, wobei in diesem Fall der Ebbstrom die höhere Spitzengeschwindigkeit erreicht. Diese Dominanz des Ebbstroms geht noch deutlicher aus dem zeitlichen Verhältnis der einzelnen Transportphasen hervor:

		FLUTSTROM	EBBSTROM
kein Transport	:	130 min (34,2 %)	100 min (26,4 %)
Rippeln	:	105 min (27,6 %)	45 min (11,8 %)
Dünen	:	65 min (17,1 %)	75 min (19,7 %)
obere ebene Sohle	:	80 min (21,1 %)	160 min (42,1 %)
Gesamt:		380 min (100 %)	380 min (100 %)

Hier wird deutlich, daß der Ebbstrom eine obere ebene Sohlphase durchläuft, die doppelt so lange dauert wie die des Flutstroms und die obendrein durch eine höhere Spitzengeschwindigkeit ausgezeichnet ist. In Abb. 45 läßt sich der gleiche Vorgang im Zeit-/Geschwindigkeitsdiagramm als Funktion der Tidenphase verfolgen.

Aus diesen Sohlformverhältnissen läßt sich das vertikale Gefüge im Mäanderbereich einer Sandplate ableiten (DAVIS & FLEMMING 1990). Wie oben bereits erwähnt, wird die Basis der Sedimentsäule von einem Schillpflaster gebildet. Darüber folgen bis zu 1 m mächtige Schrägschichtungspakete, die je nach Rinnenlage sowohl ebb- wie auch flutorientiert sein können. In beiden Fällen müßten ganze Serien von Tidenbündeln erhalten sein, die jeweils

mehrere lunare Zyklen erkennen lassen. Das Dünengefüge wird nach oben mit relativ scharfer Grenze durch Kleinrippelgefüge abgelöst, in welchem beide Stromrichtungen zur Geltung kommen. Auch Flaserschichtung kann vereinzelt auftreten. Den Abschluß der Schichtfolge bilden in der Regel Wellenrippelgefüge unterschiedlicher Richtung. Das höchste Erhaltungspotential dieser Idealabfolge haben natürlich die tieferen Rinnenablagerungen, da in einer transgressiven Sequenz die höherliegenden Schichten der landwärts von der Rinne gelegenen Plate in der Regel aufgearbeitet werden. Dies erklärt wenigstens z.T. die Dominanz von Rinnensedimenten in fossilen Tidenablagerungen.

Ausblick

Diese Darstellung der Entwicklung und Morphodynamik eines ostfriesischen Düneninselsystems wäre unvollständig, wenn nicht - im Hinblick auf eine postulierte Beschleunigung des Meeresspiegelanstiegs in den nächsten 100 Jahren (z.B. ETKINS & EPSTEIN 1982) - auch auf einige Konsequenzen einer solchen Entwicklung eingegangen würde. Von vorrangigem Interesse wären hier vor allem potentielle Auswirkungen auf die Lagestabilität der Inseln.

Wie eingangs am Beispiel der Insel Juist dargestellt (vgl. Abb. 7), reagieren Düneninseln auf einen steigenden Meeresspiegel durch eine landwärtige Verlagerung des Gesamtsystems unter gleichzeitigem Aufwuchs des Rückseitenwatts. Durch die Verlagerung des Systems wird im Inselvorfeld Sediment freigesetzt, das zum Ausgleich des Defizits im Rückseitenwatt genutzt wird. Wie bereits diskutiert, erfolgt diese Umlagerung durch eine verstärkte Überspülung der Strandberme mit Dünendurchbrüchen und Schwemmfächerbildung als Begleiterscheinung, sowie durch einen zunehmenden Transport um die West- und Ostköpfe der Inseln. Bei einem Meeresspiegelanstieg von 1 m würde das Sedimentdefizit im Rückseitenwatt der Insel Spiekeroog ca. 108 x 10^6 m^3 betragen (ZIEGLER 1989; ZIEGLER & FLEMMING 1990). Um dieses Volumen im Inselvorfeld freizusetzen, müßte sich die Insel um 700-1000 m landwärts verlagern, je nachdem bis in welche Wassertiefe der Mobilisationsprozeß wirksam wird (Abb. 46).

Dieser Ausgleichsprozeß setzt voraus, daß die gegenwärtige Deichlinie gehalten werden kann und daß die Umlagerung des Sediments aus dem Inselvorfeld ins Rückseitenwatt ohne wesentliche Behinderungen ablaufen kann. Wie die Bilanzierung der Wattsedimente über einen kürzeren Zeitraum bereits angedeutet hat, dürfte dieser Prozeß im Falle der Insel Spiekeroog ohne größere Schwierigkeiten zu verkraften sein. Allerdings müßte die zukünftige Planung auf der Insel von einer Strandlinie ausgehen, die bis zu 1 km weiter südlich läge als die heutige. Die gegenwärtige Lage des Dorfkerngebietes wäre von einer solchen Entwicklung noch nicht berührt, wenngleich mehr randliche Lagen in Mitleidenschaft gezogen werden könnten (Abb. 47). Andere Inseln wären da schon in einer sehr viel ungünstigeren Situation.

In dieser Frage hängt viel davon ab, wie die verantwortlichen Behörden auf eine solche Entwicklung reagieren würden. In jedem Falle wäre es besser den Naturprozeß so uneingeschränkt wie möglich ablaufen zu lassen, als sich darauf einzulassen, die Inseln in ihrer jetzigen Lage um jeden Preis erhalten zu wollen. Wenngleich z.Zt noch kein akuter Handlungsbedarf besteht, so sollte man dennoch schon heute beginnen, sich Gedanken über mögliche Lösungen und ihre Konsequenzen zu machen.

Literaturverzeichnis

AAGAARD, T. (1988): A study on nearshore bar dynamics in a low- energy environment; northern Zealand, Denmark.- J.Coast.Res. 4: 115-128.

AIGNER, T. (1985): Storm Depositional Systems. Lecture Notes in Earth Sciences 3, Springer, Berlin, 174 S.

AIGNER, T. & REINECK, H.-E. (1982): Proximality trends in modern storm sands from the Helgoländer Bight (North Sea) and their implications for basin analysis.- Senckenbergiana marit. 14: 183-215.

ALLEN, J.R.L. (1974): Reaction, relaxation and lag in natural sedimentary systems: general principles, examples and lessons.- Earth-Science Rev. 10: 263-342.

ANTIA, E.E. & FLEMMING, B.W. (1990a): Zur Sedimentologie und Morphodynamik der Rinnen- und Rückensysteme im unteren Sockelbereich der Ostfriesischen Inseln.- SEDIMENT 90 (Bonn), Band Poster, 3 S.

ANTIA, E.E. & FLEMMING, B.W. (1990b): Bodennahe Strömungsmuster und potentielle Sedimenttransportwege im unteren Sockelbereich der Insel Spiekeroog.- GEOTAGUNG 1990 (Bremen), Kurzfassungen (im Druck).

BACKHAUS, H. (1943): Die Ostfriesischen Inseln und ihre Entwicklung. Ein Beitrag zu den Problemen der Küstenbildung im südlichen Nordseegebiet.- Schr. Wirtschaftswiss. Ges. Studiums Niedersachsens, Reihe A, 12, 143 S.

BARCKHAUSEN, J. (1969): Entstehung und Entwicklung der Insel Langeoog. Beitrag zur Quatärgeologie und -paläogeographie eines ostfriesischen Küstenabschnittes.- Oldenburger Jahrb. 68: 239-281.

BARCKHAUSEN, J. (1970): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25.000. Erläuterungen zu Blatt Ostende-Langeoog Nr. 2211. Ergänzungsheft.- Nieders. Landesamt für Bodenforschung, Hannover, 31 S.

BASCOM, W.N. (1964): Waves and Beaches. Doubleday & Co., New York, 267 S.

BAUER, B.O. & GREENWOOD, B. (1990): Modification of a linear bar-trough system by a standing edge wave. Marine Geol. 92: 177-204.

BEHRE, K.-E. (1987): Meeresspiegelbewegungen und Siedlungsgeschichte in den Nordseemarschen.- Vortr. der Oldenburg. Landschaft 17: 1-47.

BEHRE, K.-E., DÖRJES, J. & IRION, G. (1985): A dated Holocene sediment core from the bottom of the southern North Sea.- Eiszeitalter u. Gegenwart 35: 9-13.

BOSE, P.K., CHAUDHURI, A.K. & SETH, A. (1988): Facies, flow and bedform patterns across a storm-dominated inner continental shelf: Proterozoic Kaimur Formation, Rajasthan, India.- Sediment. Geol. 59: 275-293.

CHAPPELL, J. & WRIGHT,L.D. (1978): Surf zone resonance and coupled morphology.- Proc. 16th Coastal Eng.Conf., Hamburg: 1359-1377.

CHAPPELL, J. & ELIOT, I.G. (1979): Surf-beach dynamics in time and space - an Australian case study, and elements of a predictive model.- Marine Geol. 32: 231-250.

CHRISTIANSEN, C. & KRISTENSEN, S.D. (1986): Two time scales of micro-tidal flat erosion and accumulation. II: Topographic changes.- GeoSkrifter Nr. 24 (Aarhus University): 103-112.

DAVIS, R.A. & FLEMMING, B.W. (1989): Time-series study of mesoscale tidal bedforms, Martens Plate, Wadden Sea, Germany.- 2nd Int.Res.Symp. on Clastic Tidal Deposits (Calgary), Program and Abstracts: 26.

DAVIS, R.A. & FLEMMING, B.W. (1990): Morphodynamics and stratigraphy of a sandy tidal flat complex: Martens Plate, Wadden Sea, Germany.- 13th Int.Sediment.Congress (Nottingham), Abstracts.

DEAN, R.G. (1973): Heuristic models of sand transport in the surf zone.- Proc.on Eng.Dynamics in the Surf Zone, Sydney (N.S.W.): 208-214.

DETTE, H.H. (1980): Migration of longshore bars.- Proc. 17th Conf. Civil Eng. (Sydney), Vol. II.

DOLAN, R., HAYDEN, B. & FELDER, W. (1979): Shoreline periodicities and edge waves.- J.Geol. 87: 175-185.

DÖRJES, J. (1978): Lebensräume.- In: REINECK, H.-E. (Hrsg.): Das Watt: Ablagerungs- und Lebensraum: 107-143; Kramer, Frankfurt.

DUANE, D.B., FIELD, M.E., MEISBURGER, E.P., SWIFT, D.J.P. & WILLIAMS, S.J. (1972): Linear shoals on the Atlantic continental shelf, Florida to Long Island.- In: SWIFT, D.J.P., DUANE, D.B. & PILKEY, O.H. (Hrsg.): Shelf Sediment Transport: Process and Pattern: 447-498; Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg.

ECKEL, H. (1974): Studien zur morphologischen Entwicklung der Ostplate Spiekeroogs.- Dissertation, Univ. Münster, 281 S. (unveröffentlicht).

EHLERS, J. (1984): Platenwanderung an der ostfriesischen Küste? Ergebnis der Luftbildauswertung von zwei Befliegungen der Wichter Ee (zwischen Norderney und Baltrum) im Sommer 1982.- Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg 57: 123-129.

EHLERS, J. (1988): The Morphodynamics of the Wadden Sea.- Balkema, Rotterdam, 297 S.

ERCHINGER, H.F. (1987): Funktion und Bedeutung der Salzwiesen.- In: Niedersächsisches Umweltministerium (Hrsg.): Umwelt-Vorsorge Nordsee:.303-316.

ETKINS, B. & EPSTEIN, E. (1982): The rise of global mean sea level as an indication of climate changes.- Science 215: 287-298.

FITZGERALD, D.M., PENLAND, S. & NUMMEDAL, D. (1984): Changes in tidal inlet geometry due to backbarrier filling: East Frisian Islands, West Germany.- Shore & Beach 52: 3-8.

FLEMMING, B.W. (1986): Sektion Meeresgeologie I.- In: ZIEGLER, W. (Hrsg.): Wissenschaftlicher Jahresbericht 1985 des Forschungsinstituts Senckenberg, Frankfurt am Main.- Cour.Forsch.-Inst. Senckenberg 85: 313-320.

FLEMMING, B.W. (1987): Strandmorphodynamik: ein quantitativer Ansatz zur Aufklärung von Ursache/Wirkungsprozessen an klastischen Küsten.- 54. Tagung der Arbeitsgemeinschaft NW-deutscher Geologen, Norderney, Kurzfassungen der Vorträge: 12-14.

FLEMMING, B.W. (1988): Zur Klassifikation subaquatischer, strömungstransversaler Transportkörper.- Bochumer geol. u. geotechn.Arb. 29: 44-47.

FLEMMING, B.W. (1989): Jahresbericht für 1988: Sektion Meeresgeologie I.- Senckenberg-am-Meer, Bericht 89/1: 3-25.

FLEMMING, B.W. & ANTIA, E.E. (1989): Origin of the nearshore ridge and swale topography along the mesotidal barrier island coast of the southern North Sea.- 2nd Int.Res.Symp. on Clastic Tidal Deposits (Calgary), Abstracts: 34-35.

FLEMMING, B.W. & DAVIS, R.A. (1990): Sohlformentwicklung in einer hochdynamischen Rinne des Spiekerooger Watts in Abhängigkeit von der Tidenphase, Wassertiefe und Strömungsgeschwindigkeit.- SEDIMENT 90 (Bonn), Posterband, 3 S.

FLEMMING, B.W. & FRICKE, A.H. (1983): Beach and nearshore habitats as a function of internal geometry, primary sedimentary structures and grain size.- In: McLACHLAN, A. & ERASMUS, T. (Hrsg.): Sandy Beaches as Ecosystems.- Junk Publ., The Hague: 115-132.

GADOW, S. & REINECK, H.-E. (1969): Ablandiger Sandtransport bei Sturmfluten.- Senckenbergiana marit. 1: 63-78.

GAYE, J. & WALTHER, F. (1935): Die Wanderung der Sandriffe vor den Ostfriesischen Inseln.- Die Bautechnik 13: 555-567.

GERDES, G., KRUMBEIN, W.E. & REINECK, H.-E. (1985): Verbreitung und aktuogeologische Bedeutung mariner mikrobieller Matten im Gezeitenbereich der Nordsee.- Facies 12: 75-96.

GERDES, G., KRUMBEIN, W.E. & REINECK, H.-E. (1985): The depositional record of quartz-sandy, versicolored, microbial tidal flats (Mellum Island, North Sea).- J.Sediment.Petrol. 55: 265-278.

GILBERT, G.K. (1885): The topographic feature of lake shores.- U.S.Geol.Surv.Ann.Rept. 5: 69-123.

GRIPP, K. (1944): Entstehung und künftige Entwicklung der Deutschen Bucht.- Archiv. d.Dt.Seewarte u.d.Marineobservatoriums (Hamburg), Nr. 62 (2): 5-45.

GUZA, R.T. & INMAN, D.L. (1975): Edge waves and beach cusps.- J.Geophys.Res. 80: 2997-3012.

HANISCH, J. (1980): Neue Meeresspiegeldaten aus dem Raum Wangerooge.- Eiszeitalter u. Gegenwart 30: 221-228.

HANISCH, J. (1981): Sand transport in the tidal inlet between Wangerooge and Spiekeroog (W.Germany).- IAS Spec.Publ. 5: 175-185.

HAYES, M.O. (1979): Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime.- In: LEATHERMAN, S.P. (Hrsg.): Barrier Islands: 1-27; Academic Press, New York.

HEMPEL, L. (1985): Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1:100.000 der Bundesrepublik Deutschland: GMK 100 Blatt 4, C2310/C2314 Esens/Langen.- GeoCenter, Stuttgart, 87 S.

HOLMAN, R.A. (1983): Edge waves and the configuration of the shoreline.- In: KOMAR, P.D. (Hrsg.): CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion: 21-33; CRC Press, Boca Raton.

HOLMAN, R.A. & SALLENGER, A.H. (1986): High energy nearshore processes.- EOS 67: 1369-1371.

HOLZFÖRSTER, B. (1989): Die geomorphologische Entwicklung und fazielle Differenzierung im Supralitoral von Spiekeroog (südliche Nordsee).- Diplomarbeit, FU Berlin, 117 S. (unveröffentlicht).

HOMEIER, H. (1979): Die Verlandung der Harlebucht bis 1600 auf der Grundlage neuer Befunde.- Forschungsstelle Norderney, Jahresbericht für 1978, Band 30: 105-115.

HOMEIER, H. & KRAMER, J. (1957): Verlagerung der Platen im Riffbogen vor Norderney und ihre Anlandung an dem Strand.- Forschungsstelle Norderney, Jahresbericht für 1956, Band 8: 37-60.

HOMEIER, H. & LUCK, G. (1969): Das Historische Kartenwerk 1 : 50000 der Niedersächsischen Wasserwirtschaftsverwaltung als Ergebnis historisch-topographischer Untersuchungen und Grundlage zur kausalen Deutung der Hydrovorgänge im Küstengebiet; Göttingen.

HOYT, J.H. (1967): Barrier island formation.- Geol.Soc.Am.Bull. 78: 1125-1136.

HUNTLEY, D.A., GUZA, R.T. & THORNTON, E.B. (1981): Field observations of surf beat: I. Progressive edge waves.- J.Geophys.Res. 86: 1913-1981.

JELGERSMA, S. (1979): Sea-level changes in the North Sea basin.- In: OELE, E., SCHÜTTENHELM, R.T.E. & WIGGERS, A.J. (Hrsg.), The Quaternary History of the North Sea.- Acta Univ. Ups. Symp., Univ. Ups. Annum Qingentesimus Celebrantis 2: 233-248.

JOHNSON, D.W. (1919): Shore processes and shoreline development.- Wiley & Sons, New York, 584 S.

KOCH, M. & NIEMEYER, H.D. (1978): Sturmtiden-Strommessungen im Bereich des Norderneyer Seegats.- Forschungsstelle Norderney, Jahresbericht für 1977, Band 29: 91-108.

KRÜGER, W. (1911): Meer und Küste bei Wangerooge und die Kräfte, die auf ihre Gestalt wirkt.- Zeitschr.f.d.Bauwesen: 452-464 u. 585-610.

KRÜGER, W. (1937/38): Riffwanderung vor Wangerooge.- Abh.Naturwiss. Ver. Bremen 30: 285-299.

KRUMBEIN, W.E. (1987): Die Entdeckung inselbildender Mikroorganismen.- In: GERDES, G., KRUMBEIN, W.E. & REINECK, H.-E. (Hrsg.): Mellum - Portrait einer Insel: 62-75; Kramer, Frankfurt.

LINKE, G. (1979): Ergebnisse geologischer Untersuchungen im Küstenbereich südlich Cuxhaven.- Probl. d. Küstenforschung, Band 13: 39-83.

LINKE, O. (1939): Die Biota des Jadebusens.- Helgol. wiss. Meeresunters. 1: 201-348.

LITTLE-GADOW, S. (1978): Sedimente und Chemismus.- In: REINECK, H.-E. (Hrsg.): Das Watt: Ablagerungs- und Lebensraum: 51-62; Kramer, Frankfurt.

LUCK, G. (1975): Der Einfluß der Schutzwerke der Ostfriesischen Inseln auf die morphologischen Vorgänge im Bereich der Seegaten und ihrer Einzugsgebiete.- Mitt. Leichtweiß-Inst. f. Wasserbau T.U. Braunschweig, Nr. 47, 122 S.

LÜDERS, K. (1953): Die Entstehung der ostfriesischen Inseln und der Einfluß der Dünenbildung auf den geologischen Aufbau der ostfriesischen Küste.- Probl. d. Küstenforschung, Band 5: 5-15.

LÜDERS, K. & LUCK, G. (1976): Kleines Küstenlexikon. Natur & Technik an der deutschen Nordseeküste.- Hildesheim, 3. Aufl., 240 S.

LÜDERS, K., FÜHRBÖTER, A. & RODLOFF, W. (1972): Neuartige Dünen- und Strandsicherung im Nordwesten der Insel Langeoog.- Die Küste 23: 63-121.

MANN, U., FLEMMING, B.W. & STEIN, R. (1990): Morphologische Entwicklung, Sedimentverteilung und Faziesdifferenzierung im Bereich der Ostspitze von Spiekeroog.- SEDIMENT 90 (Bonn), Posterband, 3 S.

NEWIG, J. (1981): Die Geschichte des Wattenmeeres und des Deichbaues.- In: GERHARD, F. (Hrsg.): Naturraum Wattenmeer: 17-32; Meyster Verl., München.

NIEMEYER, H.D. (1975): Untersuchungen zum Seegangsklima im Bereich der Ostfriesischen Inseln und Küste.- Die Küste 34: 53-70.

NUMMEDAL, D. & PENLAND, S. (1981): Sediment dispersal in Norderneyer Seegat, West Germany.- IAS Spec.Publ. 5: 187-210.

PATZIG, S. (1989): Analyse der hydrologischen und hydrogeologischen Bedingungen im Gebiet der Flugsandplate von Spiekeroog.- Diplomarbeit, FU Berlin, 101 S. (unveröffentlicht).

PENCK, A. (1894): Morphologie der Erdoberfläche. Bibliothek der geographischen Handbücher.- Engelhorn, Stuttgart, 696 S.

POSTMA, H. (1961): Transport and accumulation of suspended matter in the Dutch Wadden Sea.- Neth. J. Sea Res. 1: 148-190.

REINECK, H.-E. (1960): Über den Transport des Riffsandes.- Forschungsstelle Norderney, Jahresbericht für 1959, Band 11: 21-38.

REINECK, H.-E. (1987): Morphologische Entwicklung der Insel Mellum.- In: GERDES, G., KRUMBEIN, W.E. & REINECK, H.-E. (Hrsg.): Mellum - Portrait einer Insel: 87-99; Kramer, Frankfurt.

REINECK, H.-E. & SINGH, I.B. (1971): Der Golf von Gaeta (Thyrrhenisches Meer). III. Die Gefüge von Vorstrand- und Schelfsedimenten.- Senckenbergiana marit. 3: 185-201.

REINECK, H.-E. & SINGH, I.B. (1972): Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud.- Sedimentology 18: 123-128.

REINHARDT, W. (1957): Zum Bodenaufbau des Quartärs, besonders des Holozäns, der ostfriesischen Küste von Juist bis Langeoog.- Forschungsstelle Norderney, Jahresbericht für 1956, Band 9: 11-30.

ROHDE, H. (1989): Wasserstandsänderungen und technische Konsequenzen für Küstenschutzbauwerke.- In: WILHELM, H.-F. (Bearbeiter): Klimaveränderungen durch den Menschen: 62-76; CDU-Fraktion im Nieders.Landtag.

SCHUBERT, H. (1989): Entstehung, Vorkommen und Nutzung sublitoraler Schillanreicherungen im Gebiet um Spiekeroog.- Beiträge zur Meerestechnik (TU Clausthal), Nr. 12, 190 S.

SCHUBERT, H., FLEMMING, B.W., HERTWECK, G. & MÜLLER, K. (im Druck): Bioclastic channel lag deposits: a genetic model.- Senckenbergiana marit.

SHORT, A.D. (1975): Multiple offshore bars and standing waves.- J.Geophys.Res. 80: 3838-3840.

SHORT, A.D. (1979): A three-dimensional beach stage model.- J.Geol. 87: 553-571.

SINDOWSKI, K.-H. (1973): Das ostfriesische Küstengebiet: Inseln, Wattenmeer und Marschen.- Sammlung Geol. Führer, Band 57, 162 S.; Gebr. Bornträger, Berlin.

STREIF, H.-J. (1986): Zur Altersstellung und Entwicklung der Ostfriesischen Inseln.- Offa 43: 29-44.

STREIF, H.-J. (1989): Barrier islands, tidal flats, and coastal marshes resulting from a relative rise of sea level in East Frisia on the German North Sea coast.- Proc. KNGMC Symp. on Coastal Lowlands, Geology and Geotechnology: 213-223; Kluwer, Dordrecht.

STREIF, H.-J. (1990): Das ostfriesische Küstengebiet. Nordsee, Inseln, Watten und Marschen.- Sammlung Geol. Führer, Band 57, 376 S.; Gebr. Bornträger, Berlin.

SUHAYDA, J.N. (1974): Standing waves on beaches.- J.Geophys.Res. 79: 3065-3070.

SUNAMURA, T. & TAKEDA, I. (1984): Landward migration of inner bars.- Marine Geol. 60: 63-78.

SWIFT, D.J.P., HOLLIDAY, B., AVIGNONE, N. & SHIDELER, G. (1972): Anatomy of a shore face ridge system, False Cape, Virginia.- Marine Geol. 12: 59-84.

SWIFT, D.J.P., PARKER, G., LANFREDI, N.W., PERILLO, G. & FIGGE, K. (1978): Shoreface-connected sand ridges on American and European shelves: a comparison.- Estuarine & Coastal Mar.Sci. 7: 257-273.

URSELL, F. (1952): Edge waves on a sloping beach.- Proc.Roy.Soc. London, A 214: 79-97.

VAN STRAATEN, L.M.J.U. & KUENEN, P.H. (1957): Accumulation of fine grained sediments in the Dutch Wadden Sea.- Geol. en Mijnbouw 19: 329-354.

WALTHER, F. (1972): Zusammenhänge zwischen der Größe der ostfriesischen Seegaten mit ihren Wattgebieten sowie den Gezeiten und Strömungen.- Forschungsstelle Norderney, Jahresbericht für 1971, Band 23: 7-32.

WRIGHT, L.D., CHAPPELL, J., THOM, B.C., BRADSHAW, M.P. & COWELL, P. (1979): Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems: southeast Australia.- Marine Geol. 32: 105-140.

WRIGHT, L.D., GUZA, R.T. & SHORT, A.D. (1982): Dynamics of a high-energy dissipative surf zone.- Marine Geol. 45: 41-62.

WRIGHT, L.D., NIELSEN, P., SHORT, A.D. & GREEN, M.O. (1982): Morphodynamics of a macrotidal beach.- Marine Geol. 50: 97-128.

WUNDERLICH, F. (1983): Sturmbedingter Sandversatz vor den Ostfriesischen Inseln und im Gebiet des Großen Knechtsandes, Deutsche Bucht, Nordsee.- Senckenbergiana marit. 15: 199-217.

ZIEGLER, K. (1989): Holozäne Entwicklung, Aktuogeologie und Sedimentdynamik des Spiekerooger Rückseitenwattes.- Diplomarbeit, TU Clausthal, 129 S. (unveröffentlicht).

ZIEGLER, K. & FLEMMING, B.W. (1990): Die Folgen eines beschleunigten Meeresspiegelanstiegs auf die Lagestabilität der Ostfriesischen Inseln.- GEOTAGUNG 1990 (Bremen), Kurzfassungen (im Druck).

ZIEGLER, K., FLEMMING, B.W. & SCHUBERT, H. (1990): Sedimentparameter als Indiz für Energiegradienten im Rückseitenwatt der Insel Spiekeroog.- GEOTAGUNG 1990 (Bremen), Kurzfassungen (im Druck).

Anhang I: 47 Abbildungen

Anhang II: Teilnehmerliste

1. ABRAHAM, Matthias; Bonn
2. ASHRAF, Mohammad; Hannover
3. BACKHAUS, Egon, Prof.Dr.; Darmstadt
4. CHERCHI-SCHROEDER, Antonietta; Frankfurt
5. CRAESMEYER, Claudia; Bonn
6. EDER, Wolfgang, Dr.; Göttingen
7. GASCHNITZ, Roland; Reading, GB
8. HOGREFE, Holger; Reading, GB
9. KEMLE, Silvia; Clausthal-Zellerfeld
10. KIESEL, Yvonne, Dr.habil.; Freiberg
11. KLOTZ, Wolfgang, Dipl.-Geol.; Darmstadt
12. KNAUFF, Wolfgang, Dr.; Bad Salzuflen
13. LILL, Karsten; Göttingen
14. RADTKE, Michael; Bonn
15. RICHTER, Thomas; Kiel
16. SCHROEDER, Rolf, Prof.Dr.; Frankfurt
17. SEELEMANN, Barbara, Dipl.-Geol.; Köln
18. SEELEMANN, Holger, Dipl.-Geol.; Köln
19. SOMMER, Michael, Dipl.-Agr.biol.; Stuttgart
20. STRAUSS, Christoph, Dipl.-Geol.; Freiberg
21. TENNIE, Andreas; Bonn
22. THÜNKER, Michael, Dipl.-Geol.; Krefeld
23. WEHMEYER, Dieter, Dipl.-Geol.; Göttingen
24. WEHNER, Klaus, Dipl.-Geol.; Grimmen
25. WEIERSHÄUSER, Sabine; Bonn
26. WILDE, Volker, Dr.; Göttingen
27. ZIEGLER, Karen, Dipl.-Geol.; Reading, GB

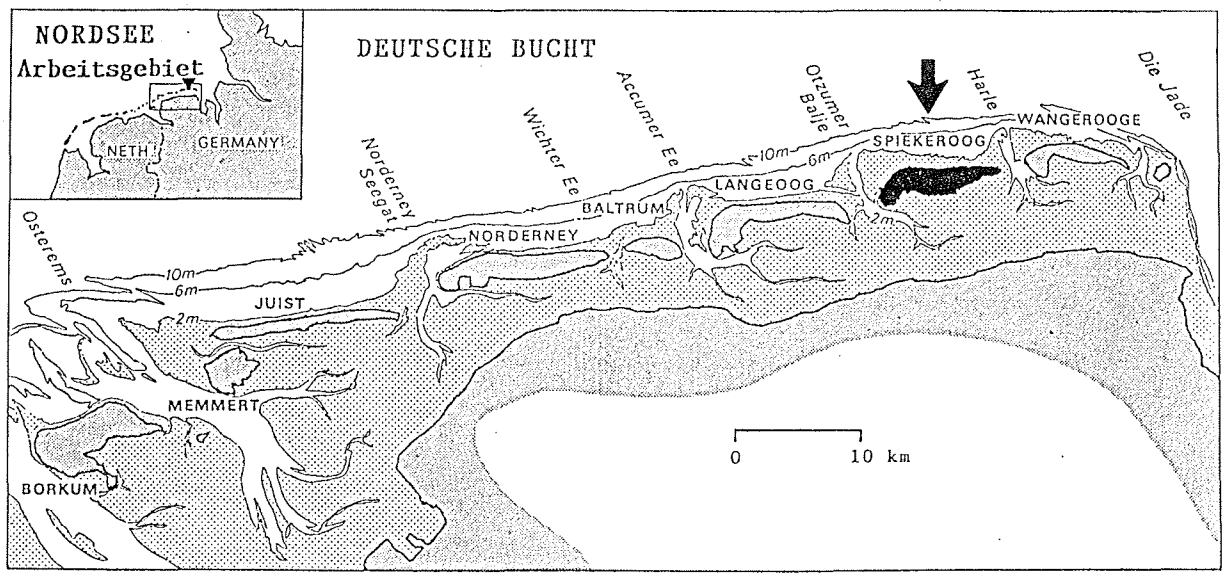


Abb. 1. Geographische Lage der ostfriesischen Insel Spiekeroog.

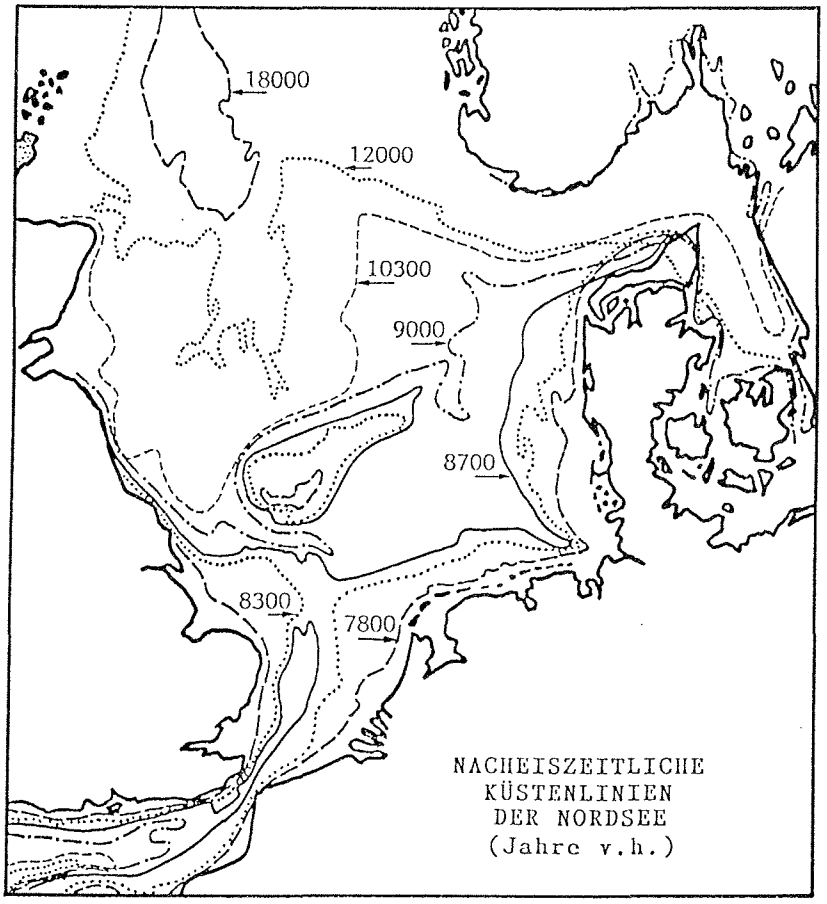


Abb. 2. Ungefährer Verlauf nacheiszeitlicher Küstenlinien der Nordsee im Zuge der Flandrischen Transgression (nach JELGERSMA, 1979).

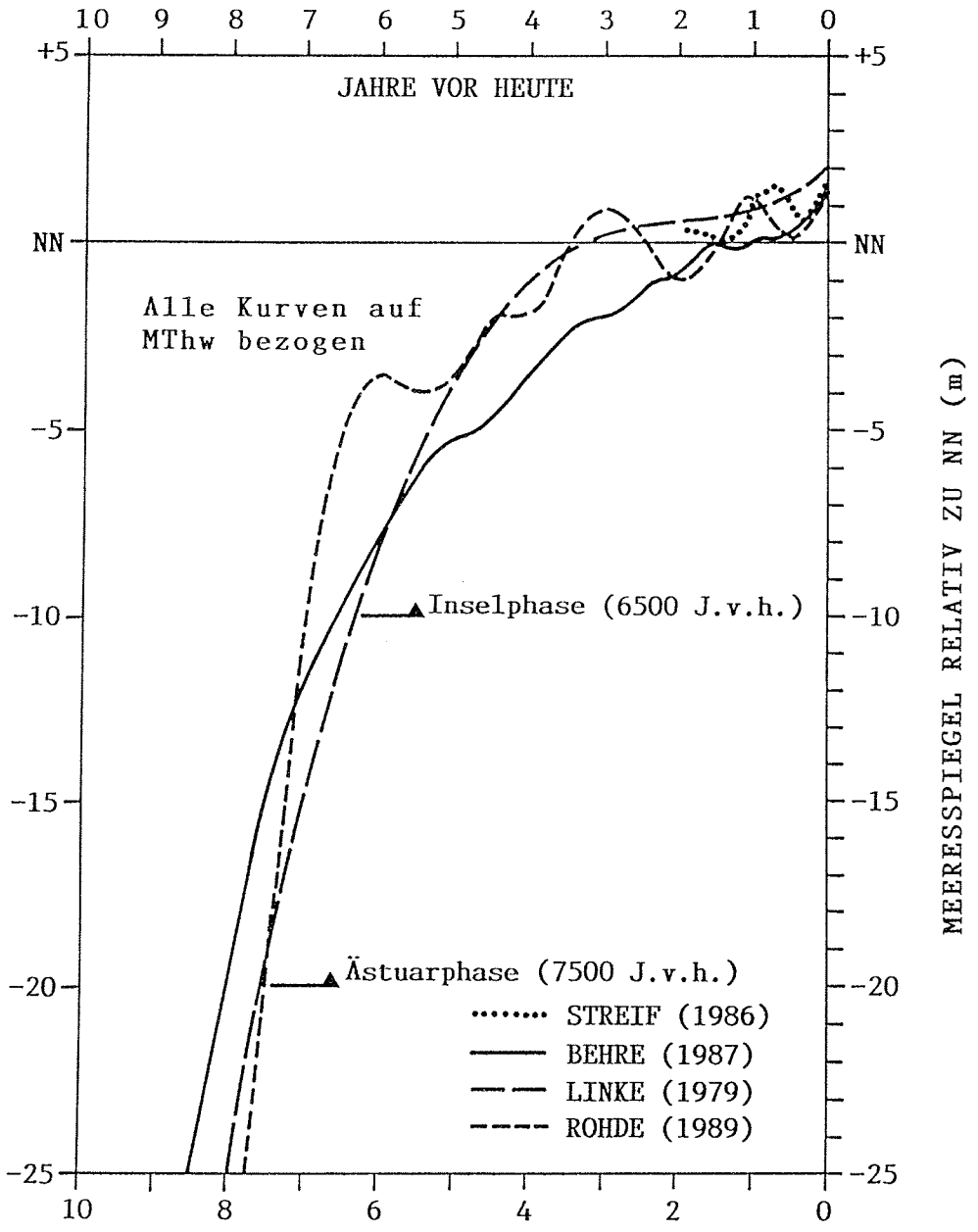


Abb. 3. Anstieg des Meeresspiegels an der ostfriesischen Küste im Verlauf der letzten 8000 Jahre nach verschiedenen Autoren.

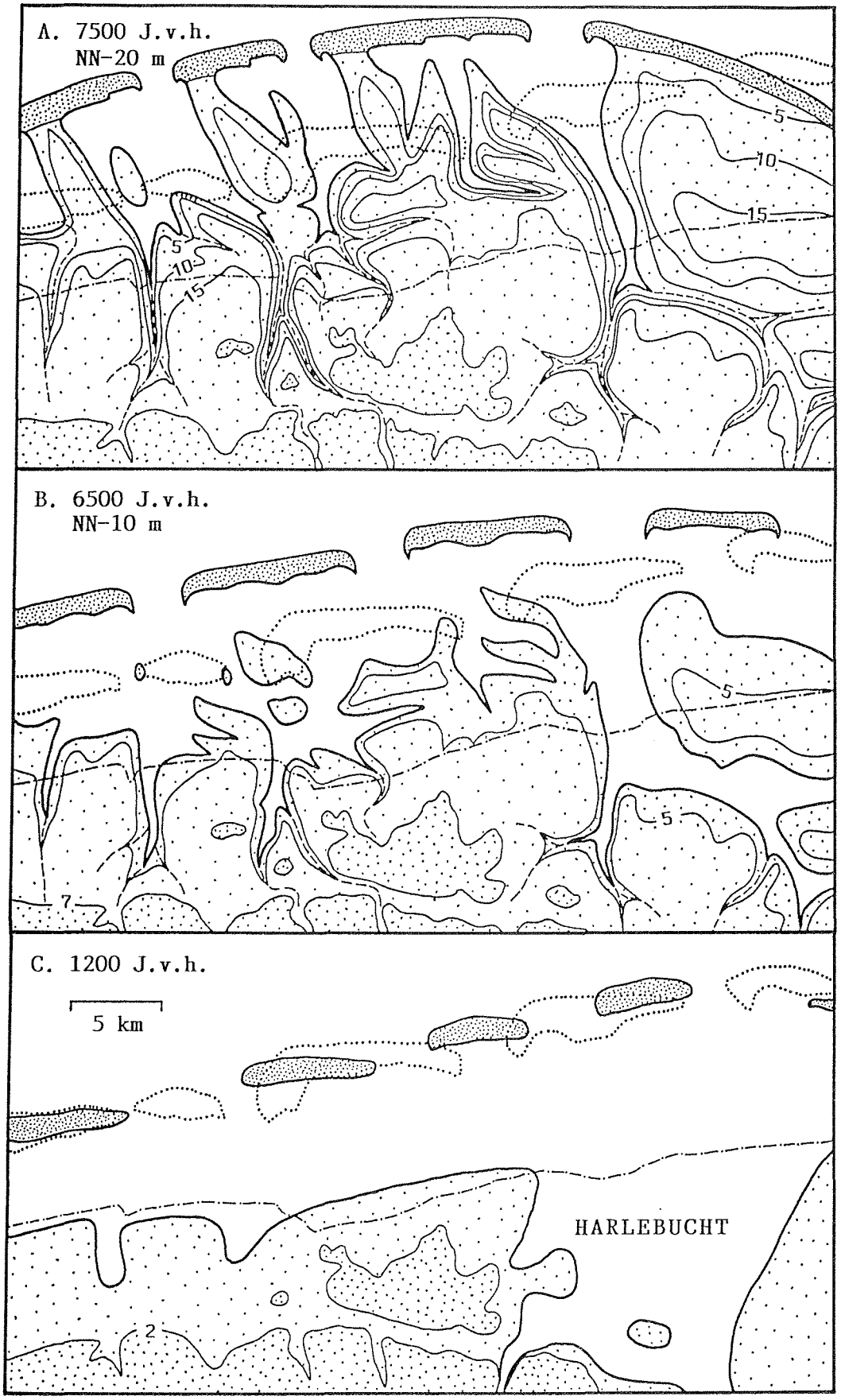


Abb. 4. Paläogeographische Rekonstruktion der ostfriesischen Küstenzone im Holozän; A: Beginn der Ästuarphase 7.500 J.v.h. bei NN-20 m; B: Beginn der Inselphase 6.500 J.v.h. bei NN-10 m; C: Küstenverlauf 1.200 J.v.h. (nach BEHRE, 1987).

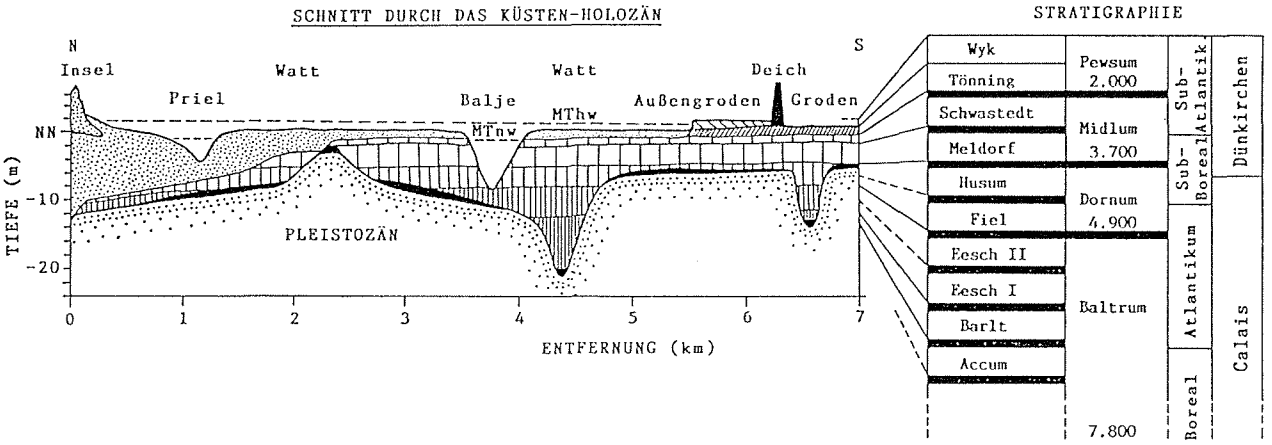


Abb. 5. Schematischer geologischer N/S-Schnitt durch das ostfriesische Küstenholozän mit stratigraphischer Zuordnung der Schichtabfolge (nach SINDOWSKI, 1973).

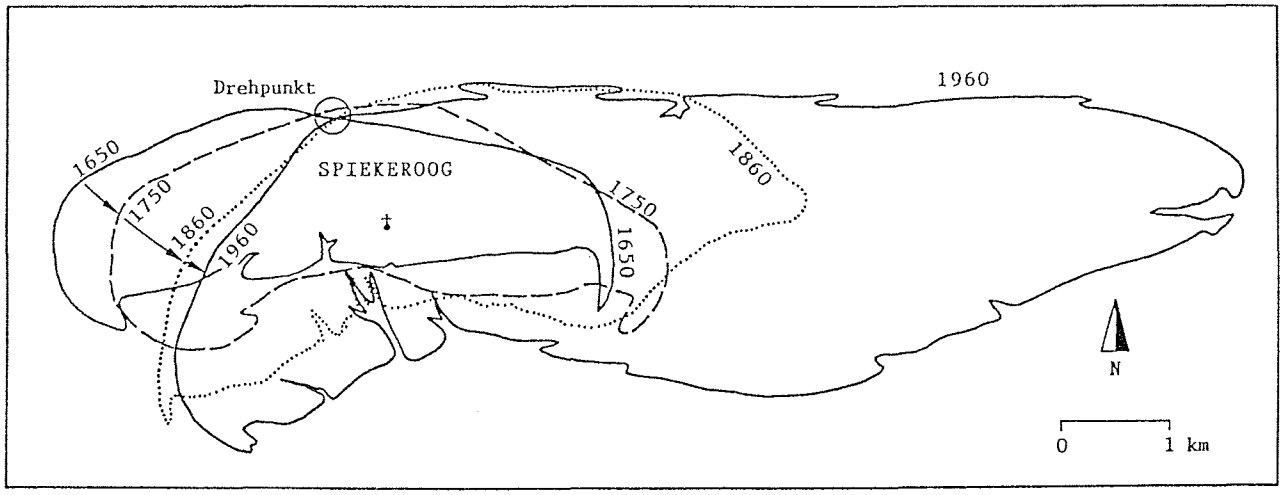


Abb. 6. Formveränderungen der Insel Spiekeroog seit 1650 auf der Basis historischer Karten (nach HOMEIER & LUCK, 1969).

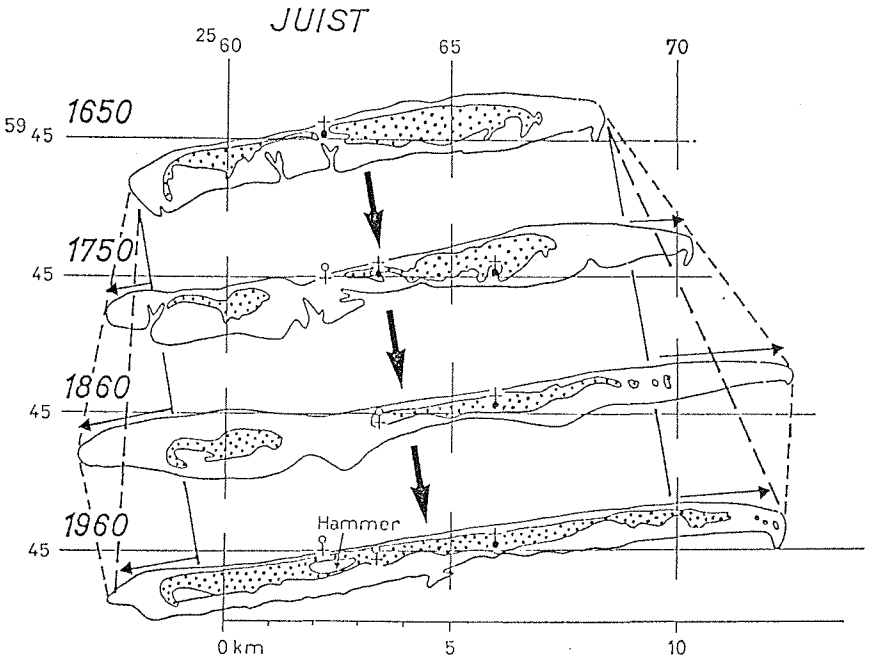


Abb. 7. Allgemeine Verlagerungsrichtung und Formveränderung der Ostfriesischen Inseln in historischer Zeit, dargestellt am Beispiel der Insel Juist (verändert nach SINDOWSKI, 1973).

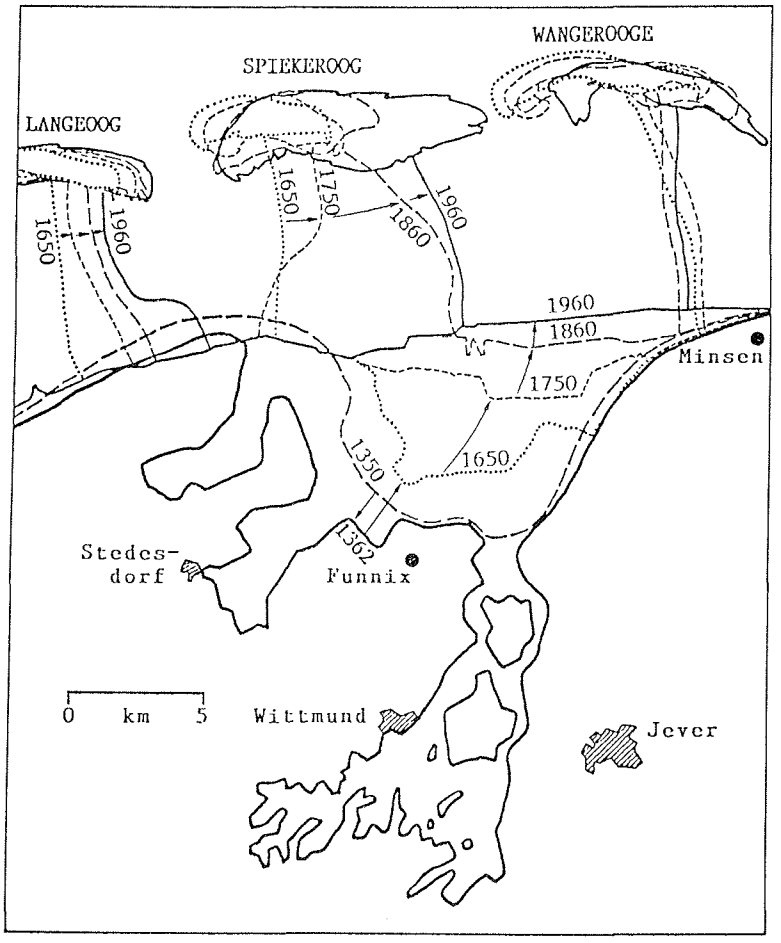


Abb. 8. Historischer Verlauf der Landgewinnung im Gebiet der ehemaligen Harlebucht und ihre Auswirkung auf die benachbarten Watteinzugsgebiete (nach HOMEIER, 1979).

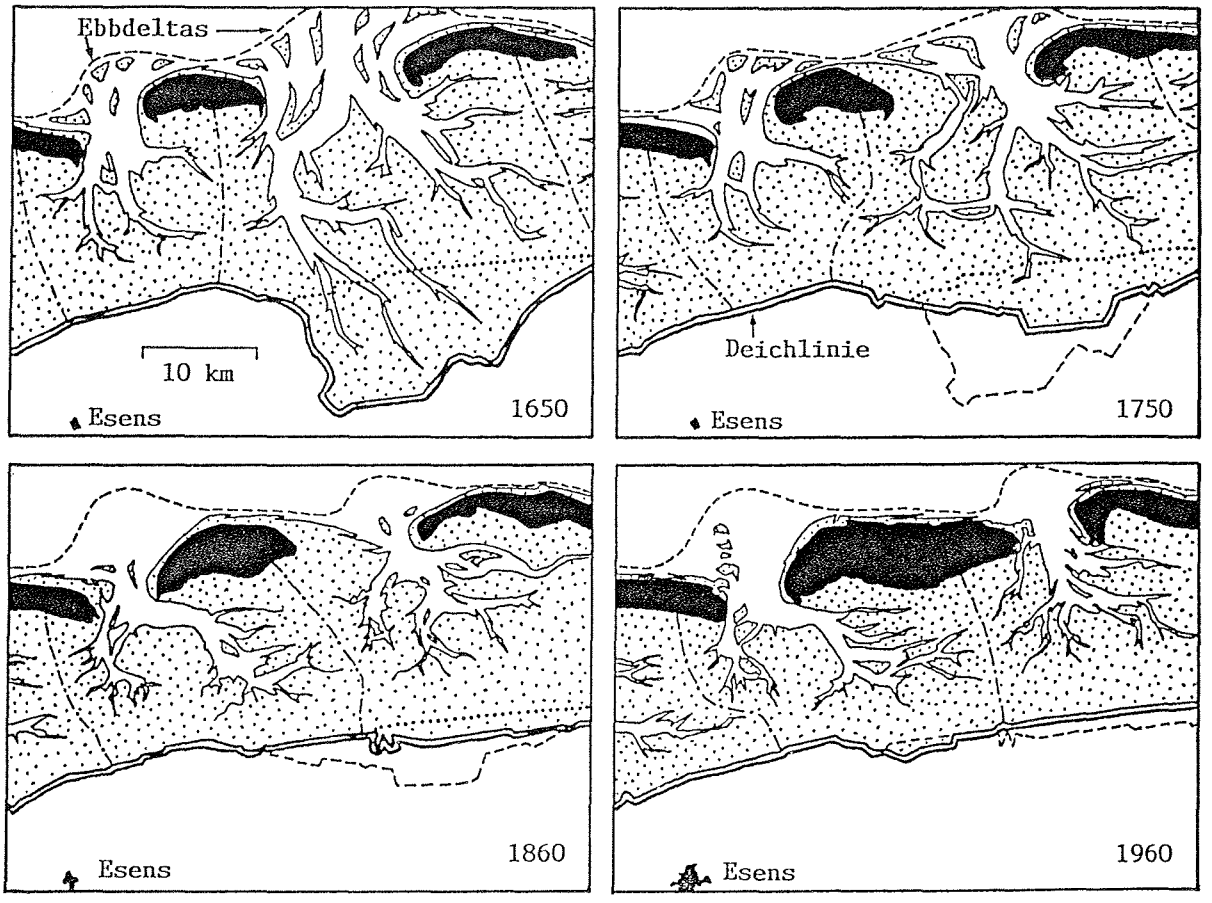


Abb. 9. Physiographische Entwicklung der Inseln und Watten im Umfeld von Spiekeroog seit 1650 (nach HOMEIER & LUCK, 1969).

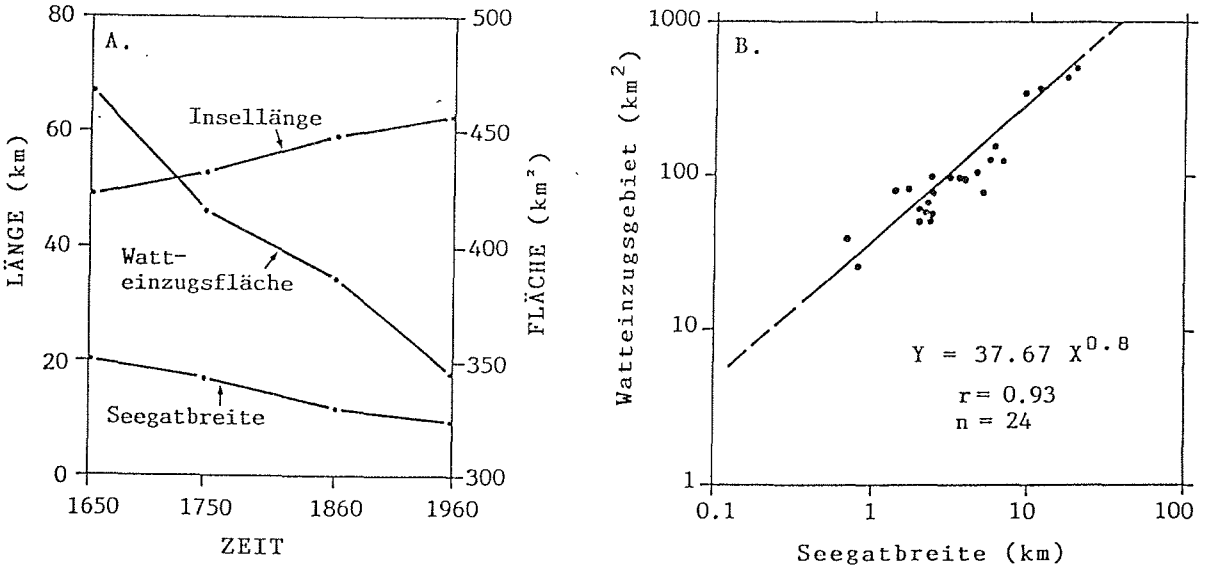


Abb. 10. A: Historische Entwicklung der kumulativen Insellänge, Watteinzugsfläche und Seegatbreite (nach LUCK, 1969).
B: Verhältnis zwischen Seegatbreite und Watteinzugsfläche.

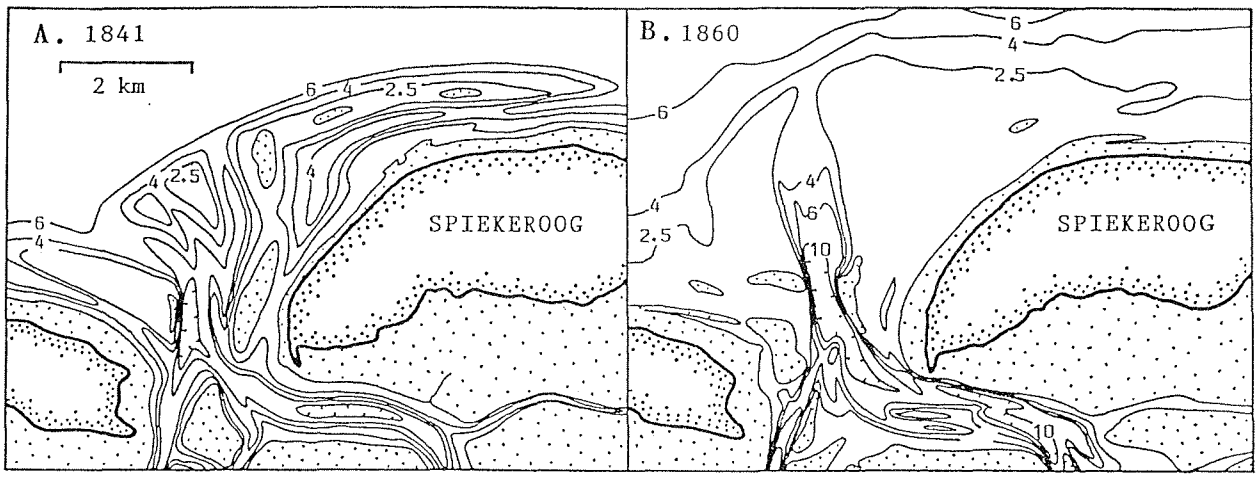


Abb. 11. Die morphologische Entwicklung des Otzumer Ebbdeltas im Zeitraum von 1841 (A) bis 1860 (B) (nach HOMEIER, 1960).

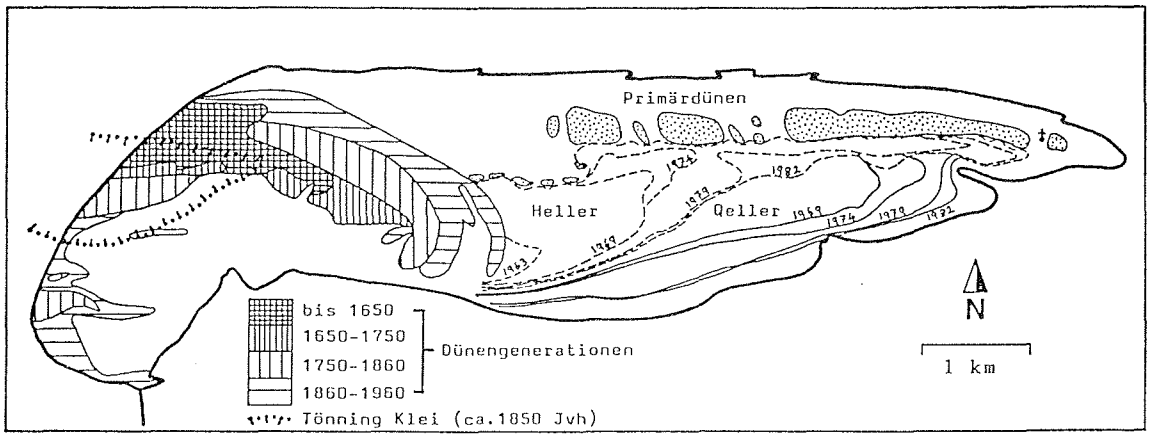


Abb. 12. Lage und Ausdehnung verschiedener Dünengenerationen seit 1650 (nach SINDOWSKI, 1973) und Entwicklung der Salzwiesen auf der Ostplate seit 1963 (nach Bauamt für Küstenschutz, Norden).

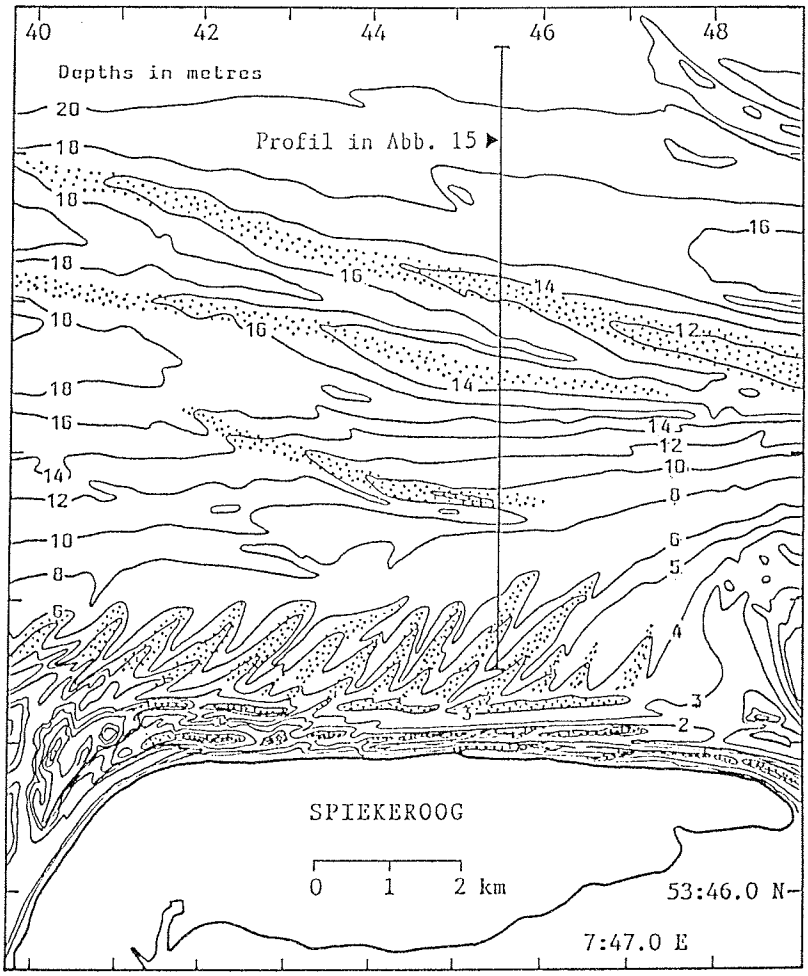


Abb. 13. Bathymetrie und Physiographie des Inselsockels von Spiekeroog.

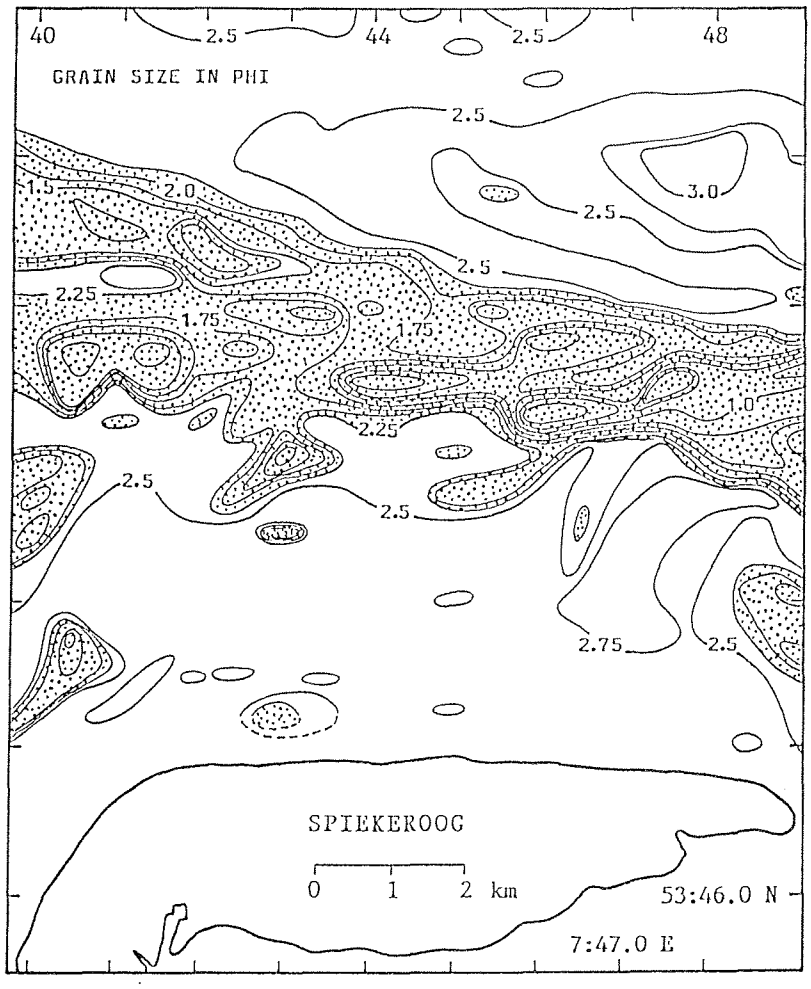


Abb. 14. Verteilung der mittleren Korngrößen auf dem Inselsockel von Spiekeroog (nach ANTIA & FLEMMING, 1990a).

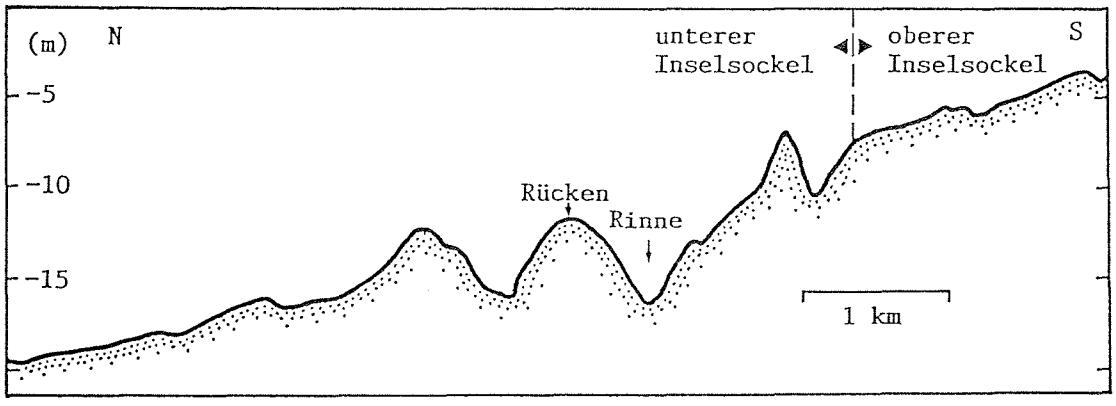


Abb. 15. Bathymetrisches N/S-Profil über den Inselsockel von Spiekeroog.

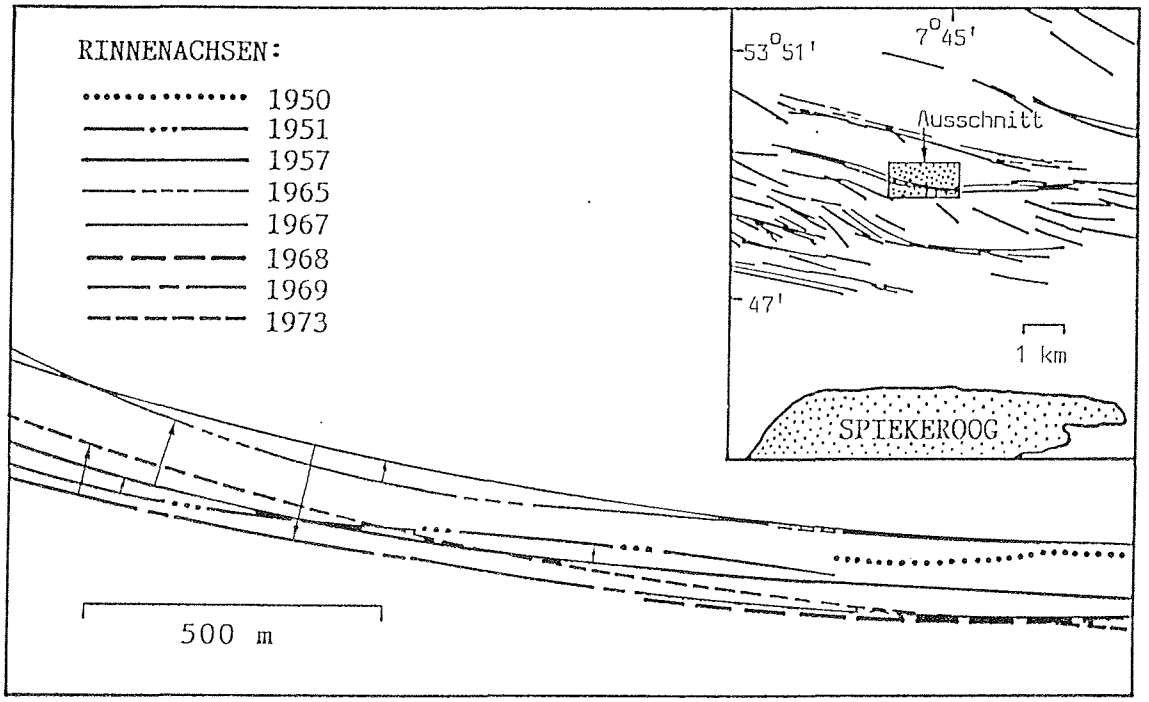


Abb. 16. Umfang und Richtung der Achsenverlagerung einer Rinne des unteren Inselsockels zwischen 1950 und 1973 (nach ANTIA & FLEMMING, 1990a).

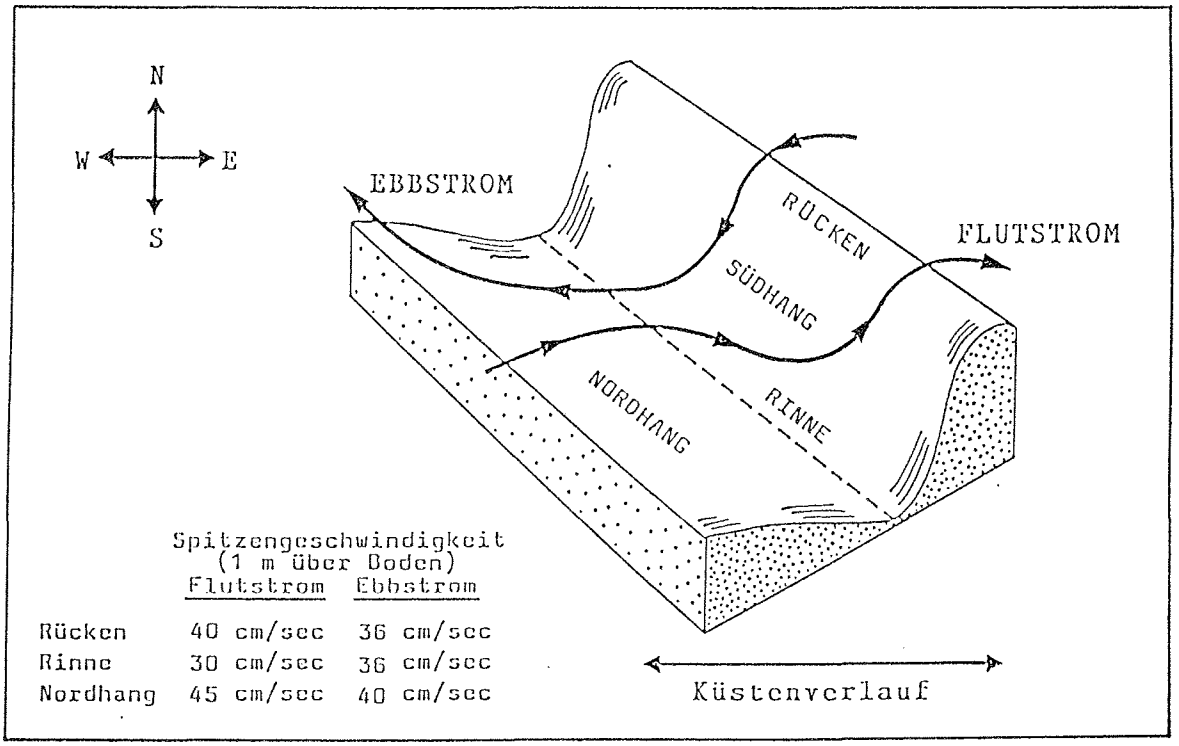


Abb. 17. Schematischer Verlauf des bodennahen Tidenstromes im Rinnen-/Rückenbereich des unteren Inselsockels während ruhiger Wetterlagen (nach ANTIA & FLEMMING, 1990a).

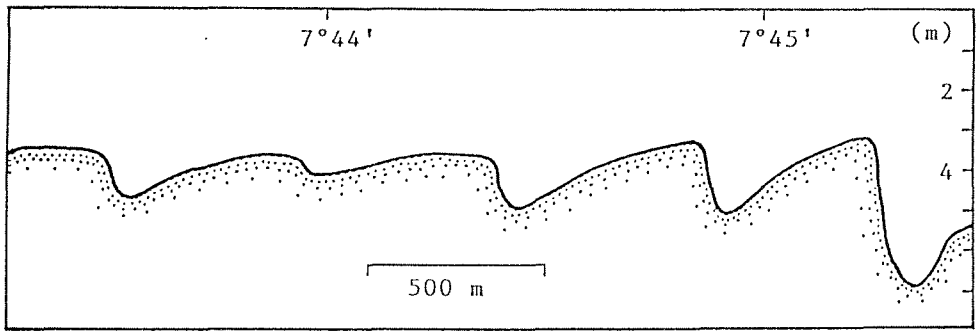


Abb. 18. Bathymetrisches Profil parallel zur Inselküste im Bereich der sogn. Sägezahnriffe.

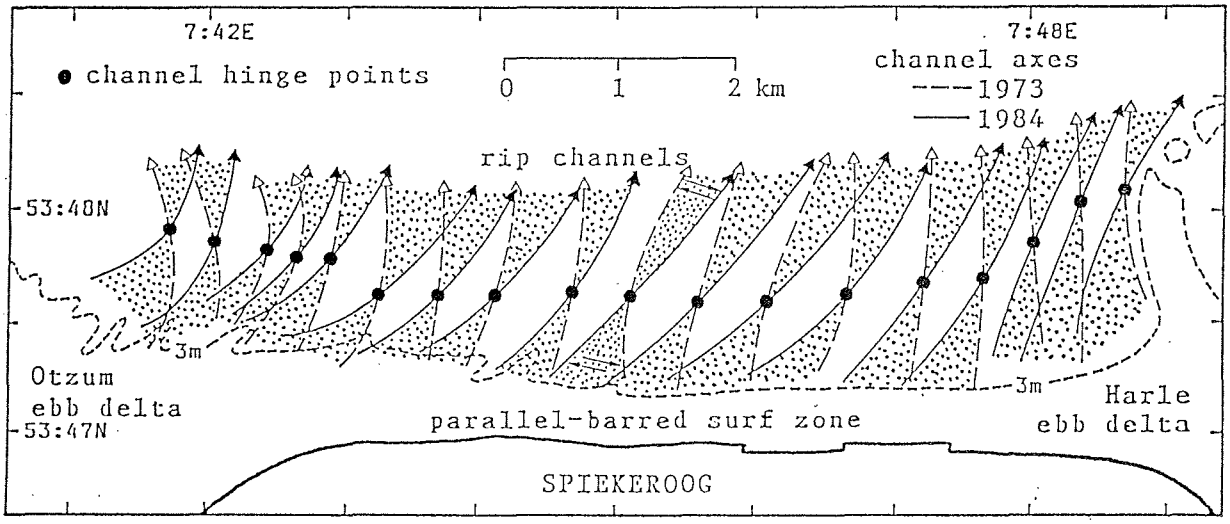


Abb. 19. Schematische Darstellung der synchronisierten Pendelbewegungen von Ripstromrinnen im Flachwasserbereich der Insel Spiekeroog (nach FLEMMING & ANTIA, 1990).

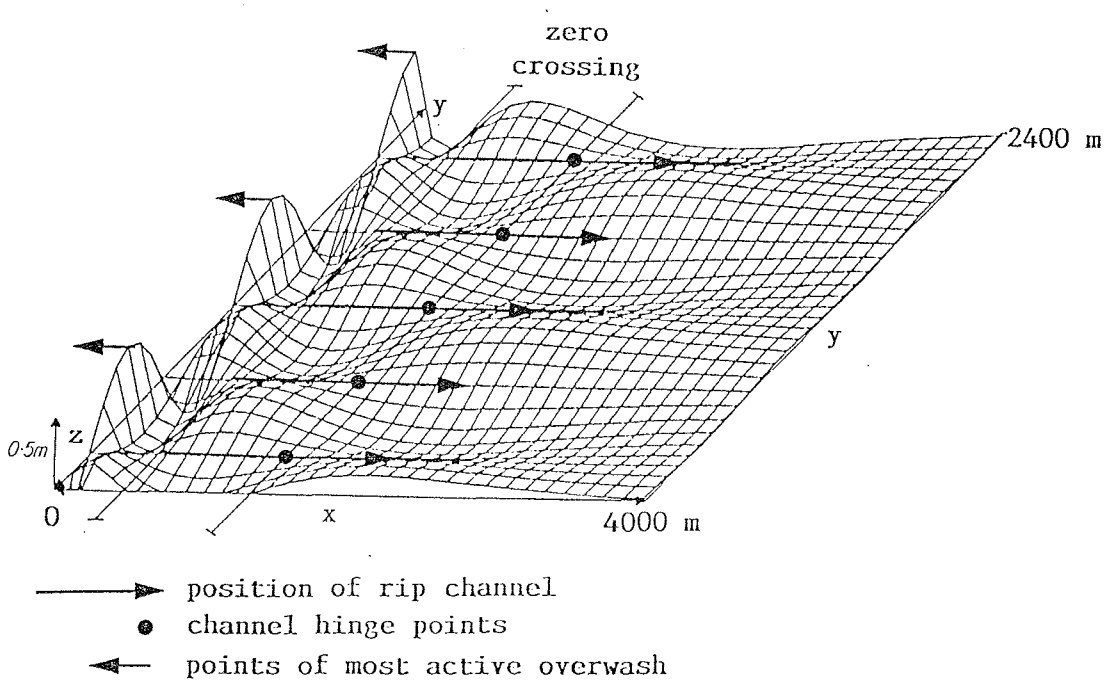


Abb. 20. Dynamische Topographie einer Randwelle 3. Ordnung (verändert nach WRIGHT et al., 1982).

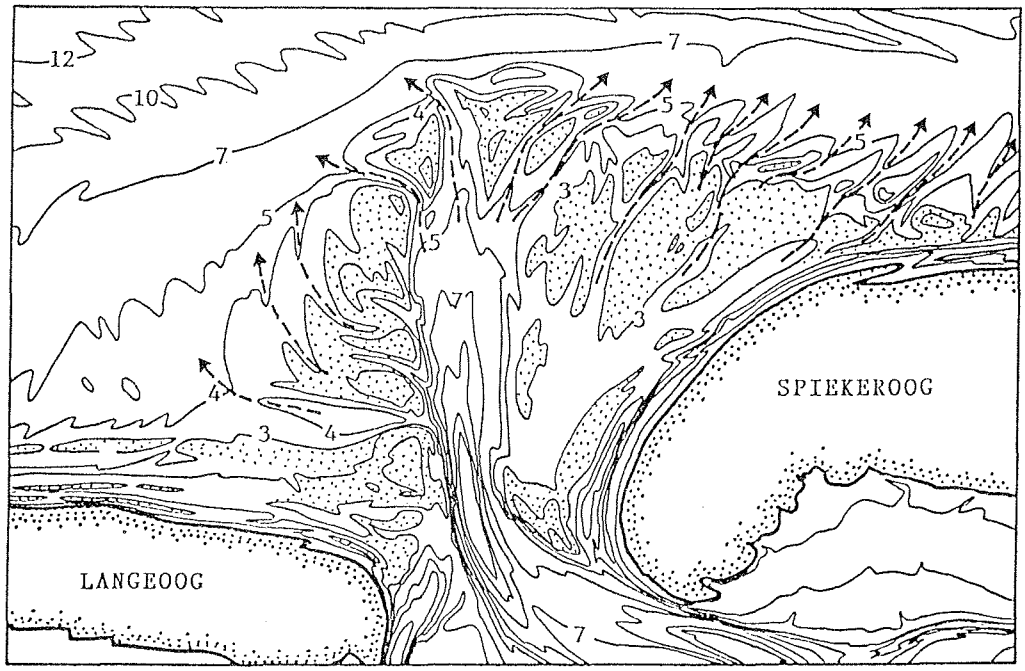


Abb. 21. Lage von Ripstromtälern im Ebbdelta der Otzumer Balje.

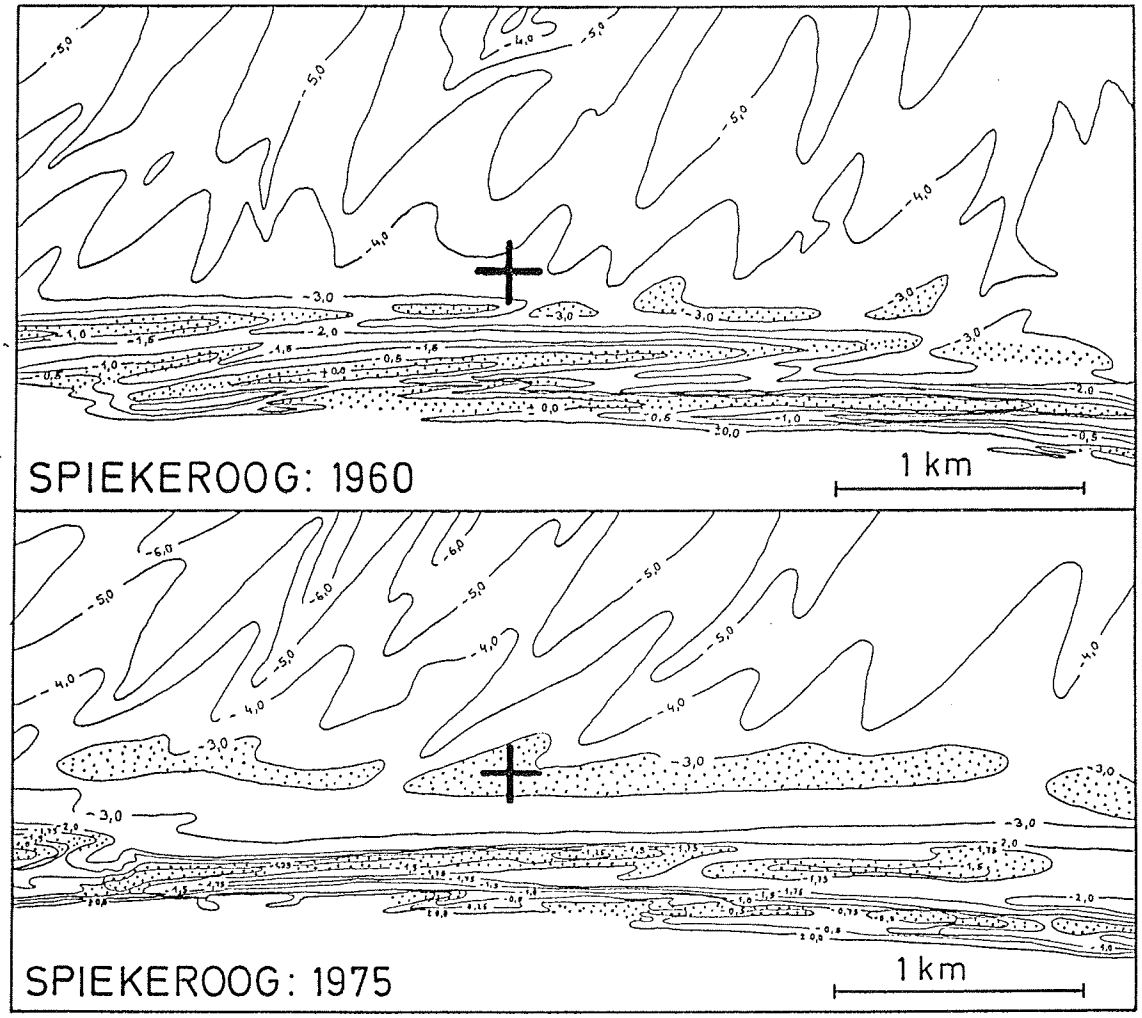
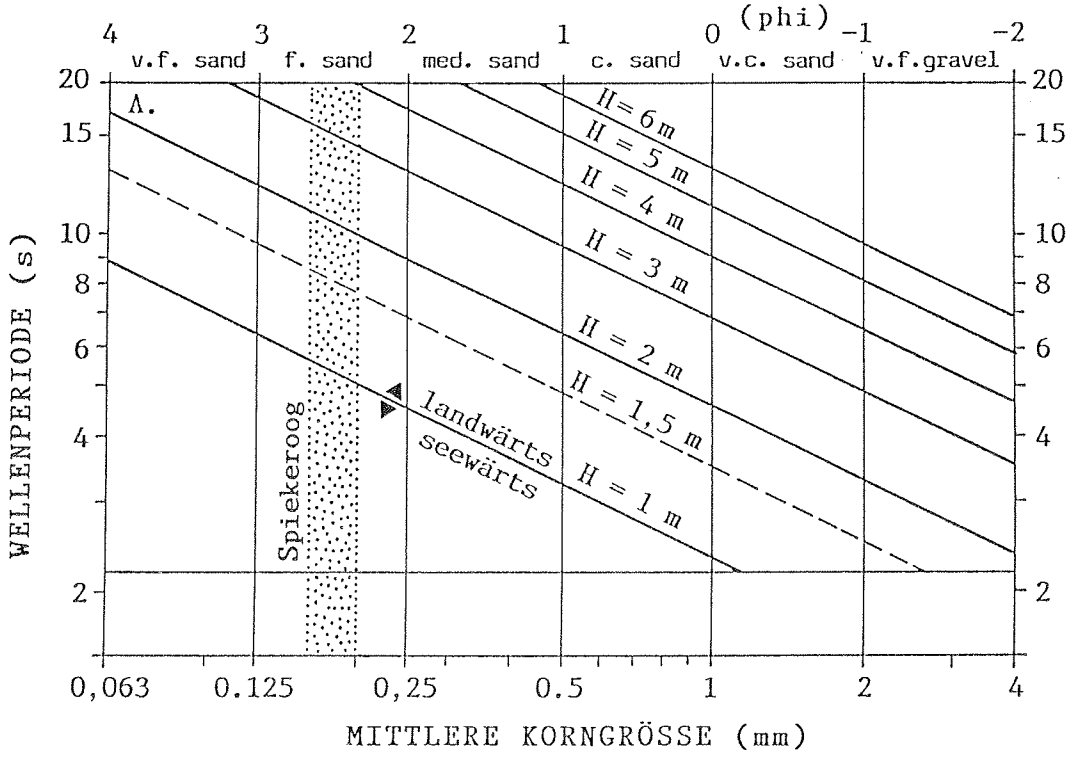


Abb. 22. Topographischer Vergleich zwei identischer Kartenausschnitte (1960 und 1975) aus der Küstenzone von Spiekeroog.



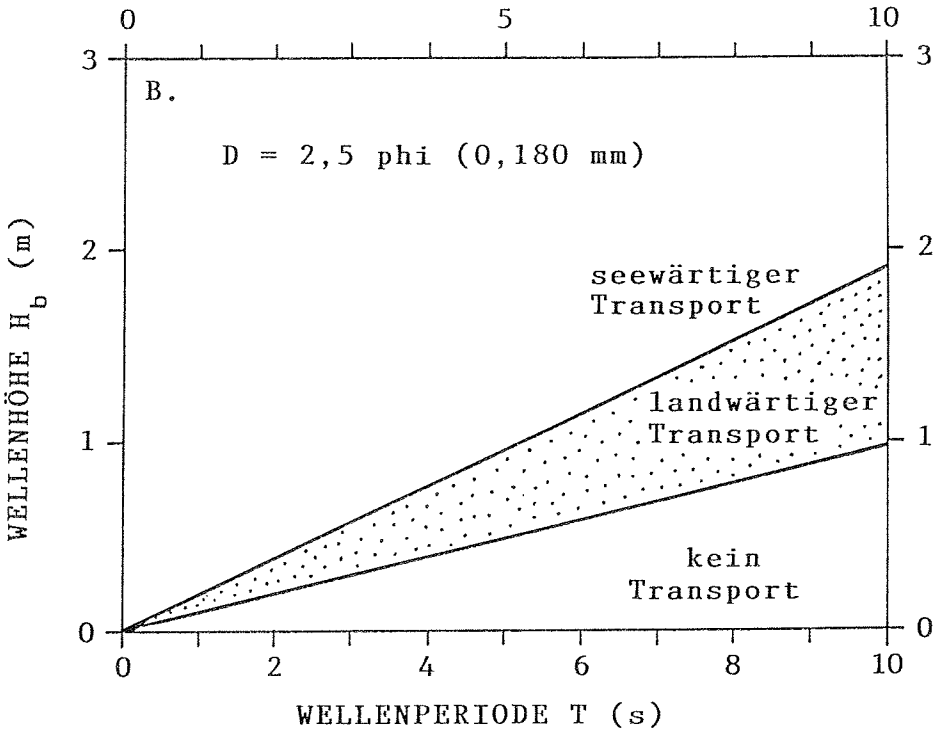


Abb. 23. A: Richtung des Sedimenttransportes in der Brandungszone als Funktion der Wellenperiode, der Wellenhöhe und der Korngröße. B: Richtung des Sedimenttransportes in der Brandungszone als Funktion der Wellenhöhe und Wellenperiode bei einer Korngröße von 0,180 mm.

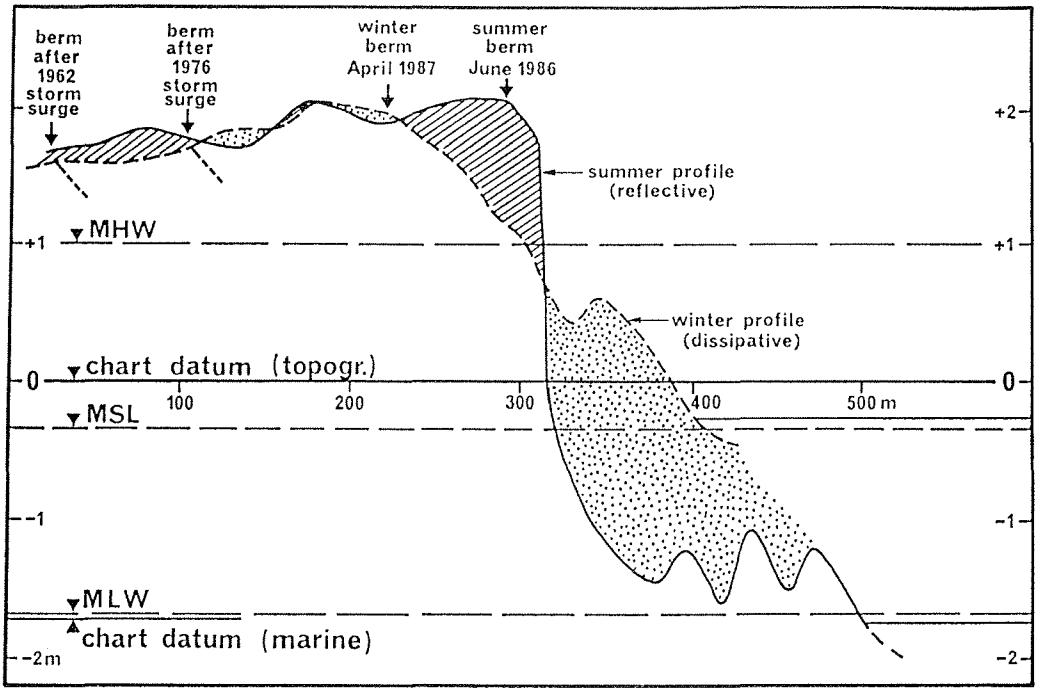


Abb. 24. Sommer- und Winterprofil des Strandes im zentralen Bereich der Insel Spiekeroog (FLEMMING, 1989).

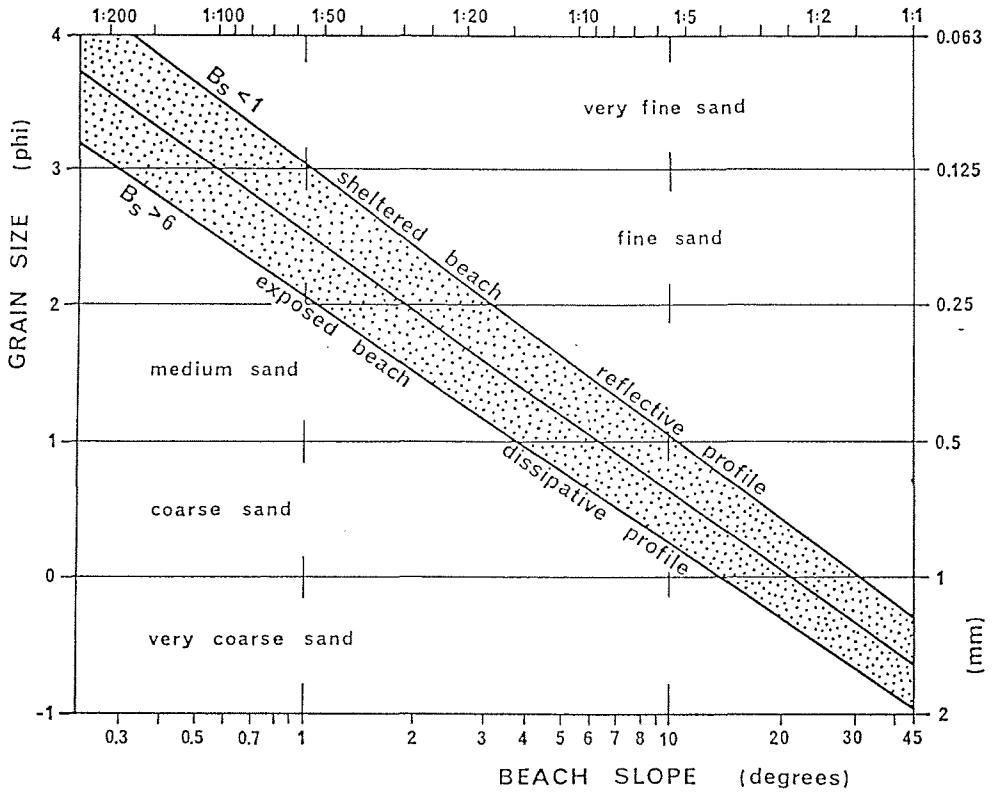


Abb. 25. Strandneigung als Funktion der Korngröße und Wellentätigkeit (verändert nach FLEMMING & FRICKE, 1983).

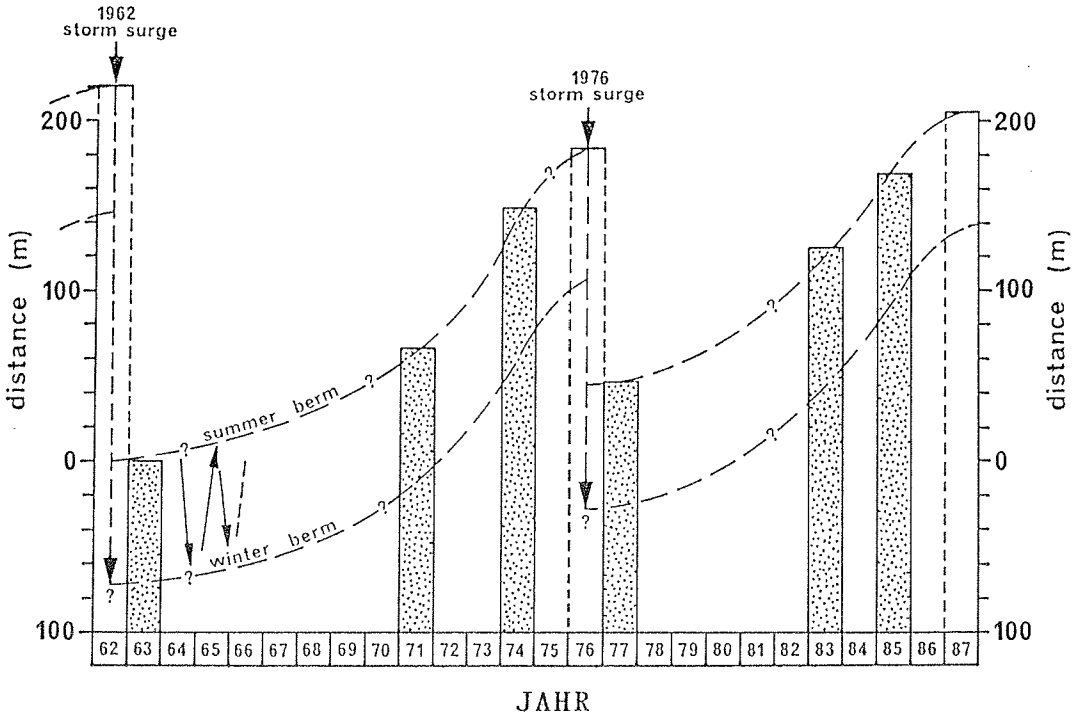


Abb. 26. Verlagerung der Strandberme im zentralen Bereich der Insel Spiekeroog, abgeleitet aus Luftbildern zwischen 1960 und 1987.

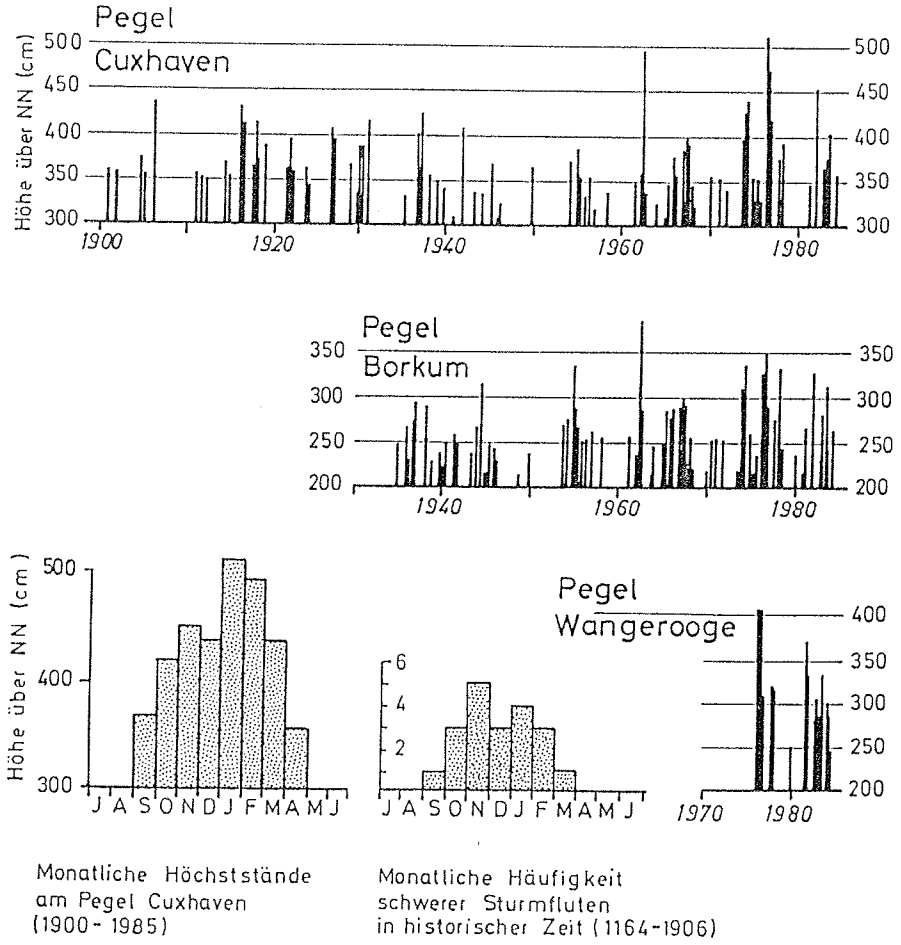


Abb. 27. Zeitserie sturmfluterzeugter Hochwasserstände an der deutschen Nordseeküste seit 1900.

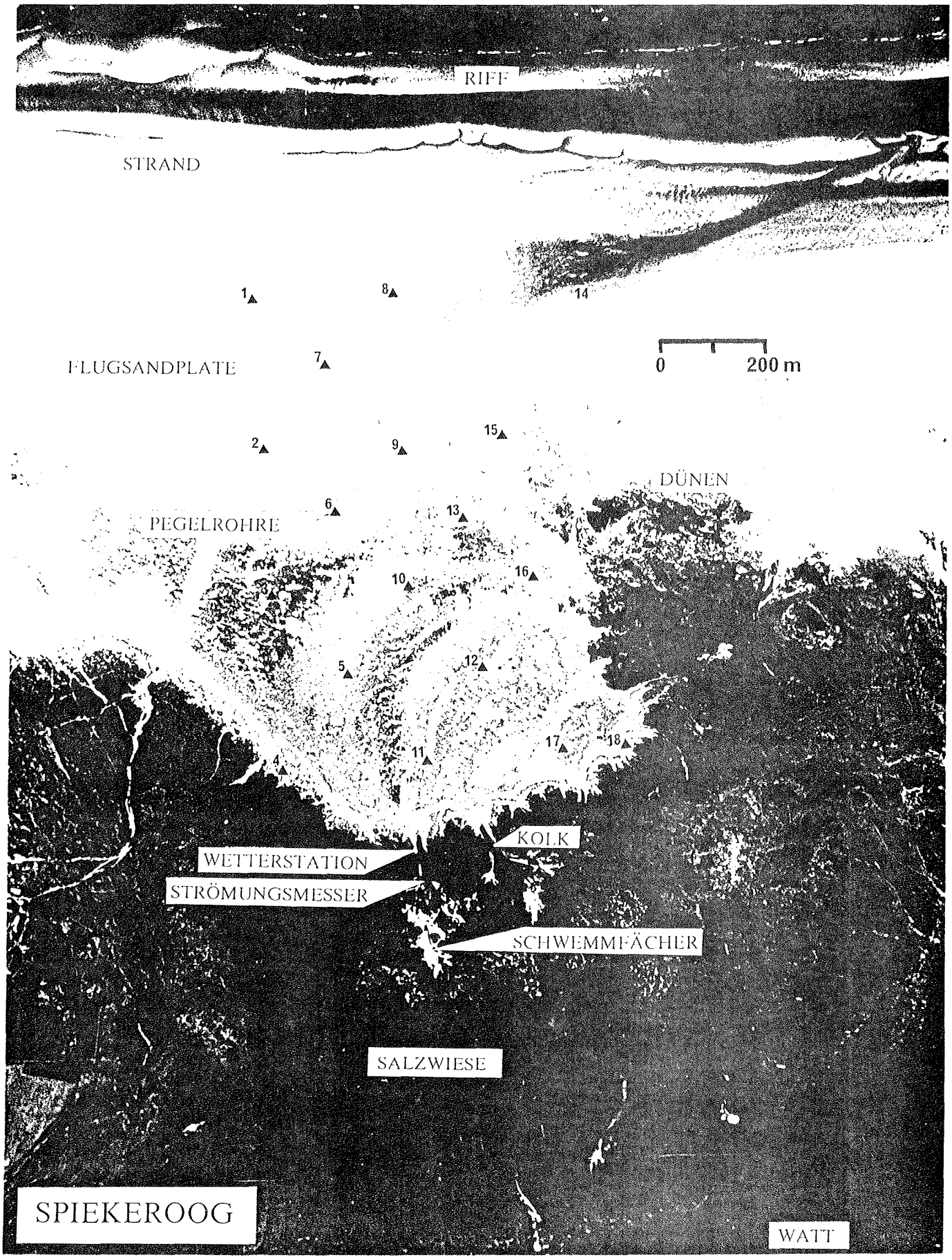


Abb. 28. Physiographie eines Inselquerschnitts auf Spiekeroog.

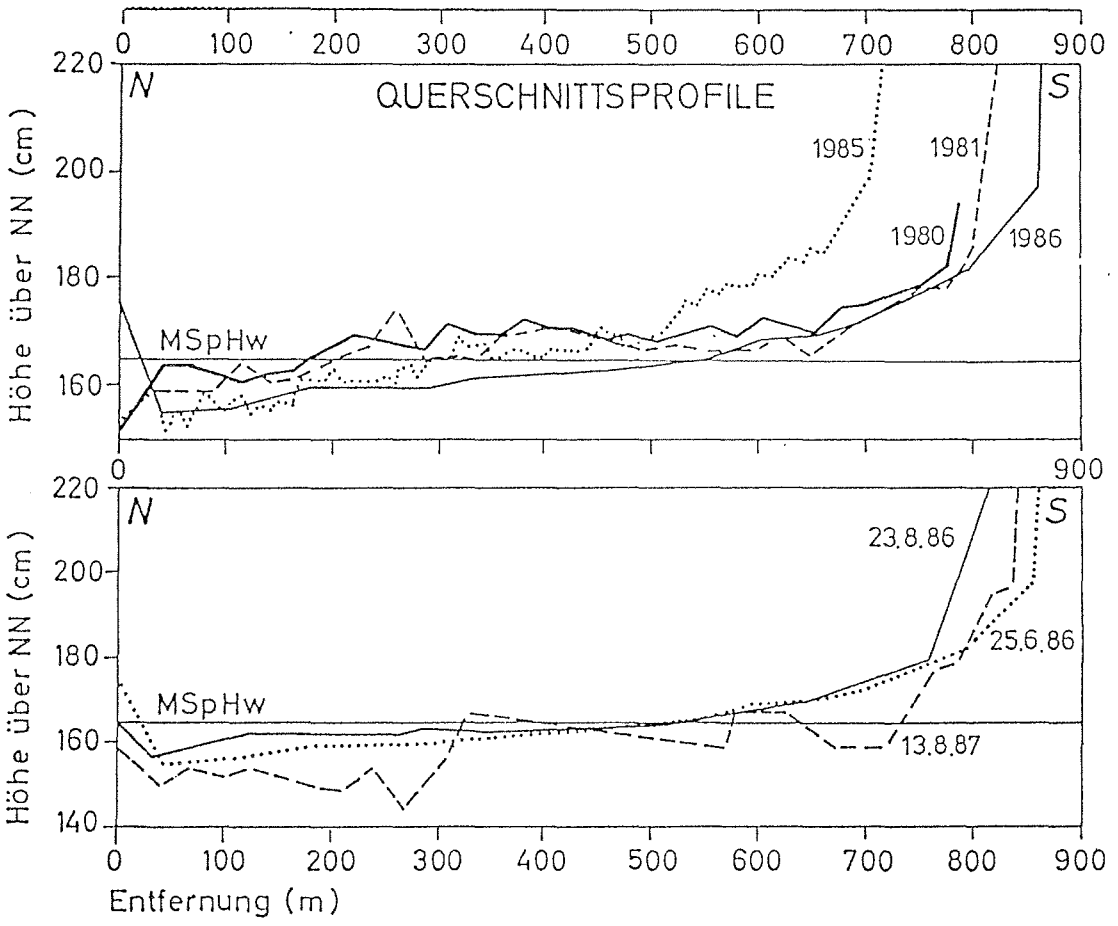


Abb. 29. Kurzzeitschwankungen im Höhenniveau der zentralen Flugsandplate von Spiekeroog (HOLZFÖRSTER & FLEMMING, 1990).

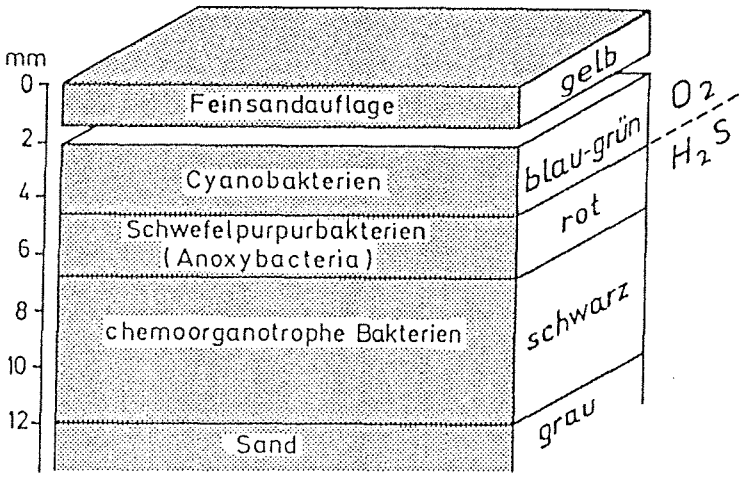


Abb. 30. Schichtmodell einer typischen Mikrobenmatte des Farbstreifensandwattes (aus GERDES et al., 1985).

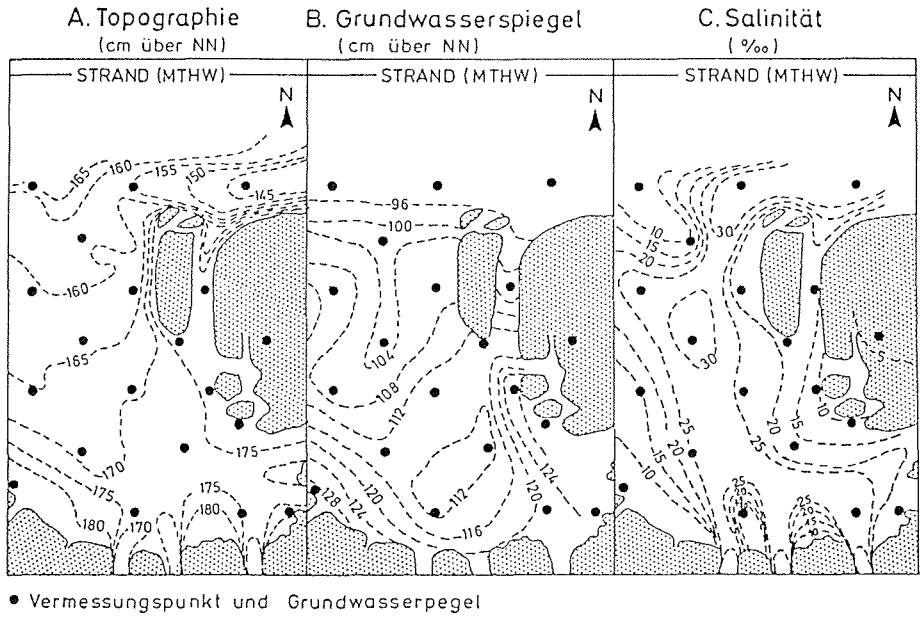


Abb. 31. Topographie (A), Grundwasserspiegel (B) und Grundwassersalinitäten (C) im Bereich der Flugsandplate (nach PATZIG, 1989).

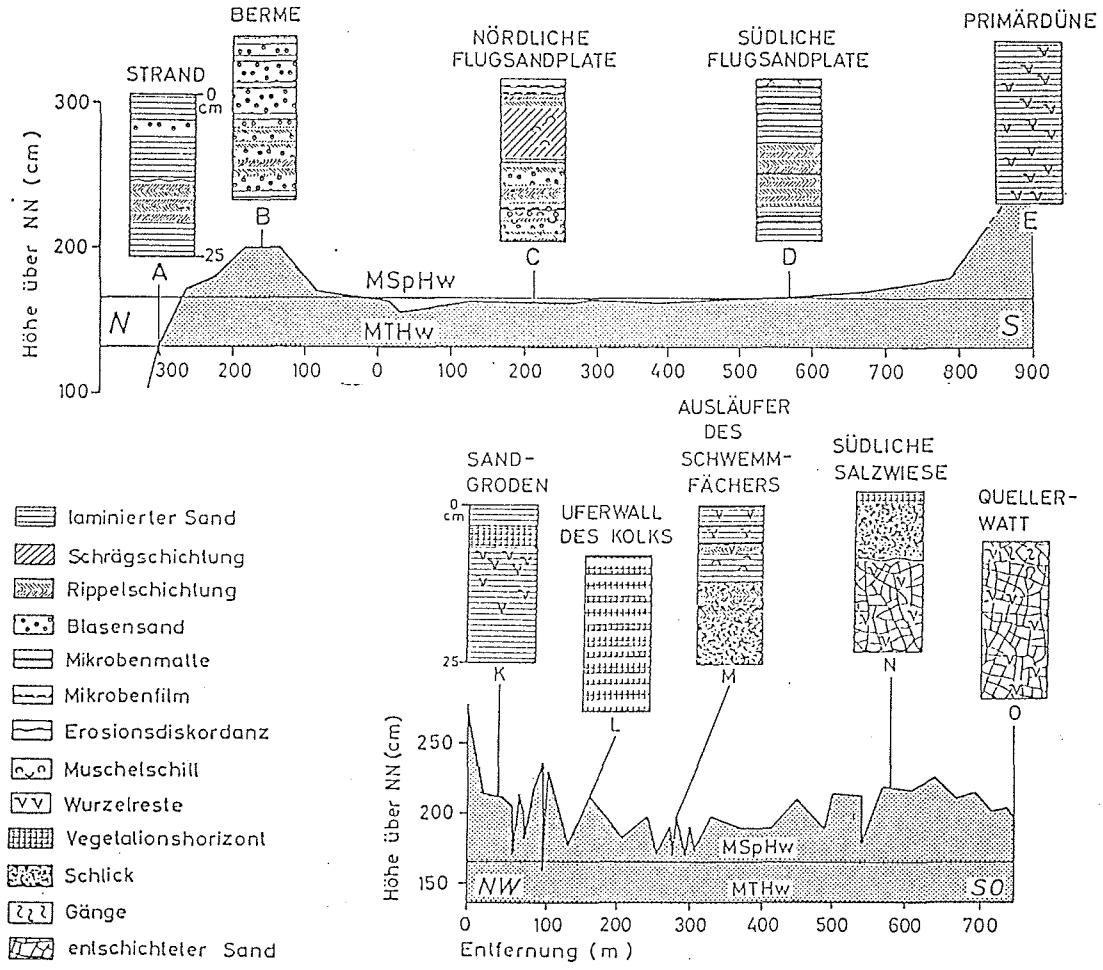
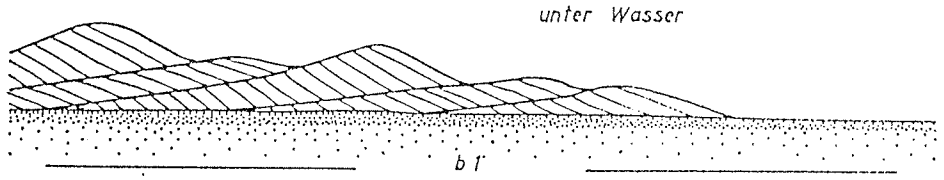


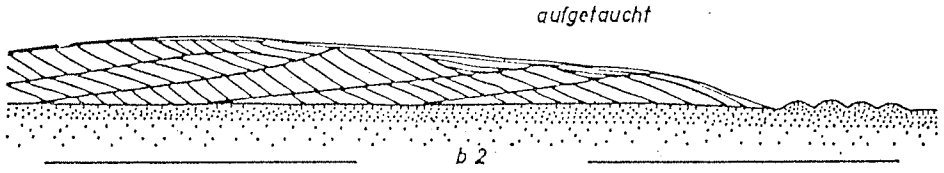
Abb. 32. Sedimentgefüge und fazielle Differenzierung entlang eines Inselquerschnitts (HOLZFÖRSTER & FLEMMING, 1990).

b) Innengefüge eines hochaufgewachsenen Strandriffs im Querschnitt

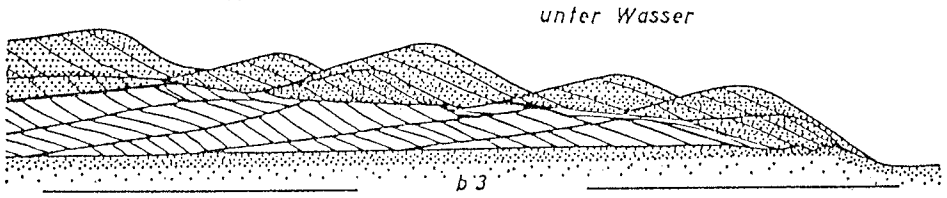


Aufwachsen und Vorrücken eines Strandriffes (rechts Landseite, links Seeseite) Kammabstand dieser Großrippeln in der Natur 0,5 bis 2m. Länge des Riffquerschnittes 100 bis 200 m.

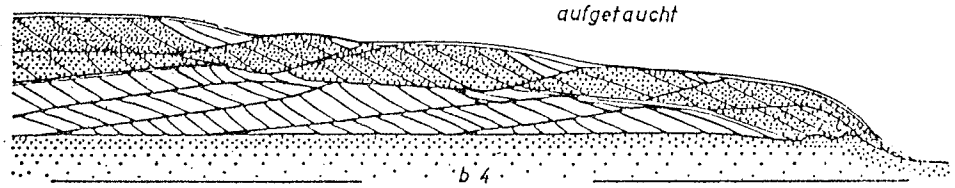
b1) Großrippelfeld mit Großrippeln, die jeweils auf die leeseitige Rippel aufwandern. Antrieb durch Schwallströmung nach rechts



b 2) Gleiches Großrippelfeld, nach dem Auftauchen an der Oberfläche ebengespült. Im Strandpriel entstanden Seegangsrippeln.



b 3) Ein weiteres Großrippelfeld überwandert das Riff und lagert dort weitere Großrippelschichten ab. Das Riff wird erhöht, rückt etwas zum Land hin, der Strandpriel vertieft sich.



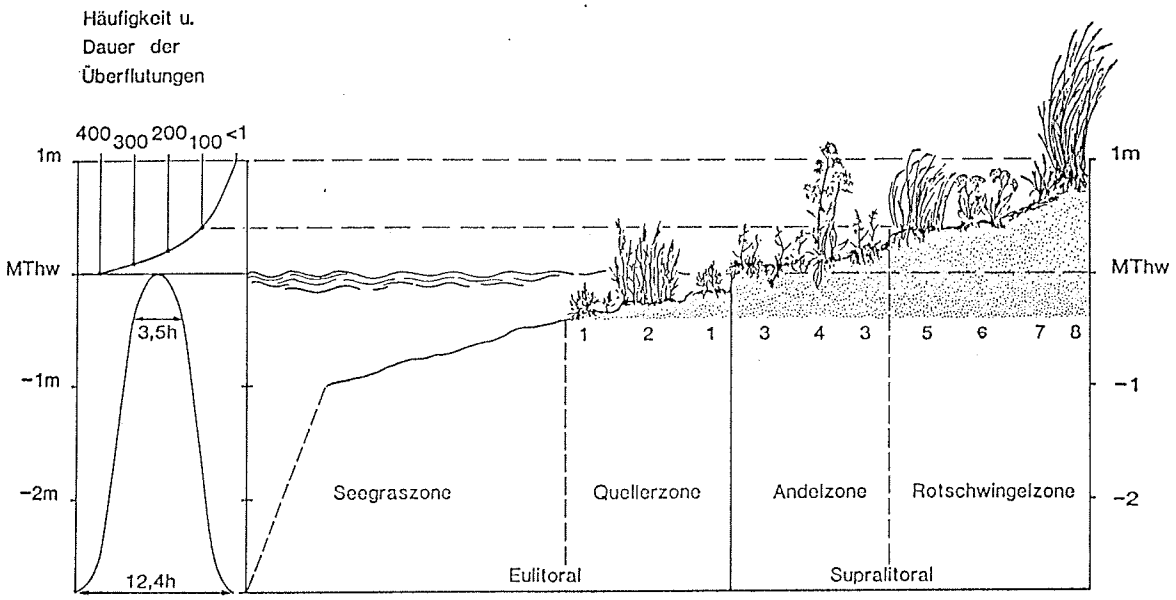
b 4) Großrippelfeld von b3 nach dem Auftauchen. Die Rippelkämme sind eingeebnet, die meisten Rippeltäler verfüllt. Rechts zum Priel hin haben sich Steilhangschichten gebildet.

Abb. 33. Entwicklung des Interngefüges eines Strandriffes im Verlauf mehrerer Tidenzyklen (aus REINECK, 1960).

a) Innengefüge eines flachen Strandriffs (Strandwallgefüge) im Querschnitt

Der landseitige Steilhang mit seinen Steilhangschichten zeigt 4 Vorschüttungsphasen. Der restliche Riffkörper wird (wie viele Strandwälle) von oberflächenparalleler Feinschichtung aufgebaut. Natürliche Länge des Querschnitts 10-30 m, Höhe 10-30 cm (Näherungswerte)

Abb. 34. Interngefüge eines Strandwalles (aus REINECK, 1960).



1 = Queller
2 = Schlickgras
3 = Andel
4 = Strandaster
5 = Rotschwingel
6 = Strandflieder
7 = Meerstranddreizack
8 = Dünenquecke

Abb. 35. Ausbildung verschiedener Vegetationszonen im marin/terrestrischen Übergangsbereich (nach ERCHINGER, 1987).

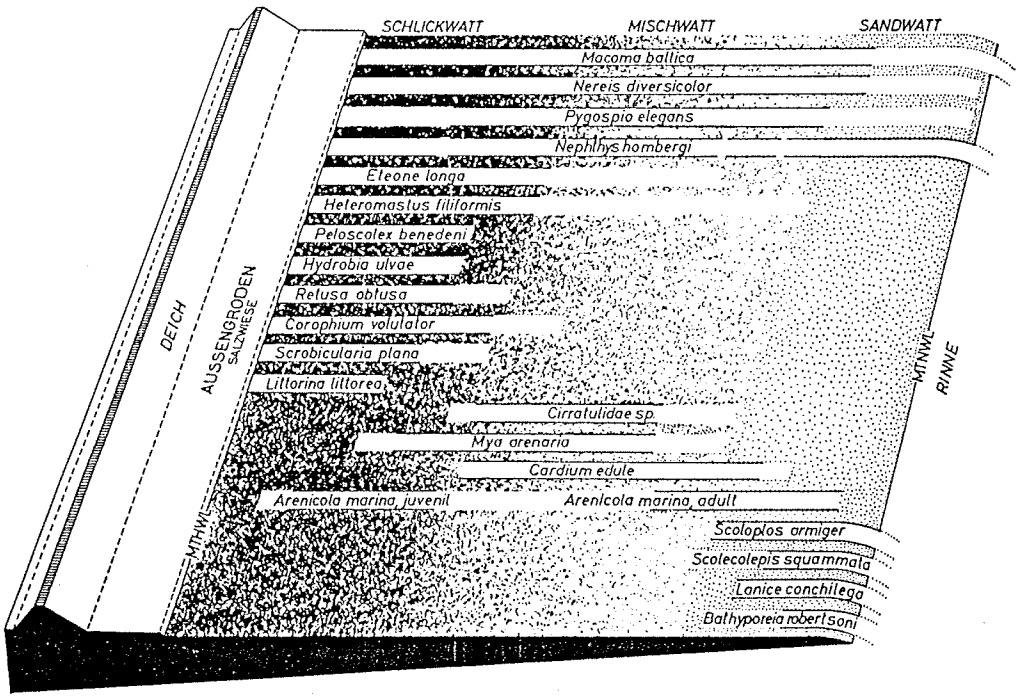


Abb. 36. Siedlungsstrukturen im Watt in Abhängigkeit vom Sediment (DÖRJES, 1979).

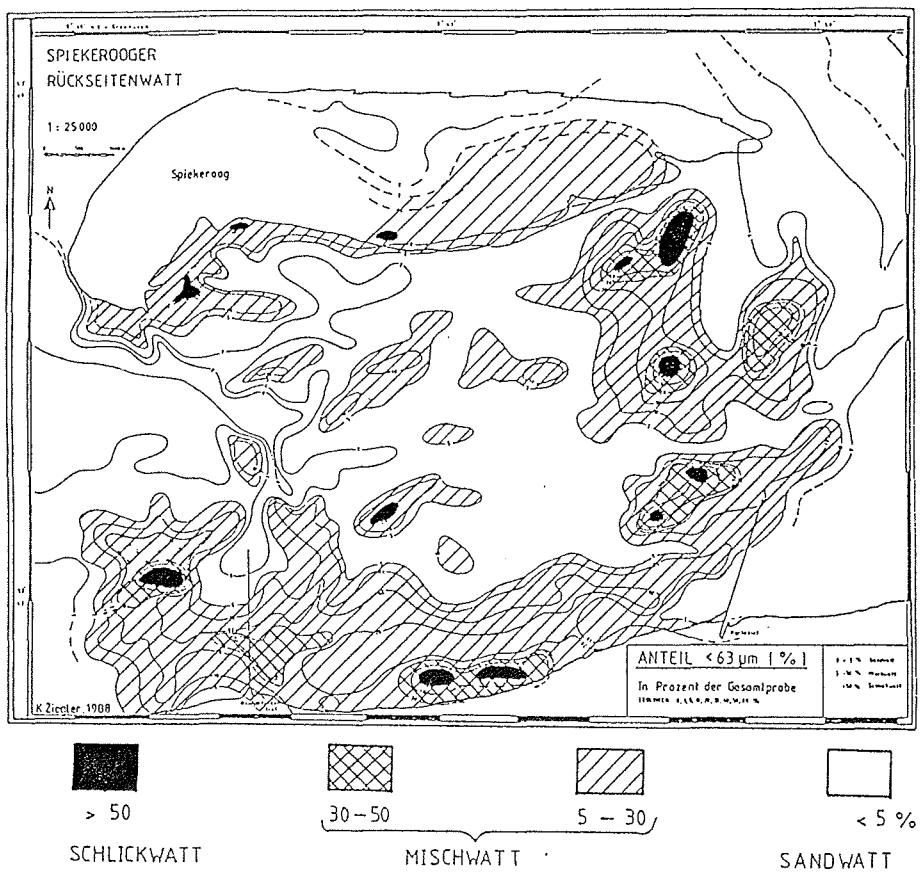


Abb. 37. Schlickverteilung im Spiekerooger Watt (ZIEGLER, 1989).

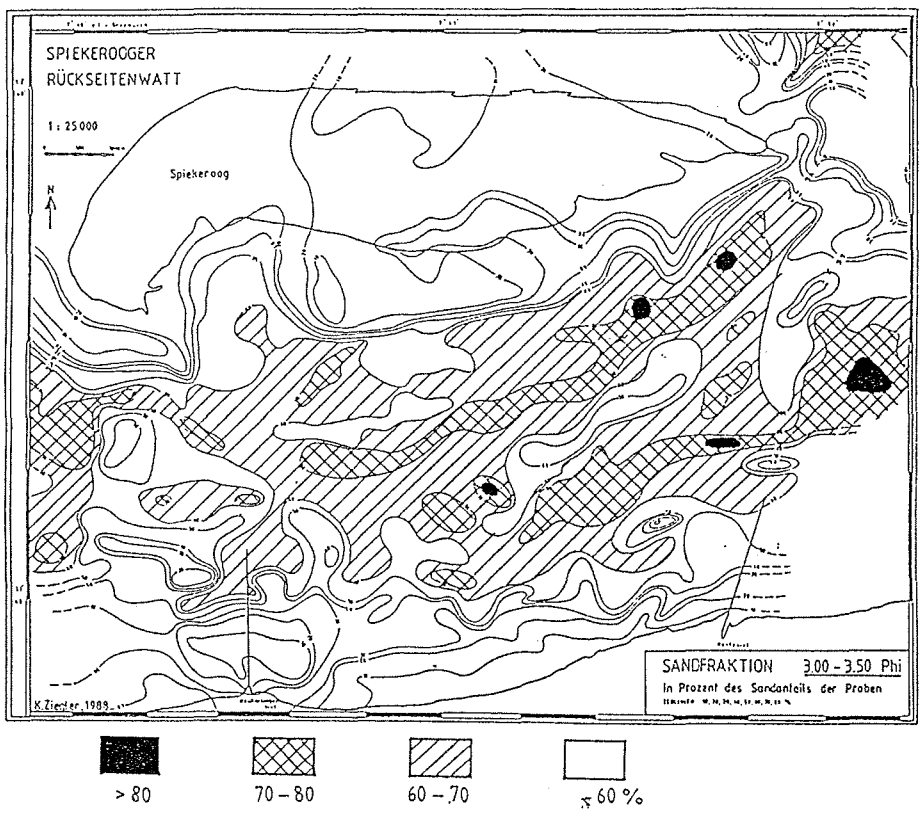
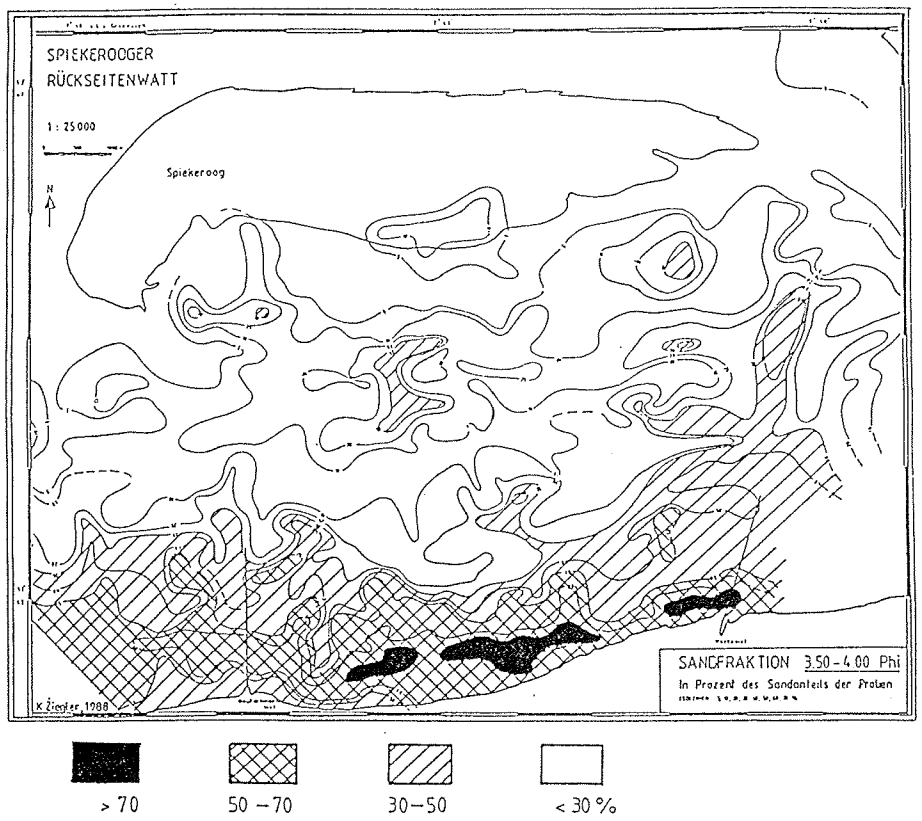


Abb. 38. Verteilung von sehr feinem Sand im Spiekerooger Watt.
A: Fraktion 0,088-0,125 mm.



B: Fraktion 0,063-0,088 mm (ZIEGLER, 1989).

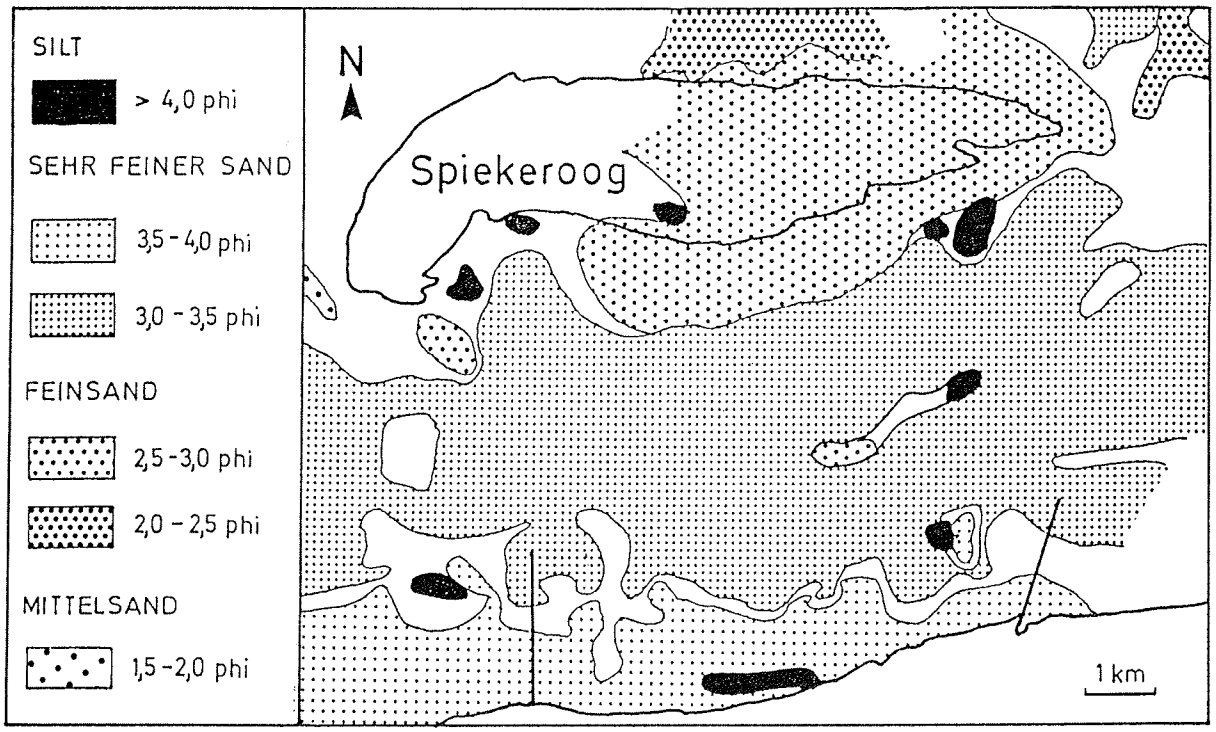


Abb. 39. Fazielle Differenzierung des Spiekerooger Watts auf der Basis dominanter Sandfraktionen. Man beachte den senkrecht zur Küste verlaufenden Energiegradienten (ZIEGLER et al., 1990).

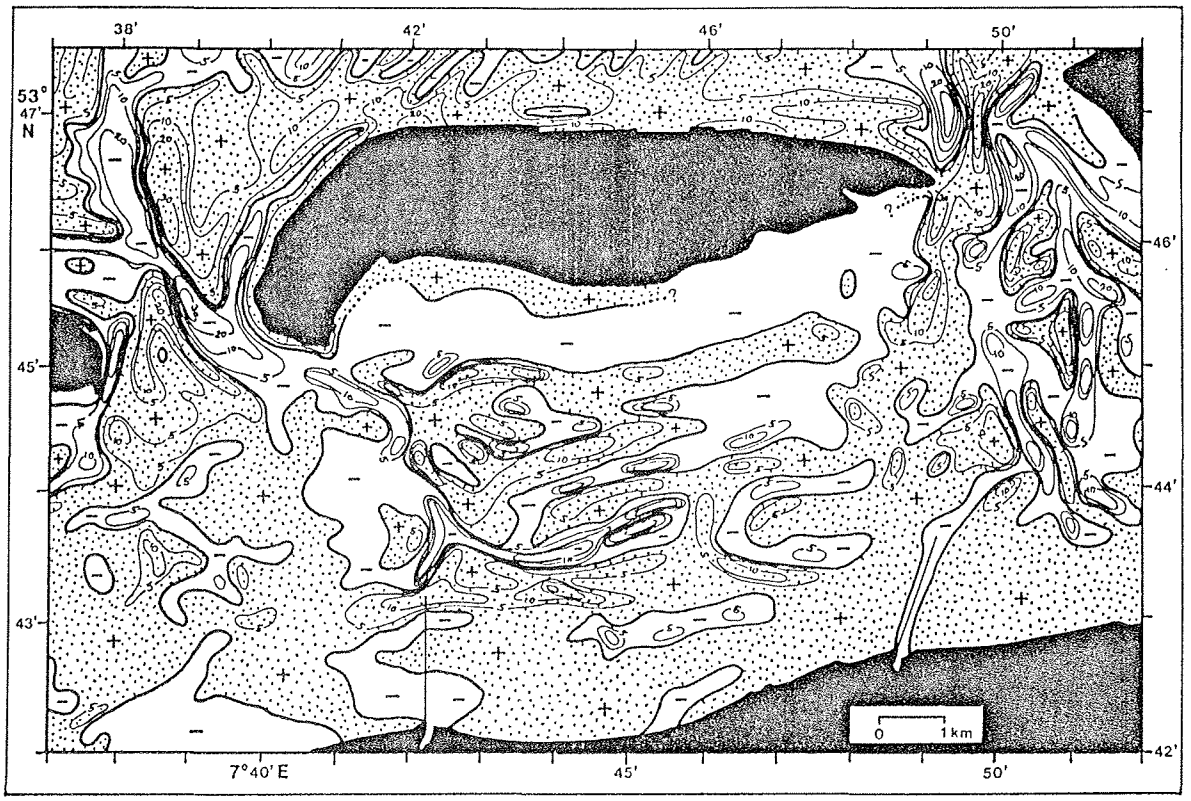


Abb. 40. Topographische Veränderlichkeit des Spiekerooger Watts im Zeitraum von 1960 bis 1975 (FLEMMING, 1986).

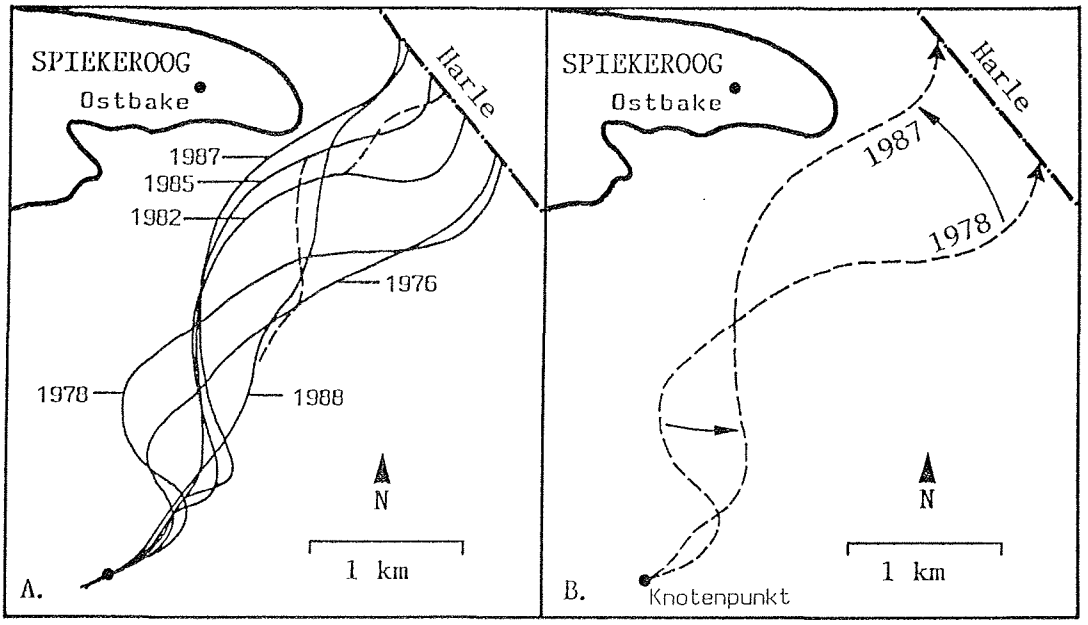


Abb. 41. Zyklische Prielverlagerung im östlichen Rückseitenwatt von Spiekeroog im Zeitraum von 1976 bis 1988 (FLEMMING & DAVIS, 1990).

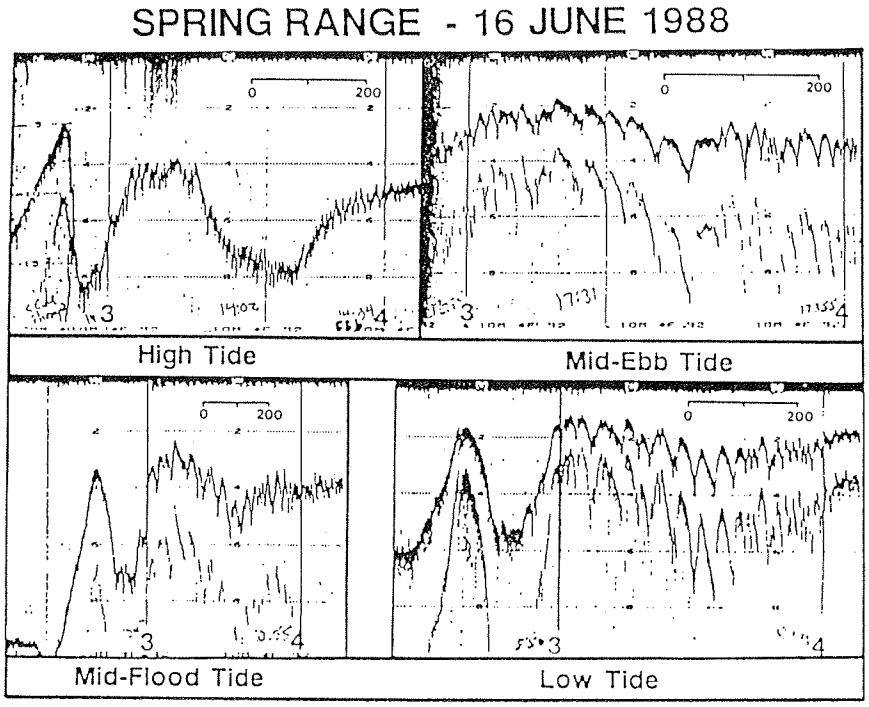


Abb. 42. Echolotaufzeichnungen der Sohlformentwicklung in einer Rinne des östlichen Rückseitenwatts von Spiekeroog im Verlauf einer Tide (FLEMMING & DAVIS, 1990).

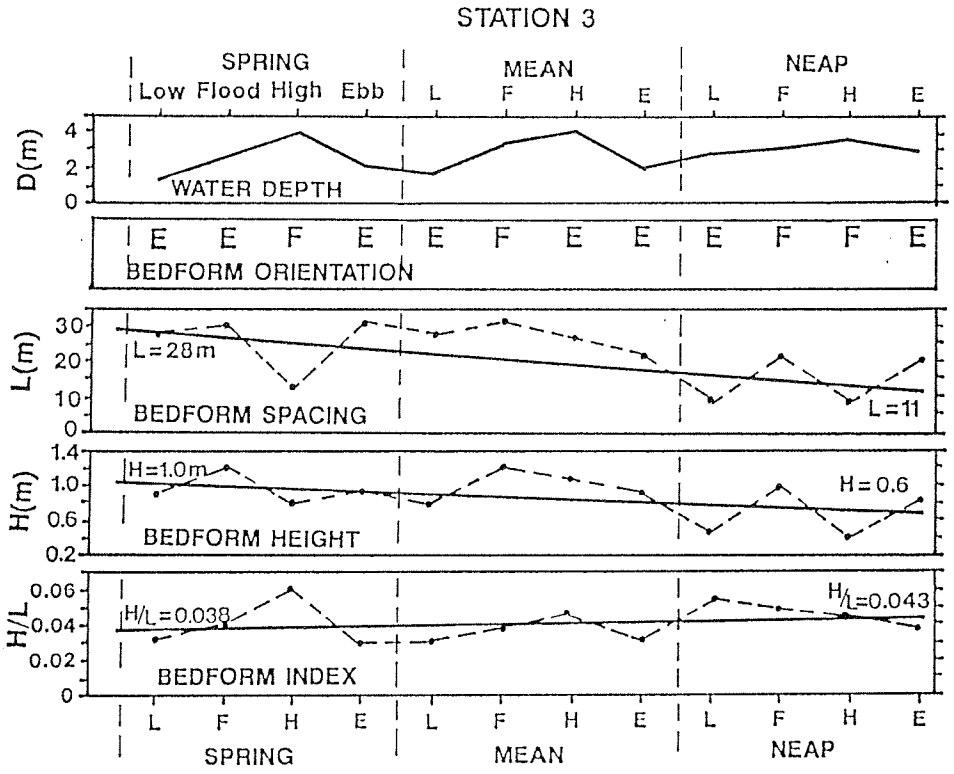


Abb. 43. Angleichung der Sohlformdimensionen an die hydraulischen Veränderungen zwischen Spring- und Nipptide (FLEMMING & DAVIS, 1990).

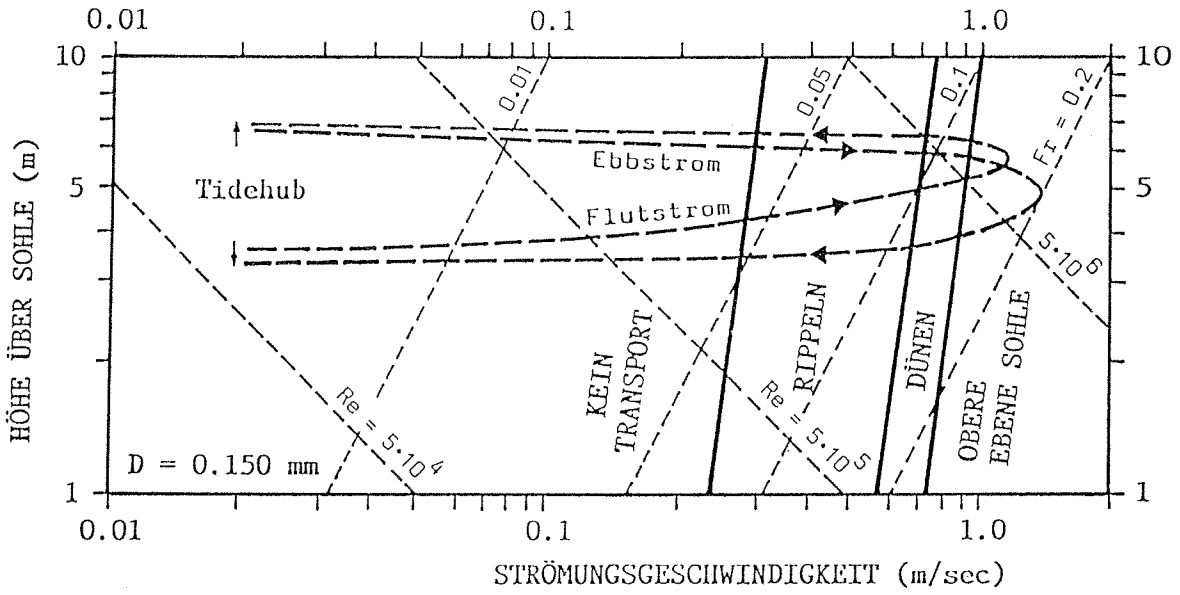


Abb. 44. Sohlformphasen als Funktion der Strömungsgeschwindigkeit und Wassertiefe im Flut- und Ebbstrom (FLEMMING & DAVIS, 1990).

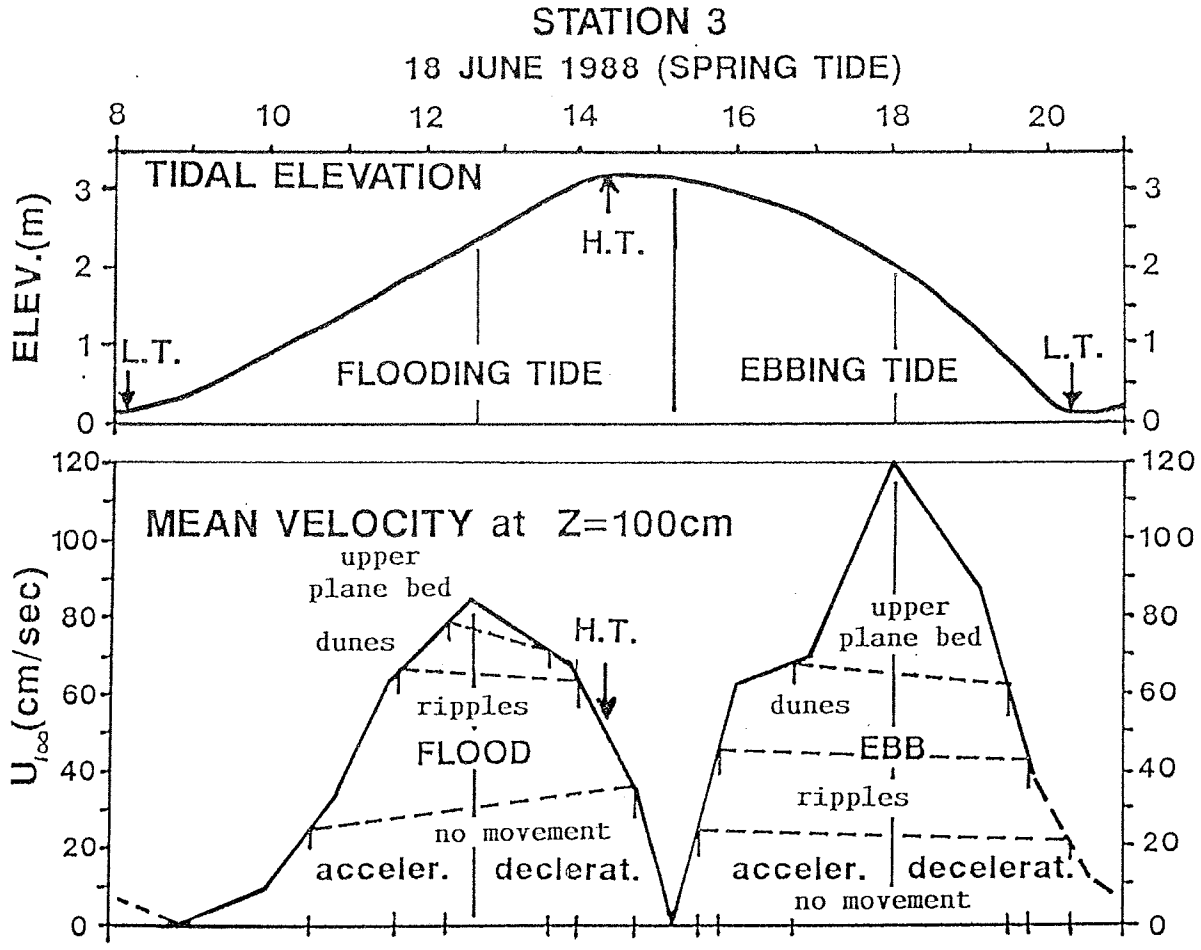


Abb. 45. Zeit/Geschwindigkeitsdiagramm der Sohlformentwicklung im Verlauf einer Tide (FLEMMING & DAVIS, 1990).

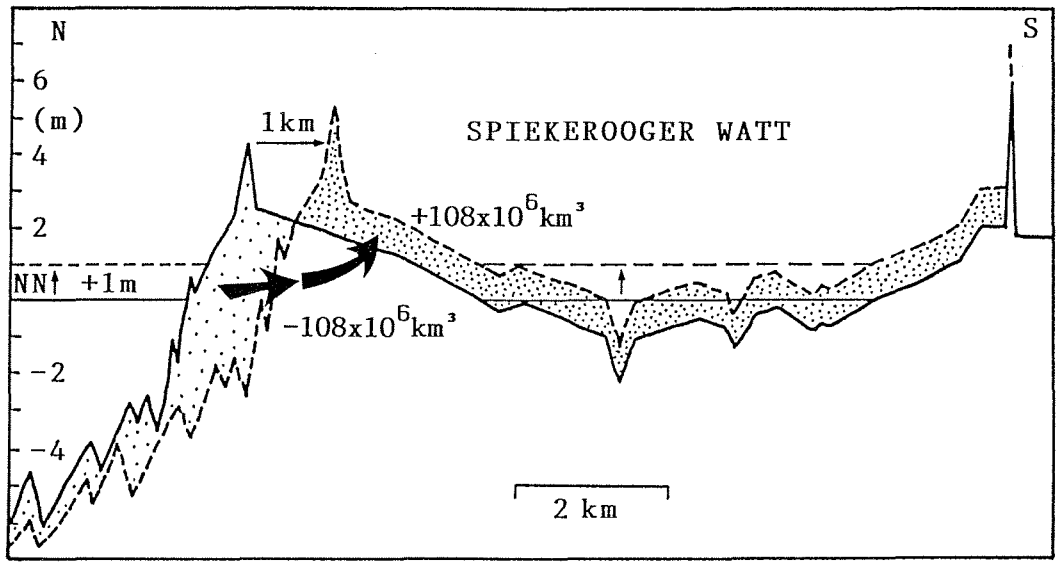


Abb. 46. Inselverlagerung, Wattaufwuchs und volumetrische Sedimentbilanz bei einem Meeresspiegelanstieg von 1 m (ZIEGLER & FLEMMING, 1990).

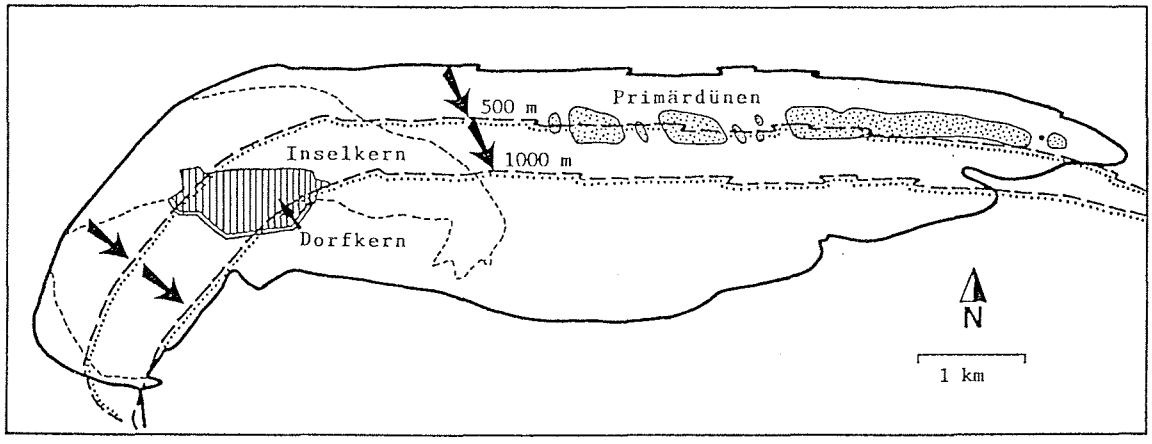


Abb. 47. Postuliertes Ausmaß und Richtung der Verlagerung von Spiekeroog bei einem Meeresspiegelanstieg von 1 m.

EXKURSION V-3

Quartärgeologische Exkursion in das westliche Elbe-Weser-Dreieck

03.10.1990

Führung: Hans-Christoph HÖFLE & Josef MERKT *)

mit 5 Abbildungen und 1 Tabelle

Programm:

vormittags:
1. Sandgrube Freißenbüttel: elsterzeitliche Grundmoränen
2. Sandgrube bei Hambergen/Wallhöfen: Schmelzwassersande aus der Elster-Zeit
3. Sandgrube bei Hambergen/Vollersode: Glazialtektonik in Schmelzwassersanden; durch Toteis entstandene Hohlform
4. Sandgrube bei Bramstedt: Elster-Kaltzeit/Haupt-Drenthe-Stadium der Saale-Kaltzeit

Mittagspause am Wollingster See

nachmittags:
Seebildung und Verlandung in der Hadelner Bucht
Abschluß: Besuch der Burg Bederkesa

---

*) Anschrift der Verfasser: Dr. H.-Ch. HÖFLE & Dr. J. MERKT, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51.

Einführung

Das Land Bremen liegt zum größten Teil in den Flußniederungen von Weser, Ochtum, Lesum und Wümme, nur im Norden reicht es bis auf die Osterholz-Scharmbecker Geest. Dabei handelt es sich um ein mit Grundmoräne bedecktes Plateau, das bei Osterholz-Scharmbeck mit Höhen um 45 m ü.NN beginnt und östlich von Schwanewede um 30 m ü.NN nahe am Wesertal endet. Nach Westen und Süden kommt es zur Auflösung des Plateaus in einzelne Zungen und zur Bildung einer Hügellandschaft, in der nur noch einzelne Kuppen und kleinere Plateaus mit Geschiebelehm bedeckt sind. Weite z.T. mit Mooren verfüllte Muldentäler sind für den Geestrand im Westen und Süden charakteristisch.

Nach Norden und Nordosten geht das Osterholz-Scharmbecker Geestplateau in die kuppige Altmoränenlandschaft der Stader Geest (SCHRÖDER-LANTZ 1964) über. Meist mit Grundmoränen bedeckte flache Kuppen werden von den Ost-West verlaufenden vermoorten Talniederungen der Lune und Geeste unterbrochen. Im Norden begrenzt die Hadelner Bucht mit ihren größtenteils marinen holozänen Sedimenten die Geest; im Westen sind es die Endmoränen der Altenwalder Geest und die Weserniederung. Nach Osten werden die Osterholz-Scharmbecker und teilweise auch die Stader Geest durch die Teufelsmoorniederung, das Oste-Tal und die Lamstedter Endmoränen begrenzt.

Zur Geologie im Elbe-Weser-Dreieck

Beim letzten großen Meeresvorstoß vor 10 Millionen Jahren (Tertiär: Miozän) wurde noch das gesamte Gebiet überflutet und mit marinen Ablagerungen bedeckt (KUSTER in KUNTZE et al. 1989). Darüber liegen küstennahe Flachwassersedimente, in denen der marine Charakter immer mehr zurückgeht, und im jüngsten Tertiär (Pliozän) hat sich im südlichen Elbe-Weser-Dreieck ein Flußsystem etabliert, das ohne einen erkennbaren Einschnitt in das Quartär übergeht. Aus Untersuchungen von Geröllen in altquartären Sanden im westlichen Niedersachsen und den Niederlanden (LÜTTIG & MAARLEVELD 1961) ist bekannt, daß ein Flußsystem über die damals noch nicht existierende Ostsee hinweg bis nach Südschweden gereicht hat.

Die in Abb.1 dargestellte zeitliche Gliederung des Quartärs nach MÜLLER (1986) und WOLDSTEDT & DUPHORN (1974) weist bereits für das Altquartär starke Klimaschwankungen auf. Wahrscheinlich gab es in den Kaltzeiten damals Eisschilde in Skandinavien, die sich aber nicht nach Süden ausdehnten. Erst in der Elster-Kaltzeit breitete sich das skandinavische Inlandeis bis nach Norddeutschland aus und ist maximal sogar in die Mittelgebirge eingedrungen. Unmittelbar vor der Elster-Kaltzeit liegt das von H. MÜLLER (1965) untersuchte Bilshausen-Interglazial als Teil des Cromerkomplexes (Abb.1). Eine in diesem Interglazial vor kurzem gefundene vulkanische Tufflage ergab ein radiometrisch ermitteltes Alter von

410 000 Jahren vor heute (H. MÜLLER 1990 in prep.), so daß der Beginn der Elster-Kaltzeit mit etwa 400 000 Jahren vor heute festgelegt werden kann.

Durch das Vordringen elsterzeitlicher Gletscher wurden die alten Flußsysteme vom Eis überfahren. Vor der anrückenden Gletscherfront sind durch die sommerlichen Schmelzwässer in den tiefen Landschaftsteilen kiesige Sande abgelagert worden. Die Sande wurden vom Eis überfahren und von einer Grundmoräne bedeckt (Abb.2). Da in Teilen der Landschaft noch ein direkter Kontakt zwischen den miozänen Meeresablagerungen und dem Gletschereis möglich war, kam es zur Aufnahme von Tonmaterial in die Moräne und zu deren schwarzgrauer Färbung. Ansonsten besteht die Grundmoräne aus einem Gemisch von Ton, Schluff, Sand, Kies und Steinen (Geschiebe).

Aus zahlreichen Aufschlußbearbeitungen im Elbe-Weser-Dreieck ist bekannt, daß in der elsterzeitlichen Grundmoräne ein deutlich höherer Anteil westskandinavischer Geschiebe (z.B. Rhombenporphyr und Larvikit) vorkommt als in denen der Saale-Kaltzeit (K.-D. MEYER in HÖFLE 1976 a,b,c; 1983). Einregelungsmessungen an Längsachsen von Geschieben haben die Rekonstruktion der Fließrichtung der damaligen Gletscher ermöglicht (Abb.3). Daraus hat sich ein Überfließen des Elbe-Weser-Dreiecks von Norden nach Süden ergeben. Geschiebeuntersuchungen und Strukturmessungen belegen also einen Eisstrom, der nicht wie bei allen saalezeitlichen Inlandeisvorstößen über die Ostsee nach Nordwestdeutschland, sondern über den Bereich des Oslo-Fjordes nach Süden geflossen ist.

Aus vier Aufschlüssen im Elbe-Weser-Dreieck und auch aus mehreren Bohrungen ist bekannt, daß über den elsterzeitlichen Schmelzwassersanden und der Grundmoräne mehrere Meter mächtige Sande und eine weitere Grundmoräne liegen, die ebenfalls in die Elster-Kaltzeit gehören. Zahlreiche von K.-D. MEYER durchgeführte Geschiebezählungen beweisen, daß das Geschiebespektrum in beiden Moränen identisch ist (Tab.1). Die Einregelungsmessungen in dieser Moräne haben ebenfalls ein Einfließen des Eises aus Norden ergeben. Die beiden Moränen unterscheiden sich lediglich durch ihre Korngrößenzusammensetzung. Während die untere einem stark sandigen, tonigen, kiesigen Schluff entspricht, besteht die obere aus einem schluffigen, kiesigen Sand. Da es sich um Grundmoränen handelt, die durch Schmelzwassersande getrennt sind, kann man im Elbe-Weser-Dreieck von zwei elsterzeitlichen Eisvorstößen ausgehen. Auch außerhalb dieses Raumes sind zwei Moränen nachgewiesen worden wie z.B. in den Schächten in Gorleben und im Süden der DDR (EISSMANN 1975). Wie weit sie sich nach Süden in Richtung Mittelgebirgsrand verfolgen lassen, ist unbekannt. Fest steht, daß in den großen Aufschlüssen des Helmstedter Braunkohlenreviers nur eine Elster-Moräne, wahrscheinlich die untere, auftritt.

Tab.1: Kristalline und sedimentäre Geschiebe skandinavischer Herkunft aus elsterzeitlichen Grundmoränen in der Sandgrube 500 m E Freißenbüttel (R: 34 87 090, H: 59 03 420). Bestimmung durch K.-D. MEYER 1976.

Kristalline Gesteine

- Rhombenporphyr
- Bredvads-Porphyr
- Dala-Porphyr
- Smaland-Quarzporphyr
- Aland-Quarzporphyr
- Garberg-Granitporphyr
- Grönklitt-Porphyrit
- Hälleflinta
- Schonen-Basalt
- Kinne-Diabas
- Aland-Granit
- Pilgrimstad-Granit
- Roter Växjä-Granit
- Stockholm-Granit
- Uppsala-Granit
- Nordmarkit

Sedimentäre Gesteine:

- Blauquarz-Quarzit
- Dala-Sandstein
- Digersbergs-Sandstein
- Hardeberga-Sandstein
- Tessini-Sandstein

Bei der Überfahrung Norddeutschlands durch das elsterzeitliche Inlandeis ist es stellenweise zur subglazialen Ausschürfung nord-südgerichteter rinnenförmiger Strukturen gekommen. Am Ende der Elster-Kaltzeit sind im Rahmen einer schnellen Klimaverbesserung große Schmelzwassermengen entstanden, die von der Oberfläche aus in das Spaltennetz des Eises eingedrungen sind und es einem Schwamm vergleichbar aufgefüllt haben.

Da die Eisdecke wahrscheinlich bei Bremen über 1000 m mächtig war, standen die Schmelzwässer an der Gletscherbasis unter starkem Druck. Dieser Druck befähigte das Wasser, unter dem Eis tunnelähnliche Abflußrinnen auszuspülen. Der im allgemeinen aus Lockergesteinen (Sande, Tone) aufgebaute jungtertiäre Untergrund war dazu hervorragend geeignet. Es entstand ein System von ungewöhnlich tiefen Rinnen, die Norddeutschland in

Nord-Süd-Richtung durchziehen. Dabei wurden die bereits vom Eis subglazial angelegten N-S-ausgerichteten Strukturen von den Wassermassen zum größten Teil übertieft.

Zwischen Bremen und Lüneburg sind etwa 15 solcher Rinnen mit zahlreichen Querverbindungen und seitlichen Abzweigungen nachgewiesen worden. Sie erreichen meist Breiten von 2 bis 3 km und Längen von z.T. über 130 km (KUSTER & MEYER 1979). Zwei große Rinnen queren den Raum im Norden Bremens. Die westliche Rinne verläuft von Neuenkirchen über Meyenburg in Richtung Uthlede (Neuenkirchener Rinne). Die östliche wird als Ritterhuder Rinne bezeichnet. Sie läßt sich von Bremen über Ritterhude in Richtung Axstedt verfolgen. Die Querverbindungen und seitlichen Abzweigungen der Rinnen mit Übertiefungen machen deutlich, daß es sich um ein unter dem Eis gebildtes Tunnelsystem handelt und nicht, wie längere Zeit angenommen, um ein ertrunkenes ehemaliges Talsystem.

Mit fortschreitendem Abtauen des Eises wurde schließlich der Zeitpunkt erreicht, an dem die Erosions- und Transportkraft der Schmelzwässer nachließ und die Verfüllung der Rinnen begann. In noch relativ schnell fließendem Wasser kam es zunächst zur Ablagerung von Grobmaterial (Steine, Kies, Grobsand). Bei ständig abnehmender Fließgeschwindigkeit wurden die Rinnen mit immer feinerem Material aufgefüllt, bis bei fast völligem Stillstand die Ton- und Schluffsedimentation erfolgte. Die Feinsand-, Schluff- und Tonablagerungen decken nicht nur den oberen Bereich der Rinnen ab, sie greifen auch auf die Umgebung über. Am Rand der Osterholz-Scharmbecker Geest sind diese Ablagerungen der späten Elster-Kaltzeit weit verbreitet. Die Feinsandablagerungen werden als Ritterhuder Sande (WILCKENS 1921) bezeichnet. Sie können mehrere Zehner Meter mächtig sein. Die Ton- und Schluffablagerungen werden unter dem Begriff "Lauenburger Ton " zusammengefaßt. Dieses Material enthält um 8 % Kalk. Der oberste entkalkte Bereich (-2,5 m unter Gelände) war bis vor 15 Jahren ein wichtiger Ziegeleirohstoff. Die größte erbohrte Mächtigkeit des Lauenburger Tones liegt bei 50 m.

Ablagerungen der Holstein-Warmzeit sind im Exkursionsgebiet nicht aufgeschlossen.

Während der Saale-Kaltzeit wurde die Osterholz-Scharmbecker Geest nur im Haupt-Drenthe-Stadium vom Eis überfahren. Dabei sind vor dem sich ausbreitenden Eis nur in einzelnen Rinnen und auf kleineren Flächen kiesige Schmelzwassersande abgelagert worden, so daß die Haupt-Drenthe-Grundmoräne zum großen Teil direkt auf dem elsterzeitlichen Untergrund zur Ablagerung kam. Die Gletscher des jüngeren Drenthe-Vorstoßes haben im Norden gerade noch den Rand des Weser-Tales erreicht. Im Osten markieren die Lamstedter Endmoränen von Bremervörde bis Schneverdingen die maximale Ausbreitung des Eises. Die Osterholz-Scharmbecker Geest blieb eisfrei.

Exkursionsprogramm für den 3.10.90 vormittags:

Die pleistozänen Ablagerungen sollen auf dieser Exkursion in folgenden Sandgruben vorgeführt werden. Änderungen entsprechend den Aufschlußverhältnissen sind vorbehalten.

1. Sandgrube Freißenbüttel 2 km nördlich von Osterholz-Scharmbeck
   TK 25 Nr. 2718, H: 59 03 750, R: 34 87 000.

   Im unteren Bereich der nördlichen Grubenwände stehen die beiden elsterzeitlichen Grundmoränen an (Abb.4). Sie werden jeweils von Schmelzwassersanden unterlagert. In die untersten Schmelzwassersande sind Glaukonite aus dem marinen Miozän des Untergrundes eingelagert. Die untere Elster-Grundmoräne ist verfaltet und stellenweise stark zerschert, was wahrscheinlich auf die Überfahrung durch die Gletscher des jüngeren Vorstoßes zurückzuführen ist.

2. Sandgrube südwestlich Wallhöfen bei Hambergen
   TK 25 Nr. 2619, H: 59 09 000, R: 34 90 900.

   Die Grubenwände werden hauptsächlich aus Schmelzwassersanden der Elster-Kaltzeit aufgebaut. An der Ostwand liegt über den Sanden die jüngere elsterzeitliche Grundmoräne. Sie besteht aus einem schluffigen, schwach kiesigen Sand und wurde stellenweise über Toteis abgelagert. Durch das Schmelzen des Eises bildeten sich Sölle, in die die Grundmoräne nachgesackt ist. In den dadurch entstandenen abflußlosen Hohlformen kamen Tone, Schluffe und Feinstsande zur Ablagerung.

3. Sandgrube 500 m nördlich von Vollersode bei Hambergen
   TK 25 Nr. 2619, H: 59 11 400, R: 34 93 000.

   Glazialtektonisch stark gestörte Schmelzwassersande der Elster-Kaltzeit, in die an der nordöstlichen Grubenwand eine vermutlich durch Toteis entstandene Hohlform eingesenkt ist. Die Füllung der Hohlform besteht aus den beiden elsterzeitlichen Grundmoränen, die sich durch unterschiedliche Korngrößenzusammensetzung deutlich unterscheiden. In der Ostecke werden die Ablagerungen der Elster-Kaltzeit durch die Haupt-Drenthe-Moräne überlagert. Unter der Moräne liegen stellenweise in Rinnen abgelagerte kiesige Schmelzwassersande des Haupt-Drenthe-Stadiums der Saale-Kaltzeit.

4. Sandgrube bei Bramstedt nördlich von Bremen
TK 25 Nr. 2618, H: 59 15 350, R: 34 76 400.

Über Feinsanden mit Schluff- und Tonbänken der späten Elster-Kaltzeit liegen Schmelzwassersande und die Grundmoräne des Eisvorstoßes im Haupt-Drenthe-Stadium der Saale-Kaltzeit. Im obersten Bereich der Moräne befinden sich stellenweise die Überreste eines Strukturbodens (Eiskeile, Kryoturbation), der einen Dauerfrostboden nach dem Verschwinden der Haupt-Drenthe-Gletscher belegt. Über der Haupt-Drenthe-Moräne liegen Schmelzwassersande und die Reste der Grundmoräne des Jüngeren-Drenthe-Eisvorstoßes, der hier bis an den östlichen Rand des Wesertales reichte, ohne eine Endmoräne zu bilden. Zur Entstehung einer Satzendmoräne durch die Anhäufung großer Schmelzwassersandmengen kam es weiter im Norden bei Altenwalde. Der Geschiebedecksand und Flugsande der Weichsel-Kaltzeit sind die jüngsten pleistozänen Schichten des Profils (Abb.5).

Die Mittagspause ist am Wollingster See NE von Beverstedt vorgesehen (TK Nr. 2519, R: 34 91 200, H: 59 25 400).

Der See füllt eine 17 m tiefe Hohlform, die in ein mit Moräne bedecktes Plateau eingesenkt ist. Unmittelbar an ihrem Nordostrand liegt der sog. See-Berg mit einer max. Höhe von 7 m über dem Seespiegel.
Die geologischen Arbeiten von U. LADE (1979) haben ergeben, daß in der Umgebung des Sees unter der 7 bis 13 m mächtigen Moräne Schmelzwassersande liegen. Darunter folgt Lauenburger Ton. Die Ablagerungen im See sind mindestens 14,5 m mächtig und von J. MERKT und J.E. BEHRE untersucht worden. Die tiefsten erbohrten Schichten wurden im Präboreal und möglicherweise sogar im Weichsel-Spätglazial sedimentiert.

Die im folgenden aufgeführten Entstehungsmöglichkeiten der Hohlform werden diskutiert:
1. Subrosion über einem Salzstock?
2. Nachsacken über schwindendem Toteis?
3. Ausspülung eines Kolkes an der Gletscherbasis durch herabstürzende Schmelzwässer?

Exkursionsprogramm für den 3.10.90 nachmittags:

<u>Seebildung und Verlandung in der Hadelner Bucht</u>

Während der Eem-Warmzeit (SELLE III) wurde die Hadelner Bucht bis in ihren Südzipfel marin überflutet. Ausgangs des Eem süßte die Bucht aus. Der erste See in der Hadelner Bucht hatte einen unbedeutenden Verlandungsgürtel. Möglicherweise wurden Torfe und altweichselzeitliche diatomeenreiche Mudden während der Weichsel-Kaltzeit gekappt. Aus die-

ser Zeit stammt eine mehrere Meter mächtige, uniforme Sand/Kies-Serie, welche die Eemablagerungen abdeckt.

Spätglaziale Mudden bezeugen darüber einen Flachsee mit steigendem Wasserspiegel. Der See beginnt in einer Pingo-Narbe, aus der den spätglazialen Mudden aus Eem-Schichten Pollen zugeführt worden sind. Dieser - und andere Seen in der Hadelner Bucht - verlanden während des Altholozäns.

Während des Atlantikums wird das Bruchwald/Seggenmoor an seinen tieferen Stellen überflutet. Kleiabsätze belegen einen brackischen Einbruch, der alsbald aussüßt. An der Wende Atlantikum/Subboreal hinterläßt eine mächtige Ingression dicke Kleilagen in der Bucht. Sie bildet Kliffs am Hochmoor, das aufschwimmt und teils zerschlagen wird. Im vormaligen Niedermoorgebiet bildet sich ein persistierender See. Wenige Jahrhunderte später überflutet eine neue Ingression auch das Hochmoor. Der nachfolgende See verlandet kurz darauf wieder.

Bis in die jüngste Neuzeit wiederholt sich das Wechselspiel: brackische Ingression - See - Niedermoor - Ingression usf. mehrmals. Die Profilabfolge kann aber nicht mehr in Abschnitte aufgelöst werden, die von unterscheidbaren Ereignissen herrühren.

Die Seen der Hadelner Bucht liegen am Außenrand der Bucht, wo die klastische Sedimentation des Küstenmeeres ausläuft, aber auch das Moor vom Festland kommend seinen Außenrand hat. In diesem Kampfgebiet zwischen dem brackisch/marinen und dem terrestrischen Element des Moores konnten sich ephemere Flachseen bilden, die entstehen und vergehen.

Am Ufer des Bederkesaer Sees wird die Landschaftsentwicklung des Südteils der Hadelner Bucht anhand von paläogeographischen Karten, von Profilen und eines Bohrkerns erläutert. Außerdem soll die Bohrtechnik vorgeführt werden.

Zum Abschluß des Tages ist ein Besuch in der Burg Bederkesa vorgesehen. Sie wird erstmalig im 12. Jahrhundert als Sitz der Ritter von Bederkesa erwähnt. Von 1381 bis 1654 regierte Bremen das "Amt Bederkesa". Bis 1735 war die Burg als Teil des Herzogtums Bremen-Verden im schwedischen Besitz, bevor sie 1712 als Folge des zweiten Nordischen Krieges an das Kurfürstentum Hannover fiel.

Die stark verfallenen Reste der Burg wurden 1975 bis 1983 vom ehemaligen Landkreis Wesermünde gekauft und restauriert. Der Landkreis Cuxhaven setzte die Arbeiten fort und führte die Gebäude einer neuen Nutzung zu. Die archäologische Denkmalspflege des Landkreises ist hier zusammen mit einem der wichtigsten archäologischen Museen im Elbe-Weser-Dreieck untergebracht.

Literaturverzeichnis

EISSMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe.- Schriftenreihe Geol.Wiss., 2: 1-263; Berlin.

HÖFLE, H.-Ch. (1976a): Der Eggestedter Kiesrücken nördlich Bremen - eine elsterzeitliche Kames-Bildung.- Abh.naturw.Ver. Bremen 38 (2): 261-272, 4 Abb.; Bremen.

- (1976b): Zur Geologie des Elbe-Weser-Winkels.- Führer zu vor- und frühgeschichtlichen Denkmälern, 29: 30-41, 1 Abb.; Mainz (Philipp v. Zabern).

- (1976c): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen Blatt 2717 Schwanewede: 1-72, 10 Abb., 3 Tab., 3 Kt.; Hannover.

- (1983): Strukturmessungen und Geschiebeanalysen an eiszeitlichen Ablagerungen auf der Osterholz-Scharmbecker Geest.- Abh.naturwiss.Ver. Bremen, 40: 39-53, 11 Abb., 2 Tab.; Bremen.

KLEIN, F. (1978): Einregelungsmessungen an elster- und saalezeitlichen Geschieben, ein Beitrag zur Pleistozänstratigraphie im Bereich der Osterholz-Scharmbecker Geest.- Unveröffent. Staatsexamenarbeit d. TU Hannover: 1-68, 20 Abb.; Hannover.

KUSTER, H. & MEYER, K.-D. (1979): Glaziäre Rinnen im mittleren und nordöstlichen Niedersachsen.- Eiszeitalter und Gegenwart, 29: 135-156, 5 Abb., 3 Tab., 1 Kt.; Hannover.

KUNTZE, H., HÖFLE, H.-Ch., KUSTER, H., JÜRGENS, K. & HOFMANN, W. (1989): Bremen-Nord aus geowissenschaftlicher Sicht.- Schriften d. Wittheit z. Bremen, 31: 47-71, 6 Abb.; Bremen (Döll).

LADE, U. (1979): Neuere Untersuchungen am Wollingster See.- Jb. d. Männer vom Morgenstern, 58: 11-26, 2 Abb.; Bremerhaven.

LÜTTIG, G. & MAARLEVELD, G.C. (1961): Nordische Geschiebe in den Ablagerungen des Prä-Holstein in den Niederlanden (Komplex von Hattem).- Geologie en Mijnbouw, Jb. 40: 163-174; Amsterdam.

MÜLLER, H. (1986): Altquartäre Sedimente im Deckgebirge des Salzstockes Gorleben.- Z.Deutsch.Geol.Ges., 137, 1: 85-95, 5 Abb.; Stuttgart.

SCHRÖDER-LANTZ, H. (1964): Morphologie des Este-Tales.- Hamburger Geograph.Stud., H. 18: 1-180, 45 Abb.; Hamburg.

WILCKENS, O. (1921): Das Diluvium in der Umgebung von Bremen.- Cbl.f.Min., Geol., Paläont.: 650-660; Stuttgart.

WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter.- 91 Abb., 26 Tab.: 1-500; Stuttgart (Köhler).

Anhang II: Teilnehmerliste

1. BOESS, Jürgen, Dr.; Hannover
2. BÜLOW, Werner v., Dr.; Schwerin
3. DANNAPFEL, Manfred, Dr.; Bayreuth
4. HARMS, Franz-Jürgen, Dr.; Hannover
5. HARTUNG, W., Prof.Dr.; Oldenburg
6. RODE, Harald; Bremen
7. SCHNEIDER, Joseph, Dr.; Emmendingen
8. STANDKE, Gerda; Freiberg

Anhang I: 5 Abbildungen

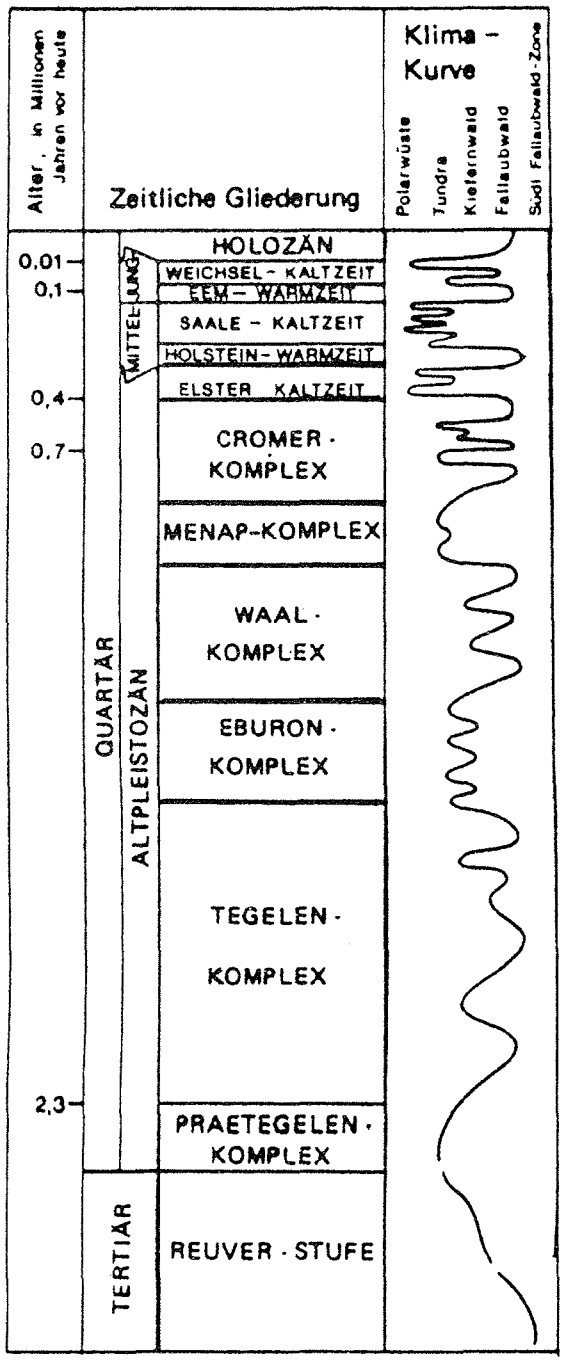
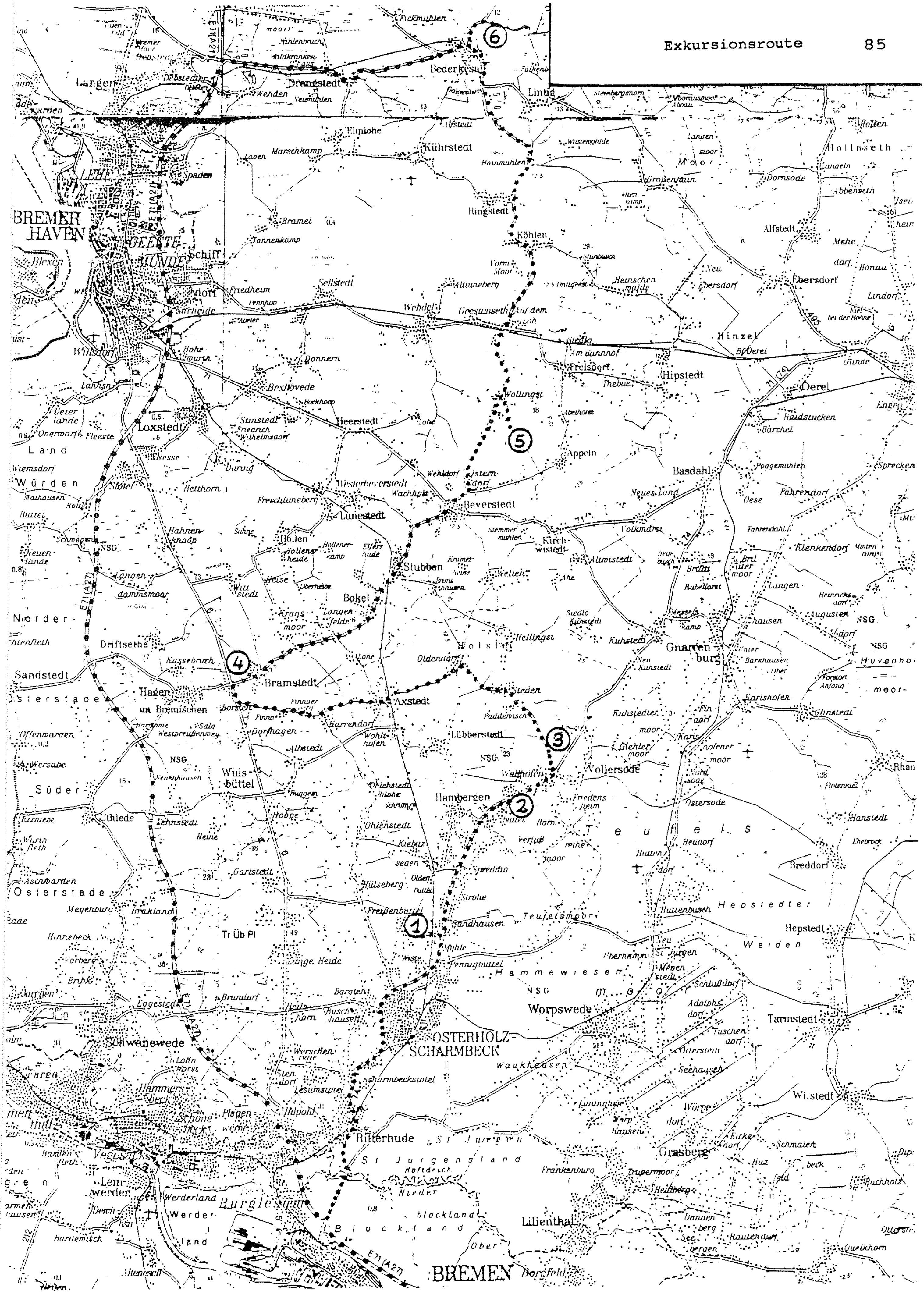


Abb.1: Zeitliche Grundgliederung und Klimakurve des Quartärs nach WOLSTEDT & DUPHORN (1974), etwas verändert.


1
2
3
4
5
6
Bederkesa
Drangstedt
Langen
Lintig
Elmlohe
Kührstedt
Marschkamp
Hainmühlen
Ringstedt
Köhlen
BREMERHAVEN
LEHE
GEESTEMÜNDE
Spaden
Bramel
Tannenkamp
Schiff
Sellstedt
Friedheim
Wehdel
Geestenseth
Auf dem Loh
Hollen
Hollnseth
Großenhain
Dornsode
Abbenseth
Alfstedt
Ebersdorf
Neu Ebersdorf
Heinschenwalde
Hinzel
Bf Oerel
Oerel
Hipstedt
Freisdorf
Am Bahnhof
Glinde
Haidstücken
Barchel
Willsdorf
Hohe Wurth
Donnern
Bexhövede
Bockhorn
Heerstedt
Loxstedt
Sunstedt
Friedrich Wilhelmsdorf
Wollingst
Appeln
Basdahl
Poggemühlen
Sprecken
Fahrendorf
Oese
Neues Land
Volkmarst
Würden
Nesse
Düring
Stotel
Hetthorn
Westerbeverstedt
Wachholz
Wehldorf
Ostendorf
Beverstedt
Lunestedt
Freschlüneberg
Kirchwistedt
Altwistedt
Stemmermühlen
Hahnenknoop
Hollen
Hollenerheide
Hollenerkamp
Stubben
Bokel
Wittstedt
Heise
Langendammsmoor
Kransmoor
Langenfelde
Welle
Ahe
Hellingst
Kuhstedt
Gnarrenburg
Langenhausen
Klenkendorf
Augustendorf
NSG
Huvenhoopsmoor
Karlshöfen
Glinstedt
Norder-
Driftsethe
Kassebruch
Bramstedt
Sandstedt
Osterstade
Hagen im Bremischen
Borstel
Pinna
Dorfhagen
Harrendorf
Axstedt
Oldendorf
Steden
Paddewisch
Lübberstedt
Wohlthöfen
Wallhöfen
Vollersode
Kuhstedtermoor
Giehlermoor
Findorf
Karlshöfenermoor
Hambergen
Wulsbüttel
Süder
Uthlede
Ohlenstedt
Kiebitzsegen
Spreddig
Teufelsmoor
Heudorf
Breddorf
Hanstedt
Ostersode
Hüttendorf
Hüttenbusch
Hepstedter Weiden
Hepstedt
Garlstedt
Hülseberg
Freißenbüttel
Sandhausen
Tr Üb Pl
Lange Heide
Pennigbüttel
Hammewiesen
Neu St. Jürgen
Worpswede
Schlußdorf
Adolphsdorf
Tarmstedt
Meyenburg
Brakland
Brundorf
Eggestedt
Bargten
Buschhausen
OSTERHOLZ-SCHARMBECK
Waakhausen
Tüschendorf
Seehausen
Schwanewede
Lohnhorst
Werschenrege
Scharmbeckstotel
Wörpedorf
Wilstedt
Hammersbeck
Schönebeck
Vegesack
Ritterhude
St. Jürgensland
Grasberg
Lemwerder
Werderland
Burglesum
Niederblockland
Blockland
Frankenburg
Trupermoor
Lilienthal
Buchholz
Quelkhorn
E71 (A27)
BREMEN
Borgfeld

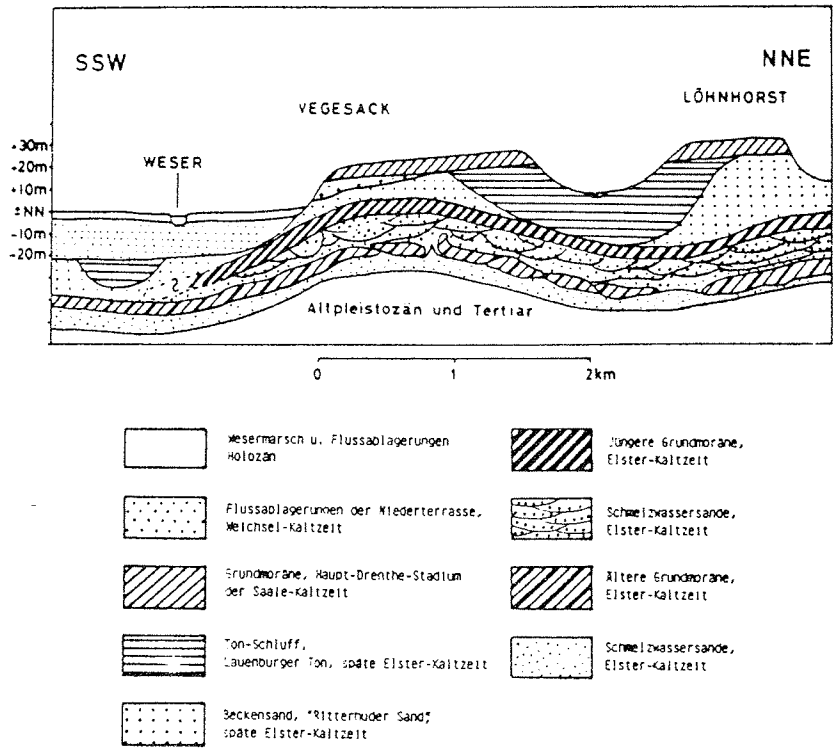


Abb.2: Schematisches geologisches Profil durch den südlichen Rand der Osterholz-Scharmbecker Geest bis in die Weser-Niederung.

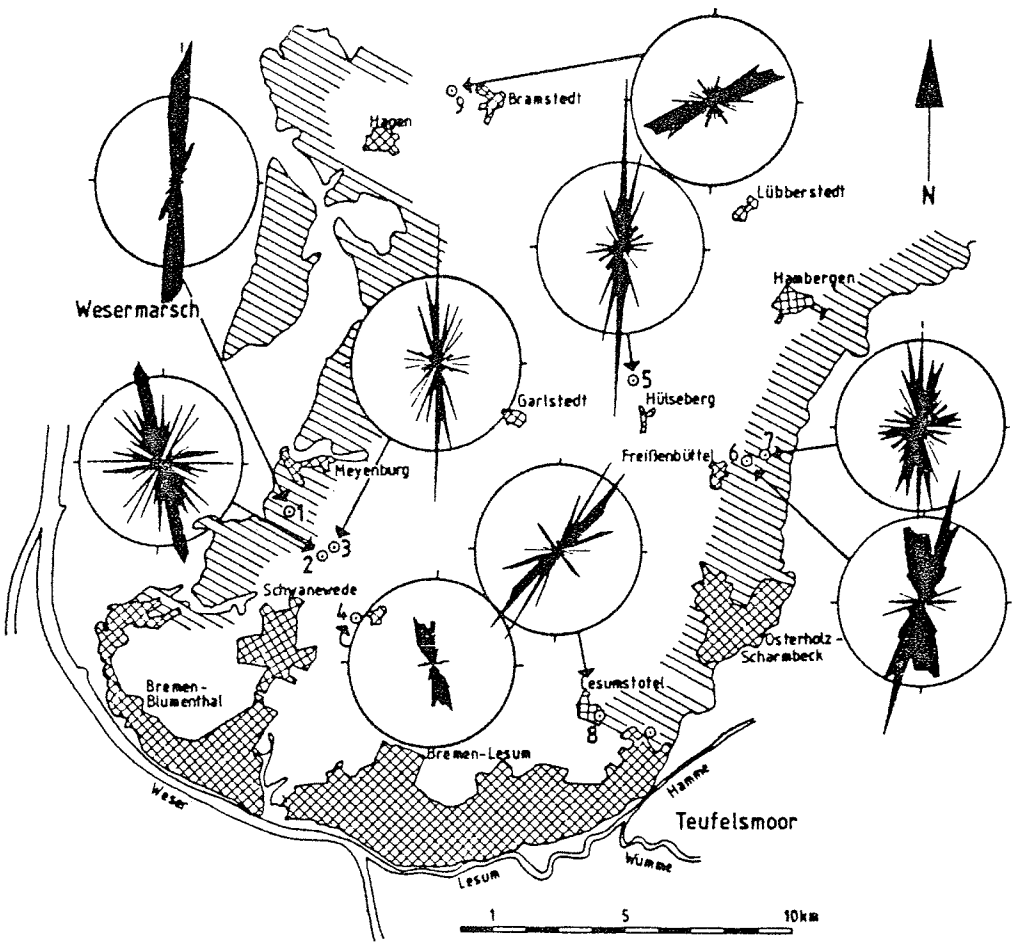


Abb.3: Darstellung der Einregelungsmessungen an Geschieben durch "Richtungsrosen". Der Kreis entspricht jeweils 10 Messungen.
Aufschluß Nr.1 = untere elsterzeitliche Grundmoräne, 2-7 = obere elsterzeitliche Grundmoräne, 8 + 9 = Drenthe-Haupt-Moräne.

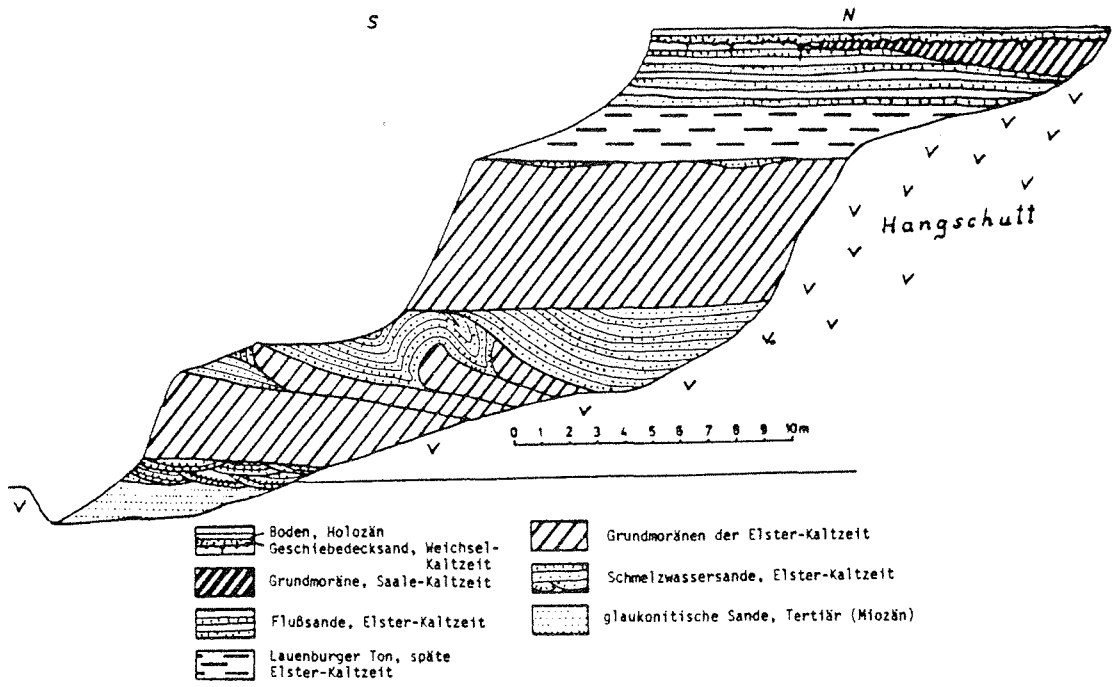


Abb.4: Lagerungsverhältnisse an der Nordostwand der Sandgrube Freißenbüttel. Die untere Moräne der Elster-Kaltzeit ist stark zerschert und auch die Schmelzwassersande darüber sind gestört.

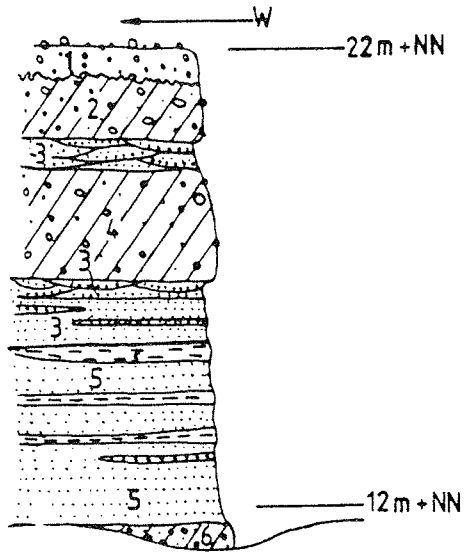


Abb.5: Schichtenfolge an der W-Wand der Sandgrube des Kalksandsteinwerkes bei Bramstedt, R: 34 76 400, H: 59 15 350
1: Geschiebesand; 2: Jüngere Drenthe-Moräne; 3: Schmelzwassersande, z.T. kiesig, Drenthe-Stadium; 4: Drenthe-Haupt-Moräne; 5: Beckensand mit Ton- und Schlufflagen, Elster-Kaltzeit; 6: Grundmoräne, Elster-Kaltzeit.

EXKURSION V-4 / Teil A

Küstengeologie zwischen Bremen und Wilhelmshaven

03.10.1990

Führung: Hansjörg STREIF *)

mit 10 Abbildungen

Inhaltsverzeichnis

1. Einführung

2. Wesertal zwischen Bremen und Brake
2.1 Weser-Niederterrasse
2.2 Flußrand-Dünen
2.3 Die holozänen Küstenablagerungen
Literaturauswahl

3. Die Marschen zwischen Jadebusen und Weser
3.1 Geologie des Küstenholozäns
3.2 Das Sehestedter Außendeichsmoor
Literaturauswahl

4. Die Marschen auf der Westseite des Jadebusens
4.1 Die Entwicklung von Jade und Jadebusen
4.2 Schwarzes Brack und Ellenser Damm
Literaturauswahl

---

*) Anschrift des Verfassers: Dr. H. STREIF, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 3, 3000 Hannover 51.

1. Einführung

Die Exkursion führt in die Marschenregion zwischen dem Ostfriesisch-Oldenburgischen Geestrücken im Westen und der Osterholz-Scharmbecker Geest bzw. der Altenwalder Geest im Osten (Abb.1). Ablagerungen und Formen der kuppigen oder plateauartigen Geestlandschaften sind im wesentlichen bei den Eisvorstößen der Elster-und Saale-Kaltzeit entstanden. Fluviatile Erosion, die vor allem im jüngeren Abschnitt der Saale-Kaltzeit und während der Weichsel-Kaltzeit wirksam gewesen ist, hat die Hohlformen des Wesertales und seiner Nebentäler geschaffen. In diesen Hohlformen sind anschließend flächenhaft Talsande sowie fluviatile Sedimente der weichselzeitlichen Niederterrasse abgelagert und im Weichsel-Spätglazial bis frühen Holozän stellenweise auch Dünen aufgeweht worden.

In die verbliebenen Niederungen ist im Verlauf des mittleren und jüngeren Holozän die ansteigende Nordsee mit ihrem Wattensaum vorgedrungen und hat sublitorale, eulitorale und supralitorale Sedimente von Buchten- und Ästuarwatten eingefrachtet. Bei diesem Vordringen ist zu intensiven Wechselwirkungen zwischen dem marin-brackischen Milieu, dem Süßwasser-Gezeitenbereich der Flüsse und dem limnisch-semiterrestrischen Milieu der Marschrandmoore gekommen. Stoffbestand, Fazies und Paläogeographie dieser holozänen Küstenablagerungen in den Wesermarschen und an Jadebusen und Jade sind Gegenstand der Exkursion.

2. Wesertal zwischen Bremen und Brake

Von Bremen aus, das mit seinem Kern auf der Flußranddüne der Weser liegt, führt die Anreise durch das Bremer Blockland, ein ausgedehntes Moorgebiet, dessen Oberfläche bei ca. NN +1 m liegt. Zusammen mit dem Hollerland und dem St. Jürgensland bildet das Blockland einen Teil der Hamme-Wümme-Niederung. Die aus dem Hinterland kommenden Flüsse Hamme und Wümme vereinigen sich bei Ritterhude und gehen am Sperrwerk in die tidebewegte Lesum über.

Die Versumpfung des Blocklandes setzte im Boreal und frühen Atlantikum (ca. 9000 bis 8000 J.v.h.) ein und führte zur Akkumulation von meist 2 bis 3 m mächtigen, stellenweise auch 5 m mächtigen Torfschichten. Diese bestehen unten vorwiegend aus Erlenbruchwaldtorf, oben hingegen vorwiegend aus Seggen- und Schilftorf. Das Moorwachstum kam zum Erliegen, als das Gebiet um 800 bis 1000 n.Chr. weitflächig von 25 bis 60 cm mächtigen tonig-schluffigen Sedimenten überschlickt wurde (CORDES 1967, SCHNEEKLOTH & TÜXEN 1978). Die systematische Kolonisierung dieses Raumes durch holländische Siedler und die Anlage der charakteristischen Marschhufensiedlungen setzte im 12. Jh. ein (NITZ 1988).

Im Bereich der plateauartigen Osterholz-Scharmbecker und Schwaneweder Geest treten zwei Grundmoränen der Elster-Kaltzeit auf. An der Oberfläche weit verbreitet sind Beckensande, "Ritterhuder Sande", sowie Beckentone und -schluffe, "Lauenburger Ton", der ausgehenden Elster-Kaltzeit. Diese älteren Schichten wurden im Drenthe-Stadium der Saale-Kaltzeit von flach liegendem, maximal 5,5 m mächtigem Geschiebelehm bis Geschiebemergel überdeckt (HÖFLE 1976, 1983, GÜK 200, Blatt CC 3110). Unter dem Periglazialklima der Weichsel-Kaltzeit kam es zu Kryoturbationsprozessen mit Eiskeilstrukturen und Verbrodelungen sowie zur Ausbildung eines Geschiebedecksandes.

Exkursionspunkt Aschwarden, Osterstader Marsch

2.1 Weser-Niederterrasse

Aus dem Gebiet Farge-Neuenkirchen, nordwestlich von Bremen, zieht sich ein breites, prä-Holozän angelegtes Wesertal bis Bremerhaven. Sein steil ausgebildeter Ostrand ist in Ablagerungen der Saale- und Elster-Kaltzeit eingeschnitten, die nach HÖFLE (1976) Moränenmaterial, fluvioglazialen Sand und Kies sowie Beckenton umfassen. Der Westrand dieses Tales ist weniger deutlich ausgebildet und liegt vollständig unter holozänen Ablagerungen verdeckt. Eemzeitliche marine Sedimente sind im Wesertal bislang nicht nachgewiesen worden, obwohl sie aufgrund der paläogeographischen Situation sowie des eemzeitlichen Meeresspiegel-Hochstandes zu erwarten wären (HÖFLE et al. 1985). Dies deutet darauf hin, daß die Ausräumung des Tales im wesentlichen erst nach der Eem-Transgression stattgefunden hat (PREUSS 1979). Erosionsstufen, die am Ostrand des Wesertales verlaufen (Abb. 2 u. 3) zeigen außerdem, daß sich der Fluß beim Einschneiden schrittweise nach Westen verlagert haben muß.

Die erosiv angelegte Hohlform ist bereits während der Weichsel-Kaltzeit wieder teilweise mit einem 7 bis 12 m mächtigen, aus schwach kiesigen Mittel- und Grobsanden bestehenden Sedimentkörper aufgefüllt worden. Die ausgeglichene Oberfläche dieses Körpers fällt, wie in Abb. 2 dargestellt, mit 0-0,17 % Gefälle von S nach N ein. Die Kiesfraktion der Sedimente besteht nach PREUSS (1979) überwiegend aus nordischen Komponenten (ca. 19 % Flint, 47 % Kristallin u. 11 % Quarzit), was auf erhebliche Umlagerung und Einarbeitung von Material glazigenen Ursprungs hindeutet. Die weniger häufig vertretenen südlichen Komponenten umfassen mesozoisches (ca. 1 % Buntsandstein, 1 % Flammenmergel) und paläozoisches Material (ca. 2 % Thüringer Wald-Porphyr, 14 % Quarz) aus dem deutschen Mittelgebirgsbereich. Auf der Oberfläche der Ablagerungen ist häufig ein Boden ausgebildet, der nach palynologischen Untersuchungen in die Jüngere Dryas-Zeit einzustufen ist.

Vergleichbare Verhältnisse wiesen Kartierungen von HAGEN (1984) auch westlich der Weser auf den Blättern 2615 Brake und 2716 Elsfleth nach (Abb. 3). Dort wurde in einem

größeren Abstand von der Weser ein präholozäner Sedimentkörper angetroffen, dessen Oberfläche von NN -5 m im Westen auf NN -9 m im Osten absinkt und der nach Kiesanalysen teilweise aus Vorgeestmaterial, teilweise aber auch aus südlichem Material besteht. Ostwärts schließt sich daran eine Zone an, in der die Holozänbasisfläche nahezu eben im Niveau von NN -9 bis -10 m verläuft und nur im Bereich ehemaliger, bis ca. NN -15 m tief reichender Rinnen unterschnitten worden ist. In diesem Bereich führen die präholozänen Schichten regelmäßig Kieskomponenten südlichen Ursprungs.

Die Geometrie des Sedimentkörpers, die Beschaffenheit der Ablagerungen und die darin enthaltenen Kieskomponenten sowie daraus abzuleitende Einzugsgebiete sprechen für eine fluviatile Genese. Damit läßt sich der Terrassenkörper als weichselzeitliche Niederterrasse der Weser einordnen.

2.2 Flußrand-Dünen

Anhand von Bohrungen konnte PREUSS (1979) unter der Osterstader Marsch ein System von Dünen nachweisen, das der weichselzeitlichen Niederterrasse aufsitzt und weitestgehend von holozänen Küstenablagerungen überdeckt wird. Nur höchste Erhebungen der Dünen ragen aus der Marschoberfläche heraus. Zwischen Neuenkirchen und Wurthfleth besteht ein zusammenhängender, bis 7 m hoher Dünenzug; weiter nördlich kommen bis Rechtenfleth isolierte Dünenreste vor, die an ihrer Westseite von der Weser erodiert worden sind. Bislang wurde trotz intensiver Bohrtätigkeit noch kein Gegenstück dieser Dünen auf der Westseite der Weser beobachtet.

Torflagen aus dem basalen Teil der Dünen sowie aus gleichaltrigen Flugsanden östlich des Dünenzuges (Abb. 4) lieferten folgende ^{14}C-Alter über den Beginn der Flugsandablagerung:

Schnitt	Bohrung	Tiefe in m NN	Hv-Nummer der Probe	^{14}C-Alter Jahre vor heute
VI	11	-7,84 bis -7,90	8133	10120 + 130
VI	11	-7,90 bis -8,00	8134	10395 + 135
V	P2	-8,68 bis -8,70	8128	9380 + 175

Torfproben, die den basalen Teilen der Schichtenfolgen über den "ertrunkenen" Dünen entnommen worden sind, lieferten folgende ^{14}C-Alter:

Schnitt	Bohrung	Tiefe in m NN	Hv-Nummer der Probe	^{14}C-Alter Jahre vor heute
VI	14	-6.37 bis -6.45	8136	6240 + 105
VI	17	-2.10 bis -2.15	8138	3425 + 60
V	P6	-5.15 bis -5.20	8129	4830 + 150

Diese letzteren Daten gestatten keine genaue Aussage über das Ende der Dünenbildung. Sie erlauben nur eine grobe zeitliche Eingrenzung der äolischen Transportvorgänge nach oben und liefern Hinweise über das fortschreitende "Ertrinken" der Dünen unter Marschablagerungen.

Aus Feuersteingeräten, die auf der Oberfläche isoliert liegender, nicht überschlickter Dünenkuppen bei Stellerbruch südlich Aschwarden gefunden wurden (DEICHMÜLLER 1976: 57), ist zu schließen, daß diese schon vom Menschen der mittleren Steinzeit (8000 - 4000 v.Chr.) besucht worden sind und daß die Dünenbildung im wesentlichen schon vor 6000 Jahren abgeschlossen gewesen sein muß.

2.3 Die holozänen Küstenablagerungen

Zwischen dem in pleistozäne Sedimente eingeschnittenen Steilhang am Ostrand des Wesertales und dem Dünenzug im Westen bestand eine breite, tiefliegende, nach Norden offene Zone. In dieser wurde im Mittel- und Jungholozän eine Abfolge von sedentären und sedimentären Ablagerungen abgesetzt (Abb. 4).

Nach PREUSS (1976, 1979) setzte die basale Vermoorung des Gebietes östlich der Weser mit Niedermoortorfen und Mudden im frühen Atlantikum ein. Über dieser geringmächtigen Schicht semiterrestrischer bis limnischer Ablagerung entwickelten sich im jüngeren Atlantikum Sedimente der Auenwaldfazies, die eine mehrere Kilometer breite Zone beiderseits der Weser einnehmen. Bildungsraum dieser Sedimente war eine amphibische Landschaft mit Auenwäldern bzw. etwas trockeneren, topographisch höher liegenden Uferwällen längs des Flusses. Beide Fazieseinheiten bestehen ganz überwiegend aus schluffig-tonigen Sedimenten mit feinsandigen Einlagerungen und enthalten eine Diatomeenflora des Brackwassers (SCHUBERT 1987). Häufig sind darin allochthone organische Reste, wie z.B. Stämme, Äste, Blätter und Früchte von Weide, Erle und Hasel, die vermutlich in Altwässern abgelagert und anschließend überschlickt worden sind. Daneben kommen aber auch in feinklastischen Sedi-

menten wurzelnde bzw. eingebettete autochthone Baumstubben vor, deren oberirdische Teile nach dem Absterben verrottet oder abtransportiert worden sind.

BEHRE (1985) konnte anhand detaillierter Holzanalysen eine vertikale Zonierung der Auenwälder an der Unterweser in eine obere Hartholzaue und eine tiefer gelegene Weichholzaue nachweisen, in der sich die relative Höhe des Standorts über MThw und die Häufigkeit der Überflutungen ausdrückt (Abb. 5). Durch Baggerarbeiten für die Anlage von Fischteichen bei Rade, südlich Aschwarden, wurde ein Auenwaldvorkommen der oberen Hartholzaue nachgewiesen, das in das späte Subboreal (=ausgehende Bronzezeit) einzuordnen ist. Nach BEHRE (1985: 87) waren unter 71 geborgenen Baumstubben und Wurzeln folgende Holzarten vertreten: Ulme 9,9 %, Eiche 8,5 %, Esche 31,0 % und Erle 50,7 %. Bei geologischen Aufnahmen westlich der Weser (SCHUBERT 1987) wurden aus Stechrohr-Bohrkernen zahlreiche weitere Holzproben gewonnen, deren Untersuchung durch BEHRE folgende Artenzusammensetzung ergab: Erle 62,7 %, Esche 24,1 %, Ulme 5,5 % und Eiche 7,5 %. Dieses aus einem ausgedehnten Gebiet stammende Probenmaterial deutet insgesamt etwas feuchtere Standortbedingungen an als bei Rade und gehört überwiegend zur Weichholzaue. Die Auenwälder entlang der Unterweser wurden vor 2000 Jahren im Zuge der damaligen großflächigen Marschbesiedlung zerstört, so daß es zu diesem ursprünglich weit verbreiteten Environment heute keine Gegenstücke mehr gibt.

Im Hangenden der Auenwaldsedimente ist ein Paket von Schilf- und Seggentorf ausgebildet, das sich in der Zeitspanne vom jüngeren Subboreal bis zum mittleren Subatlantikum entwickelt hat. Beginn und Ende der Torfbildung wurden von PREUSS (1979) mithilfe von ^{14}C-Daten eingegrenzt.

Schnitt	Bohrung	Tiefe in m NN	Hv-Nummer der Probe	^{14}C-Alter Jahre vor heute
V	P1	-0,47 bis -0,56	8120	2300 + 65 (Ende)
V	P1	-2,14 bis -2,19	8121	3885 + 75 (Beginn)
V	P2	-1,38 bis -1,45	8125	2795 + 55 (Ende)
V	P2	-2,24 bis -2,31	8126	3695 + 65 (Beginn)

Die jüngste Einheit der holozänen Sedimentabfolge ist ein kalkhaltiger Schluff bis Feinsand, der unter marinem Einfluß in einem Schlickwatt abgelagert worden ist.

Literaturauswahl

BEHRE, K.-E. (1985): Die ursprüngliche Vegetation in den deutschen Marschgebieten und deren Veränderung durch prähistorische Besiedlung und Meeresspiegelbewegungen.- Verh. d. Ges.f. Ökologie, XIII: 85-96, 6 Abb., Göttingen.

CORDES, H. (1967): Moorkundliche Untersuchungen zur Entstehung des Blocklandes bei Bremen.- Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 37, 2: 147-196, 5 Abb.; Bremen.

DEICHMÜLLER, J. (1976): Vorgeschichte.- In: HÖFLE, H.C.: Erläuterungen zu Blatt Schwanewede Nr. 2717: 57-63, 1 Kt.; Hannover.

HAGEN, D.(1984) Kartierung für die GK 25 Blatt 2616, südliches Viertel, Blatt 2716, nördliches Viertel.- Unveröff. Ber. Archiv NLfB: 18 S., 13 Abb., Anl.; Hannover.

HÖFLE, H.C. (1976): Erläuterungen zu Blatt Schwanewede Nr. 2717.- Geol. Kt. Niedersachsen 1 : 25 000: 72 S., 10 Abb., 3 Tab., 3 Kt.; Hannover.

- (1983): Strukturmessungen und Geschiebeanalysen an eiszeitlichen Ablagerungen auf der Osterholz-Scharmbecker Geest.- Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 40: 39-53, 11 Abb., 1 Tab.; Bremen.

HÖFLE, H.C., MERKT, J. & MÜLLER, H. (1986): Die Ausbreitung des Eem-Meeres in Nordwestdeutschland.- Eiszeitalter u. Gegenwart, 35: 49-59, 4 Abb.; Hannover.

NITZ, H.-J. (1988): Flußmarsch, Moor und Geest beiderseits der Niederweser um Bremen.- Jb. d. Geogr. Ges. Hannover, Sh. 14: 111-137, 6 Abb.; Hannover.

PREUSS, H. (1976): Aufbau der Wesermarsch.- In: HÖFLE, H.C.: Erläuterungen zu Blatt Schwanewede Nr. 2717: 35-40; Hannover.

- (1979): Die holozäne Entwicklung der Nordseeküste im Gebiet der östlichen Wesermarsch.- Geol. Jb., A 53: 3-85, 25 Abb., 6 Tab.; Hannover.

SCHNEEKLOTH, H. & TÜXEN, J. (1978) Die Moore in Niedersachsen 5. Teil Bereich des Blattes Hamburg-West der Geologischen Karte der Bundesrepublik Deutschland (1:200000).- Veröff. Niedersächs. Inst. Landeskde. Landesentwickl. Universität Göttingen - Reihe A: Forsch. Landes- u. Volkskunde I. 96, 5: 220 S., 1 Kt. 1:400000; Göttingen-Hannover.

SCHUBERT, T. (1987): Wechselwirkung Klima-Mensch in der Auelehmsedimentation (Unterweser).- Unveröff. Ber. Arch. NLfB: 93 S., 7 Abb., 9 Anl.; Hannover.

3. Die Marschen zwischen Jadebusen und Weser

Das Buchtenwatt des Jadebusens ist der landwärtige Teil eines dreigliedrigen Tidesystems. Dieses umfaßt die Außenjade seewärts von Schillig und Mellum , die schmal-langgestreckte Innenjade und dem Jadebusen. Der mittlere Tidehub beträgt an der Ölpier von Wilhelmshaven 3,7 m. Bei mittlerer Tide strömt eine Wassermenge von 450 Mio m^3 im Tiderhythmus durch die Engstelle Wilhelmshaven-Eckwarderhörne in den Jadebusen ein und aus (BRAUN & WITTE 1979, WETZEL 1975). Bei Hochwasser werden im Jadebusen 166 km^2 überflutet, bei Niedrigwasser hingegen nur 44 km^2. Im Gegensatz zum Buchtenwatt des Dollart gibt es am Jadebusen keinen nennenswerten Zustrom von Süßwasser. Lediglich über das Flüßchen Jade mit der Wapel sowie über einige weitere Siel- und Schöpfwerke gelangt Süßwasser aus benachbarten Geest-, Moor- und Marschgebieten in den Jadebusen.

Das Ästuar der Weser umfaßt die trichterförmige Außenweser zwischen der Küste des Landes Wursten und der Insel Mellum sowie die 60 km lange, schlauchförmige, von Bremerhaven bis Bremen reichende Unterweser. Nach HARTEN & VOLLMERS (1978) beträgt der mittlere Tidehub bei Bremerhaven 3,64 m, und durchschnittlich strömt hier Tidewassermenge von 155 Mio m^3 ein und aus. Der Oberwasserabfluß beträgt bei Bremen im Mittel 50 m^3/s, ist aber erheblichen Schwankungen zwischen 50 m^3/s im Minimum und 3500 m^3/s im Maximum unterworfen. Die Tidegrenze ist durch das Weserwehr bei Hemelingen, unmittelbar oberhalb Bremens, festgelegt.

Durch die Strombauwerke (Buhnen, Leitdämme) und Baggerungen in der Schiffahrtsrinne ist die Weser heute extrem stark anthropogen geprägt. Während Tidebewegungen in Bremen vor der 1887 von Franzius durchgeführten 1. Unterweserkorrektion mit 10 bis 20 cm kaum wahrnehmbar waren, sind dort heute mit 4,18 m die höchsten Tidehübe der gesamten deutschen Nordseeküste zu verzeichnen (DIETZE 1983). Die baulichen Eingriffe zielten darauf ab, das ursprünglich vorhandene Doppelrinnensystem mit zahlreichen Stromspaltungen zu reduzieren, Nebenarme einzuengen und den Strom möglichst in einer einheitlichen Flußrinne zu bündeln. Dabei sind einige Inseln in die Uferzone eingebunden worden, und die heute noch existierenden Weserinseln, wie Strohhauser Plate, Harrier Sand und Elsflether Sand, werden nur durch schmale Restrinnen vom jeweiligen Hinterland getrennt. Mit den holozänen Schichtenfolge im Jade-Weser-Gebiet befaßten sich einige klassische Arbeiten geologischer Küstenforschung. Hier entzündete sich der Meinungsstreit zwischen SCHUCHT (1903), der annahm, der Meeresspiegel habe sich ab der Zeitenwende nur geringfügig verschoben, und SCHÜTTE (1913, 1927, 1935) der eine "neuzeitliche Küstensenkung" vertrat.

Exkursionspunkt Sehestedter Außendeichsmoor

3.1 Geologie des Küstenholozäns

Die Abfolge der Küstensedimente wird durch fluviatile Sande des Weichsel-Spätglazials und frühen Holozäns unterlagert. Die Oberfläche dieser Sande taucht mit schwachem Gefälle von ca. NN -10 m bei Schweiburger Siel auf NN -13 m bei Stollhamm ab. Darüber beginnt das Küstenholozän in der Regel mit Basaltorfen, die je nach Tiefenlage, ^{14}C-Alter zwischen 6905 + 95 J.v.h. (Hv 10682) und 6450 + 80 J.v.h. (Hv 10681) in Bohrung S3 bzw. 6100 + 70 J.v.h. (Hv 8026) und 5195 + 80 J.v.h. (Hv 8025) in Bohrung R (Abb. 6) besitzen.

Örtlich sind im Zuge der nachfolgenden Meeresingression Erosionsrinnen durch die Basaltorfe hindurch in die liegenden Sande eingeschnitten worden. Eine solche, bis auf NN -16 m eingetiefte Rinne, wurde unter dem Sehestedter Moor in Bohrung S2 angetroffen. In ihr deuten nur noch Relikte von aufgearbeitetem Torfmaterial auf ehemalige Basaltorfvorkommen hin. Derartige Rinnen hat bereits SCHRAPS (1962) beschrieben, und MÜLLER (1977: 28) hat sie als Mündungsarme eines alten Weserdeltas gedeutet. Neuere Kartierungen auf den Blättern 2516 Nordenham und 2616 Brake widersprechen dieser Auffassung von einer Wesermündung in den sog. Ur-Jadebusen. Wahrscheinlicher ist die Erosion auf ein System von Gezeitenrinnen zurückzuführen, das sich vom Ur-Jadebusen her in östlicher Richtung verzweigt und mit Ausläufern bis in die Wesermarsch gereicht hat.

Zwischen 6400 und 3000 J.v.h. sind überwiegend Wattablagerungen und in geringerem Umfang Brackwassersedimente mit eingeschalteten Torflagen entstanden. An einem Sedimentkern, der unmittelbar neben Bohrg. S2 entnommen worden ist, hat GRAMANN (1979) die Meso- und Mikrofauna sowie die Diatomeenflora untersucht. Die Ergebnisse sind in Tab. 1 zusammengefaßt. Nach GRAMANN enthalten die Proben bis NN -3,60 m nur wenige Individuen von agglutinierten Foraminiferen. Höchstwahrscheinlich ist dieser Teil des Profils sekundär entkalkt worden und enthält nur eine Lösungsauslese der ursprünglichen Foraminiferenfauna. Außerdem kommen zahlreiche marine Diatomeen vor. Unterhalb von NN -4,60 m tritt eine typische Wattfauna auf, und der Abschnitt unterhalb von NN -7,50 m ist reich an Formen, die eine Phytalzone mit Algen- und Seegraswuchs anzeigen. In der gesamten Abfolge gibt es keine Hinweise auf fluviatile oder deltaische Ablagerungsbedingungen.

Ab 3000 J.v.h. (Bohrg. S2a, S2, R) ist das Gebiet flächenhaft vermoort, wobei sich zunächst Schilf-Seggentorfe, später Bruchwaldtorfe und ab 1900 J.v.h. Hochmootorfe entwickelt haben. Die ^{14}C-Alter lassen erkennen, daß sich der Fazieswechsel synchron über einen Küstenbereich von mindestens 10 km Länge vollzogen hat. Für den Beginn der Vermoorung liegen die folgenden ^{14}C-Daten vor:

Bohrung	Tiefe in m NN	Hv-Nummer	^{14}C-Alter in J.v.h.
S2a	-0,90 bis -1,00	8021	2950 + 50
S2	-0,53 bis -0,57	8017	3065 + 70
R	-0,50 bis -0,55	8023	3065 + 70

Der Umschlag vom Niedermoortorf zum Hochmoortorf wurde in nur zwei Bohrungen datiert:

S2a	0,00 bis -0,10	8020	1915 + 65
R	+0,50 bis +0,45	8022	1915 + 60

Diese gleichzeitigen und überregional einheitlich verlaufenden Fazieswechsel sind vermutlich auf einschneidende hydrologische Veränderungen zurückzuführen, die das gesamte Gebiet des Jadebusens betroffen haben. Ihre Ursachen sind jedoch noch nicht bekannt.

Das Moorwachstum wurde in weiten Bereichen durch die mittelalterlichen Sturmfluten beendet, dauert aber stellenweise noch bis heute an. Wahrscheinlich hat die Luicaflut von 1287 die Einbrüche eingeleitet. Einen Höhepunkt haben die Landverluste mit der sog. 2. Marcellusflut (Manndränke) am 16.01.1362 erreicht. Dabei ist es am Ostufer des Jadebusens zur Zerstörung und Ausräumung des Moores und zu zeitweiligen Durchbrüchen zur Unterweser gekommen. Die Heete, eine S von Eckwarden ansetzende Tiderinne, verlief über das heutige Stollham bis Nordenham und trennte den N-Teil Butjadingens als Insel ab. Eine zweite Tiderinne, Ahne-Lockfleth führte vom heutigen Ort Seefeld nach SSE bis Golzwarden an der Weser. Dadurch wurde das Stadland zu einer Insel zwischen Ahne-Lockfleth, Heete und Weser. Ein nach S gerichteter Vorstoß erweiterte das Entwässerungssystem von Wapel und Jade zur Friesischen Balje oder Friesischen Balge.

3.2 Das Sehestedter Außendeichsmoor

Das Sehestedter Moor ist Rest eines ausgedehnten Hochmoores, das ursprünglich große Gebiete auf beiden Seiten des heutigen Deiches bedeckte. Es entstand zeitgleich mit dem oberen Torf im Raum Wilhelmshaven um 1000 v.Chr., wobei die Torfabfolge unten mit Niedermoortorf beginnt, dann über Bruchwaldtorf zu Sphagnumtorf übergeht. Im Gegensatz zu den übrigen küstennahen Mooren dieser Zeitperiode wurde das Sehestedter Moor nicht von jüngeren Transgressionen Überflutet und konnte teilweise bis heute als Hochmoor weiterwachsen. Das ausgedehnte Hochmoor am Westrand der Wesermarsch bot ursprünglich ausreichenden natürlichen Schutz gegen Überflutungen vom Jadebusen her, so daß das Gebiet lange unbedeicht blieb. Erst im beginnenden 18. Jh. wurden die Verhältnisse so ungünstig, daß zwischen 1721 und 1725 unter der Leitung von Admiral Sehestedt der erste

Deich durch das Moor gelegt wurde. Setzungen im Torf und in den weichplastischen Schichten des Untergrundes gestalteten dieses Bauvorhaben sehr schwierig und führten auch in der Folgezeit bei Deichverstärkungen und -erhöhungen wiederholt zu Grundbrüchen. Nach erfolgreichem Abschluß der Arbeiten lag zunächst ein 215 ha großes, weitgehend kultiviertes Moorgebiet mit mehreren Höfen vor dem Deich, das aber in der Folgezeit von seinem Rand her stark erodiert worden ist (KÜNNEMANN 1941).

Das transgressive Übergreifen von Wattablagerungen auf das Moor wurde dadurch verhindert, daß dieses bei hohen Sturmfluten an seiner seewärtigen Seite aufgeschwommen ist und sich auf diese Weise der Salzwasserüberflutung und Überschlickung entzogen hat. Dieser Vorgang des Aufschwimmens, der sich während des Holozän an zahlreichen Küstenmooren vollzogen hat, ist heute nur noch am Sehestedter Außendeichsmoor, das auch als "schwimmendes Moor" bezeichnet wird, zu beobachten. Dieser Umstand macht das Sehestedter Außendeichsmoor zu einem einzigartigen Naturdenkmal an der gesamten Nordseeküste. Der Prozeß des Aufschwimmens hat mehrere Ursachen. Der frische Hochmoortorf trocknet in der Nähe des Kliffs und an Rissen usw. aus und wird dadurch besonders leicht. Im übrigen ist ein Großteil des Torfes mit Süßwasser vollgesogen und damit spezifisch leichter als das Seewasser. Bei extremen Wasserständen, d.h. wenn das Wasser im Jadebusen höher als 1,7 m über das Mittlere Tidehochwasser (MThw) aufläuft, führt das dazu, daß das Torfpaket an einer horizontalen Schwächestelle aufreißt und sich ein "Keil" von Salzwasser zwischen den aufschwimmenden oberen Teil und den festsitzenden unteren Teil des Torfes einschiebt. Diese Trennfuge verläuft im Sehestedter Außendeichsmoor etwa an der Grenzfläche zwischen Bruchwaldtorf und Hochmoortorf. Früher sind mit dem Moor auch die Gehöfte und die umliegenden Wirtschaftsflächen aufgeschwommen und blieben so vor Überflutungen bewahrt.

Mit dem Seewasser dringt auch suspendiertes Schluff- und Tonmaterial ein, setzt sich ab und bleibt in der Trennfuge zurück, wenn das Wasser beim Abklingen der Sturmflut auf seinen normalen Stand fällt und das aufgeschwommene Moor in seine ursprüngliche Position zurücksinkt. Dieser Vorgang, der in Abb. 7 schematisch dargestellt ist, kann sich mehrfach wiederholen, wobei jedes Aufschwimm-Ereignis durch eine z.T. makroskopisch erkennbare Einzellage mit gradierter Schichtung dokumentiert wird. Auf diese Weise bildeten sich durch "innere Sedimentation" sog. Klappkleie, die in zahlreichen Torfprofilen des Küstenraumes nachgewiesen worden sind.

Sturmfluten erodierten das Sehestedter Außendeichsmoor vom Rand her fortschreitend. Die im Jahre 1720 noch 215 ha große Fläche verringerte sich auf ca. 40 ha um 1900, 17 ha um 1960 und auf 11 ha im Jahre 1978. Das letzte außendeichs liegende Gehöft wurde zu Beginn dieses Jahrhunderts aufgegeben. Es fiel nicht etwa einer Sturmflut zum Opfer, sondern brannte 1908 durch Blitzschlag ab. Brandung hat am Außenrand des Moores ein über 2 m hohes senkrechtes Kliff geschaffen. Wellenschlag trägt dort Material z.T. als feinen Torfdetri-

tus ab, aber Wellenbewegungen lösen auch mehrere Kubikmeter großere Torfschollen, sog. Dargen, aus ihrem Verband. Diese können von Wind und Strömungen an den benachbarten Deich, aber auch über große Distanzen verdriftet werden. Am Fuß des Kliffs bleiben dabei wassergefüllte Kolke zurück, die allmählich zuschlicken.

Das Außendeichsmoor wurde 1938 unter Naturschutz gestellt. Ein Teil der Fläche war bereits kultiviert, in anderen Teilen gibt es auch heute noch wachsendes Hochmoor. Dieses zeigt eine erstaunliche Resistenz gegen Salzwasser, das die Gischt aufs Moor trägt. In den letzten Jahrzehnten breiteten sich Birken aus, die teilweise wieder entfernt werden. Beim Naturschutz geht es z.T. um das Hochmoor selbst mit seiner Flora und Fauna, vor allem aber um das einzigartige Phänomen des Aufschwimmens. Überlegungen, die Erosion durch Schutzbauwerke einzudämmen, sind fallengelassen worden, da nur der direkte Angriff von See her das Kliff und dieses lebendige geologische Phänomen erhält. Es ist damit zu rechnen, daß Sturmfluten in wenigen Jahrzehnten das einzigartige Naturdenkmal zerstören. Das Phänomen eines aufschwimmenden Moores, das bereits Plinius d.Ä. um 47 n.Chr. beobachtet und das Ubbo EMMIUS (1616) eingehend beschrieben hat, sowie der aktualistische Prozeß der Klappklei-Bildung werden danach der direkten Beobachtung für immer entzogen sein.

Literaturauswahl

BEHRE, K.-E. (1978): Die Geschichte des Jadebusens und der Jade.- In: REINECK, H.-E. (Hrsg.): Das Watt - Ablagerungs- und Lebensraum: 39-49, Abb. 15-19; Frankfurt a.M.

EMMIUS, U. (1616): Führung durch Ostfriesland d.h. genaue geographische Beschreibung Ostfrieslands, das sich vom Dollart und der Ems bis zur Weser erstreckt.- Übersetzung von ?

GRAMANN, F. (1979): Unveröff. Ber. Archiv NLfB Nr. PB 2515; Hannover.

KÜNNEMANN, C. (1941): Das Sehestedter Moor und die Ursachen seiner Zerstörung. Ein Beitrag zur Geologie der Nordseemarschen.- Probl. Küstenforsch. südl. Nordseegebiet, 2: 37-58, 29 Abb.; Hildesheim.

MÜLLER, W. (1977): 1.4 Geologie.- In: Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges., Exkursionen anläßlich der Jahrestagung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 1977 in Bremen in die Naturräume der Marsch-, Moor- und Geestlandschaften des Unterweserraumes, 24: 24-29, 3 Abb., Bremen.

SCHRAPS, W.G. (1962): Das Quartär des Jadegebietes.- Diss. Nat. Phil. Fak. Techn. Universität Carolo-Wilhelmina Braunschweig: 122 S., 54 Abb., Anhang; Braunschweig.

STREIF, H. (1990): Das ostfriesische Küstengebiet - Nordsee, Inseln, Watten und Marschen.- Samml. Geol. Führer, 57, 2. Aufl.: 370 S., 48 Abb., 1 Beil., 10 Tab.; Berlin - Stuttgart (Borntraeger).

4. Die Marschen auf der Westseite des Jadebusens

Tertiärablagerungen treten in diesem Raum bei Zetel-Friedeburg bis an die Geländeoberfläche (STREIF 1990) und sind im oberflächennahen Untergrund bei Wilhelmshaven in einem Brunnenschacht (HÄNTZSCHEL et al. 1941), durch Bohrungen (LACKNER 1959, von ESBECK-PLATEN & RAAB 1977, STREIF 1981, 1985) sowie durch Baggerungen in der Jade (BEHRE 1978) nachgewisen worden. Es handelt sich um gelbe bis graugelbe und weiße Sande mit viel Glimmer; typische "Kaolinsande" mit mehr oder weniger stark zersetzten Feldspäten. Teilweise sind feinkiesige Partien mit zumeist gut gerundeten bis erbsengroßen Geröllen aus weißen, glasklaren und bläulichen Quarzen eingeschichtet. Untergeordnet kommen auch braungraue humose Sande mit Holzgeröllen, Braunkohlensande und kompakte Braunkohlenflöze vor.

Die Schichtenfolge des Quartär umfaßt von oben nach unten folgende Einheiten:

- Holozäne Küstenablagerungen (Basaltorf, Brackwassersedimente Wattablagerungen z.T. eingeschaltete Torfe)
- "Talsand" (Weichsel bis Holozän)
- Eem (Torf bei Tidofeld, Torf und humoser Ton mit Brackwasserdiatomeen in Rohrfestpunkt-Bohrung IV, Schmidtshörn, Maihauser Groden)
- Geschiebelehm (Drenthe-Stadium der Saale-Kaltzeit in Teufen zwischen NN -15 und -30 m)
- glazifluviatiler Sand und Kiessand (Drenthe-Stadium der Saale-Kaltzeit)
- Holstein-Warmzeit (fragliche terrestrische Vorkommen, Brackwasserablagerungen im Bereich der Blauen Balje, vgl. Abb. 8)
- Ton, Schluff und Feinsand, kalkhaltig, "Lauenburger Ton" (Spät-Elster, Rohstoff der Klinkerindustrie im Raum Bockhorn-Varel)
- Geschiebelehm (Elster-Kaltzeit im Teufenbereich NN -30 bis - 55 m)
- Quarz Fein- bis Mittelsand (Präglaziale Sande, prä-Elster bis Pliozän, Bau- und Füll sandgruben bei Zetel-Friedeburg).

Die Pleistozänoberfläche im Bereich Wilhelmshaven-Hooksiel schwankt in ihrer Höhenlagen sehr stark und ist im wesentlichen durch zwei unterschiedliche und zeitlich aufeinander folgende Formungsprozesse gestaltet worden:

- durch fluviatile Zertalung der Geestoberfläche sowie
- durch Gezeitenerosion von Tiderinnen der Jade.

Die von Basaltorf überdeckte, also von mariner Erosion unberührte Pleistozänoberfläche liegt im Westen nahe NN und sinkt zur Jade hin auf NN -17 m ab. Die durch Gezeitenerosion eingeschnittenen Rinnen erreichen häufig bis NN -25 m (Abb. 9). Im Bereich des Vorhafens und Nordhafens von Wilhelmshaven reicht eine holozäne Rinne bis NN -38 m und schneidet damit etwa 15 m tief in Schichten des Tertiär ein.

4.1 Die Entwicklung von Jade und Jadebusen

Datierungen von Basaltorfen ergeben, daß die Nordsee nach 7000 J.v.h. in den Raum vorgedrungen ist (Abb. 10). Jüngere eingeschaltete Torfe kommen in unterschiedlichen Niveaus und meist in geringer Verbreitung vor. Aufgrund von ^{14}C-Datierungen sind diese Torflagen in Phasen regressiver Küstenentwicklung um 6000 J.v.h. bzw. zwischen 4600 und 4200 J.v.h. entstanden (STREIF 1981, 1985).

Ein wichtiger Torfhorizont in der Region Wilhelmshaven ist der vielfach beschriebene "obere Torf" (SCHÜTTE 1931, HAARNAGEL 1950, BEHRE 1978, STREIF 1981, 1985). Dieser flächenhaft sehr weit verbreitete Torf ist durchschnittlich 1 bis 2 m, stellenweise auch 3 m mächtig (Abb. 9, 10). Ursprünglich hat der großenteils erodierte Torf vermutlich das gesamte Jadebusengebiet sowie Teile der heutigen Innenjade überdeckt. Der "obere Torf" beginnt über brackisch-lagunären Sedimenten in der Regel als Schilftorf und geht nach oben in einen Bruchwaldtorf über. An manchen Stellen reicht die Vegetationsentwicklung bis zum Hochmoortorf. Pollenanalytische Untersuchungen (PFAFFENBERG 1941) datierten die Torfbildung um die Wende Subboreal/Subatlantikum, d.h. etwa in die Zeit zwischen 1000 und 500 v.Chr. Zahlreiche ^{14}C-Datierungen (STREIF 1981, 1985 a) lieferten für den frühesten Beginn der Vertorfung ein Alter von 4035 + 85 J.v.h. An den meisten Stellen setzte das Moorwachstum jedoch erst zwischen 3585 + 70 J.v.h. und 3255 + 100 J.v.h. ein (Abb. 10). Der Umschlag von Bruchwald- zu Hochmoorvegetation erfolgte W der Jade um 3000 J.v.h. Auf der Ostseite des Jadebusens vollzog er sich später, wobei es um 1950 J.v.h. in einem ausgedehnten Areal gleichzeitig zu Vegetationsveränderungen gekommen ist.

In Randpartien des Jadebusens, z.B. am Sehestedter Außendeichsmoor sowie den angrenzenden, binnendeichs liegenden Mooren, wurde der "obere Torf" bei jüngeren Ingressionen z.T.

nicht mehr überflutet, so daß dort lebendes Hochmoor bzw. Torf die Marschoberfläche bilden. Häufiger sind die höchsten Partien des Torfhorizontes aber erosiv gekappt, und kalkhaltige, tonig-schluffige Sedimente lagern unmittelbar auf Hochmoortorf. An einigen Stellen ist jedoch im höchsten Abschnitt des Torfpakets innerhalb nur weniger Zentimeter eine rasche Rückentwicklung vom Hochmoortorf zu tonigem Niedermoortorf zu erkennen. Damit deutet sich eine neuerliche Ingression an, deren Beginn archäologisch, palynologisch und anhand von ^{14}C-Altersbestimmungen auf 2500 bis 2200 J.v.h. zu datieren ist (BEHRE 1978, STREIF 1981). Sie lagerte klastische Sedimente mit z.T. ausgesprochener Grodenschichtung ab. Diese Überflutungsphase endete um Christi Geburt, so daß die trocken gefallene Oberfläche besiedelt werden konnte.

Älteren paläogeographischen Darstellungen zufolge (WOEBCKEN 1934, Kt. 1), soll das riesige Moorgebiet, aus dem der "obere Torf" entstanden ist, nach Osten über die Ahne zur Weser hin entwässert haben. REINHARDT (1979: 27 f. u. Abb. 2) wies aber zu Recht darauf hin, daß eine Entwässerung nach N durch den Bereich der heutigen Innenjade viel wahrscheinlicher ist.

Die geologische Entwicklung des Tidesystems von Jade und Jadebusen ist somit in zwei großen Schüben erfolgt. Die "Ur-Jade" bzw. der "Ur-Jadebusen" begannen sich zu entwickeln, als um 7000 J.v.h. die holozäne Nordsee mit ihren Ausläufern das Gebiet erreichte. Dieses fossile Tidesystem existierte in wechselnder Größe über ca. 3500 Jahre und verlandete bzw. vermoorte, als sich ab 3500 bis 3200 J.v.h. der "obere Torf" zu entwickeln begann. Die heutige Innenjade und der Jadebusen sind erst von den mittelalterlichen Sturmfluten geschaffen und durch spätere Deichbauten in ihren Umrissen festgelegt worden.

Der "Ur-Jadebusen" besaß zeitweilig eine Fläche, die über die Abmessungen des heutigen Jadebusens hinausreichte. Seine W-Grenze erstreckte sich aus dem Raum Hooksiel westlich an Wilhelmshaven vorbei bis Roffhausen (GK 25, Blätter 2314 Hooksiel u. 2414 Wilhelmshaven). Der weitere Verlauf dieser Grenze nach Süden bis zur Geest bei Dangast ist wegen jüngerer Erosion nicht genau festzulegen. Von Dangast und Varel sprang der Buchtenrand nach ESE zurück bis in den Raum Jade. Der E-Rand des "Ur-Jadebusens" setzte W des Ortes Seefeld an und verlief buchtenartig nach SE durch die Wesermarsch bis etwa in den Raum Schwei. In diesem Bereich sowie unter dem Sehestedter Außendeichsmoor vermutete MÜLLER (1977) Mündungsarme eines alten Weserdeltas. Bislang unveröffentlichte geologische Kartierungen (vgl. Kapitel 3.1) ergaben jedoch, daß es sich bei beschriebenen Rinnen um NW-SE-gerichtete Tiderinnen des Jadebusens handelt, die in der Wesermarsch auslaufen.

Seinen Abmessungen entsprechend dürfte der "Ur-Jadebusen" vermutlich ähnliche Tideverhältnisse gehabt haben wie der heutige Jadebusen. Tiefe, bis unter NN -16 bzw. -18 m einschneidende und mit Wattsedimenten verfüllte Rinnen laufen aus dem Raum Hooksiel nach

SW bzw. von Rüstersiel Richtung Roffhausen (HAARNAGEL 1950, STREIF 1981, 1985). Im Zuge dieser ersten Ingression ist wahrscheinlich auch die tiefe "alluviale Rinne" (HÄNTZSCHEL et al. 1941: 120, Abb. 3) angelegt und später wieder mit Sedimenten verfüllt worden, die sich unter dem Vor- und Nordhafen Wilhelmshavens von NNE nach SSW erstreckt. Detaillierte Beschreibungen derartiger Wattsedimente lieferten HÄNTZSCHEL et al. (1941: 39 ff. u. Abb. 3-7) aus einer Baugrube S der Observatoriumswurt. Die Foraminiferenfauna der "Ur-Jadebusen"-Ablagerungen sind durch häufiges Vorkommen von *Nonion asterzians* 15-25 %) gekennzeichnet. In Sedimenten des modernen Jadebusens dominiert hingegen *Elphidium incertum selseyensis*, und *Nonion asterzians* ist nur mit 7-10 % vertreten (BRAND 1941: 66).

Erster Vorläufer von der modernen Jade und des Jadebusens war ein trichterförmiger Meereseinbruch, der zwischen dem heutigen Hooksiel und dem Stadtkern Wilhelmshavens in die Jade mündete. Diese Maadebucht war an ihrer Mündung ca. 5 km breit und verjüngte sich Richtung Sande bzw. Dykhausen (HAARNAGEL 1950: 69, Abb. 21). Da Flach- und Wurtensiedlungen der römischen Kaiserzeit sowie mittelalterliche Wurten auf den Rändern dieser Bucht angelegt worden sind, muß sie bereits vor der Zeitenwende existiert haben und bis ins Mittelalter offen geblieben sein (REINHARDT 1979, BRANDT 1981). Während die Maadebucht im Mittelalter allmählich verlandete, leiteten neue, nach S gerichtete Meereseinbrüche gleichzeitig die Entstehung des heutigen Jadebusens ein.

REINHARDT (1979: 18 ff. u. Abb. 2) befaßte sich eingehend mit Grundlagen sowie älteren Deutungsversuchen zur Landschaftsentwicklung im Jadebusengebiet und entwarf neue paläogeographische Vorstellungen. Nach seiner Auffassung hat es keinen durchgehenden Deich vom heutigen Wilhelmshaven bis Eckwarderhörne in Butjadingen gegeben. Vielmehr soll zwischen den untergegangenen Ortschaften Dauens und Oldensum ein Rinne existiert haben, durch die das im heutigen Jadebusengebiet liegende Moor nach N entwässert wurde. Diese Öffnung entwickelte sich zum Einfallstor mittelalterlicher Meereseinbrüche.

Im Gegensatz zu älteren Arbeiten (SELLO 1928, WOEBCKEN 1934), die erste Einbrüche bei Sturmfluten von 1164 und 1218 vermuteten, nahm REINHARDT (1979: 37 f.) an, daß der Jadebuseneinbruch frühestens mit der Luciaflut von 1287 bzw. der Clemensflut von 1334 eingeleitet worden ist. Einen ersten Höhepunkt erreichten die Überflutungen mit der Marcellusflut von 1362. Dabei dehnte sich das Schwarze Brack weit in den SW-Teil des Jadebusens aus bis Friedeburg. Ein nach NW gerichteter Nebenast fand zeitweilig vermutlich Anschluß an einen Ausläufer der o.g. Maadebucht. Hierdurch wurde das sog. Landesviertel Bant, das sich vom Stadtgebiet Wilhelmshavens SW-wärts bis in den Raum S Sande erstreckte, vorübergehend zur Insel. Auf der Ostseite des Jadebusens entstanden in dieser Phase die Durchbrüche zur Weser.

Einen zweiten Höhepunkt der Überflutungen und Landverluste brachten die Sturmfluten 1509, 1510 und 1511. Durch sie erreichte das Schwarze Brack seine maximale Ausdehnung, und das Landesviertel Bant wurde derart betroffen, daß es seine frühere wirtschaftliche Bedeutung verlor. Die im S-Teil der Stadt Wilhelmshaven, zwischen Handelshafen und Zwischenhafen gelegene Banter Kirchwurt ist Rest einer im Jadebusen untergegangenen Siedlung.

4.2 Schwarzes Brack und Ellenser Damm

Herausragende technische Leistung unter den Deichbaumaßnahmen am Jadebusen war das Durchdeichen des Schwarzen Bracks mit dem Ellenser Damm im Jahre 1615 (SCHÜTTE 1939: 101 ff., LEERHOFF 1985: Nr. 32). Diese Baumaßnahme hatte politisch-strategische Hintergründe. Nach Aussterben des jeverschen Häuptlingsgeschlechts, war das Jeverland durch Erbfolge 1575 dem Grafen von Oldenburg zugefallen. Beide Gebiete waren damals aber durch das weit nach W bis in die Grafschaft Ostfriesland hineinreichende Schwarze Brack voneinander getrennt, so daß ein Zugang nur über ostfriesisches Territorium bzw. über das Watt möglich war. Um einen ungehinderten Zugang zum Jeverland zu sichern entstanden Pläne, das ca. 3 km breite Schwarze Brack zu durchdeichen. Diese Pläne konnten erst unter der Herrschaft des oldenburgischen Grafen Anton Günther realisiert werden und waren von einem bis 1633 dauernden Rechtsstreit zwischen Oldenburg und Ostfriesland begleitet.

Die Geestinsel Ellens - bereits 1593 bis 1597 durch Deiche ans Festland angeschlossen - war im S Ausgangspunkt der Bauarbeiten, im N der Ahmdeich. Die von beiden Seiten vorgetriebenen Deichköpfe verengten den Strömungsquerschnitt derart, daß sich ein tiefer Kolk bildete. Wiederholte Versuche dänischer und niederländischer Deichbaumeister, diesen Kolk aufzufüllen und die Deichlücke zu schließen waren bereits gescheitert, als unter der Anleitung des oldenburgischen Vogts Arend Stindt erneut ein riesiges Aufgebot an Menschen, Gespannen und Material an der Baustelle versammelt wurde. Ihm gelang es am 30.06.1615, mit eingeschwommenen Sinkstücken ausreichend festen Baugrund zu schaffen und in einer Halbtide von 6 Stunden die Deichlücke gegen die auflaufende Flut zu schließen. Das Buchtenwatt des Schwarzen Brack, in dem der Tidehub zuvor 3,5 m betragen hatte, existierte danach nicht mehr, und Neustadt-Gödens, bis dahin Hafenort, lag weit im Binnenland und war von seinen Handelswegen abgeschnitten. Eine 1623 beim Ellenserdamm-Tief errichtete Schanze unterstreicht die strategische Bedeutung des Ellenser Dammes. Als Verkehrsweg behielt er seine Funktion bis in unsere Zeit. In seiner Trasse verläuft die Bundesstraße B 69, die bis 1983 Hauptader des Straßenverkehrs in N-S-Richtung gewesen ist. Erst die Freigabe der Autobahn A 29 im Abschnitt zwischen dem Autobahnkreuz Wilhelmshaven und der Anschlußstelle Zetel brachte hier Entlastung.

Das im ehemaligen Schwarzen Brack gewonnene Land war großenteils noch nicht deichreif und mußte mit windgetriebenen Wasserhebemühlen entwässert - trocken gemahlen - werden. In mehreren Schritten hat man die Deichlinie von 1659 bis 1852 immer weiter nach E gegen den Jadebusen vorgeschoben und dabei meist schmale Polder eingedeicht (HOMEIER 1969: Kt. 25, 31). Das Niveau der jüngeren, seeseitig gelegenen Polder ist jeweils höher als das der älteren. Die Höhen liegen zwischen NN -1-0,25 m im Bereich des ehemaligen Schwarzen Bracks und NN +0,75 bis +1 m im Sander Groden, Idagroden. Diese Niveau-Unterschiede sind teils auf Setzung binnendeichs, überwiegend jedoch auf die fortschreitende Aufschlickung außendeichs zurückzuführen. SCHÜTTE (1939) hat aus diesem treppenartigen Ansteigen der Polderflächen Beträge für den Anstieg des Meeresspiegels abgeleitet. Heute liegt das MThw in diesem Raum bei NN +1,70 m und ist somit ca. 2,7 m höher als der Boden des ehemaligen Schwarzen Bracks.

Die jüngste Entwicklungsphase an Jade und Jadebusen wurde eingeleitet, als Oldenburg am 20.06.1853 ein 334 ha großes Gebiet an Preußen abtrat für einen Flottenstützpunkt an der Jade. In der Folgezeit wurde dort ein preußischer Marinehafen mit der dazugehörigen Ansiedlung gebaut und am 17.06.1869 nach König Wilhelm I. benannt. Die oldenburgischen Gemeinden Bant, Heppens und Neuende schlossen sich am 1.05.1911 zur Stadt Rüstringen zusammen und wurden am 1.04.1937 mit Wilhelmshaven zur Stadt Wilhelmshaven vereinigt. An diese Vorgänge erinnern die Grenzstraße sowie der Grenzpfahl mit den alten Stadtwappen von Rüstringen und Wilhelmshaven im Zentrum der heutigen Stadt.

Mit dem Ausbau zum Marinehafen wurden ab 1883 alle Verkleinerungen und Landgewinnungen am Jadebusen gesetzlich untersagt. Nach erheblichen Zerstörungen im zweiten Weltkrieg zog die Tiefwasserhafen-Region Wilhelmshaven ab 1957 zunehmend wirtschaftliches Interesse auf sich. Dabei wurde, um die wachsenden Anforderungen moderner Schiffahrt zu befriedigen, in der Jade eine 300 m breite Fahrrinne auf SKN -12 m (1959-1961) ausgebaggert und fortschreitend auf SKN -18,5 m vertieft. Gleichzeitig hat man auf der W-Seite der Innenjade große Wattflächen eingedeicht, mit dem anfallenden Baggergut aufgespült und überwiegend für Industrieansiedlungen bereitgestellt (STREIF 1981, 1985).

Bis 1952 brachte man das Baggergut im 503 ha großen, 1938 eingedeichten Heppenser Groden unter, wobei dieser im NW-Teil auf NN +1,5 m, in den übrigen Bereichen auf NN +3 m aufgehöht worden ist. Mit der Eindeichung des N anschließenden Rüstersieler Grodens wurden 1965 weitere 505 ha Fläche gewonnen und danach auf durchschnittlich NN +2 m aufgespült. In einer jüngsten Ausbaustufe zwischen 1971 und 1974 wurden 1740 ha Watt zum Voslapper Groden eingedeicht und mit 30 Mio m^3 Sand auf NN +2,2 m aufgespült. Aus technischen und wirtschaftlichen Erwägungen hat man den aufzuspülenden Sand im Bereich der Heppenser Rinne entnommen und die dabei geschaffenen Baggerlöcher später mit dem bei der Vertiefung des Jade-Fahrwassers anfallenden Material wieder verfüllt.

In den Groden an der Innenjade wurden chemische Industrie, Raffineriebetriebe, ein Kraftwerk und Tanklager angesiedelt. Hierbei wurden von den Betreibern sowie mit öffentlichen Mitteln insgesamt vier große Brücken- mit Pieranlagen bis an das seeschifftiefe Jadefahrwasser vorgebaut, die mit verschiedenen Umschlagseinrichtungen ausgestattet sind. Von S nach N angeordnet sind dies NWO-Terminal, Niedersachsenbrücke, Raffinerie-Terminal und ICI-Terminal. Im N-Teil des Voslapper Grodens hat man beim Aufspülen ein wellig-hügeliges Gelände geschaffen, in das das Freizeit-und Erholungsgebiet des Hooksieler Binnentiefs eingebettet ist. Dieses ist über eine Schleuse und den seeseitig vorgelagerten Versorgungshafen an die Jade angeschlossen.

Zwischen 1975 und 1979 wurden 8 Mio m^3 Baggergut aus der Jade auf Minsener Oog untergebracht. Ursprüngliche Pläne, dort ein 10 km^2 großes Areal bis auf NN +6 m aufzuspülen, hat man aus Kostengründen verworfen. Seither wird anfallendes Baggergut vor der Außenjade verklappt. Zwischen 1985 bis 1987 sind zusätzlich rund 14 Mio. m^3 Material angefallen, als das Jadefahrwasser zwischen Kilometer 15 und 22 begradigt worden ist. Ziel dieser Maßnahme war es, die Ansteuerung von Wilhelmshaven zu erleichtern. Im Zuge der Fahrwasserbegradigung mußte auch das Wrack des im ersten Weltkrieg gesunkenen Schlachtschiffes Yorck beseitigt werden. Unter verschiedenen Lösungsvorschlägen erwies sich die Spültechnik als günstigstes Verfahren. Dabei wurden die Sedimente unter dem Wrack ausgespült und das Wrack in einen künstlich geschaffenen, tiefen Kolk abgesenkt.

Literaturauswahl

BEHRE, K.-E. (1978): Die Geschichte des Jadebusens und der Jade.- In: REINECK, H.-E. (Hrsg): Das Watt - Ablagerungs- und Lebensraum: 39-49, Abb. 15- 19; Frankfurt a.M.

BRAND, E. (1941): Die Foraminiferen-Fauna im Alluvium des Jadegebietes.- In: HÄNTZSCHEL et al.: Zur jüngsten geologischen Entwicklung der Jade-Bucht.- Seckenbergiana, 23, 1/3: 56-70, 1 Abb., 5 Tab.; Franfurt a.M.

BRANDT, K. (1981): Siedlungsgeschichte und historische Entwicklung.- In: STREIF, H.: Erläuterungen zu Blatt Nr.2414 Wilhelmshaven.- Geol. Kt. Niedersachsen 1: 25 000: 73-83; Hannover.

BRAUN, J. & WITTE, H.-H. (1979): Ausbau und Bezeichnung der Seeschiffahrtsstraße Jade.- Jb. Hafenbautechn. Ges., 36. Jg. 1977/78: 29-43, 9 Abb., 2 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).

ESBECK-PLATEN H.H. von & RAAB, W. (1977): Baugrundverhältnisse und Gründungsarbeiten der Mobil Oil Umschlaganlagen in Wilhelmshaven.- 1. Nationale Tagung für Ingenieurgeologie, Paderborn (1977): 569-584, 5 Abb., 4 Fotos; Paderborn.

HAARNAGEL, W. (1950): Das Alluvium an der deutschen Nordseeküste.- Probl. Küstenforsch. südl. Nordseegebiet, 4: 146 S., 25 Abb., 12 Taf.; Hildesheim.

HÄNTZSCHEL, W., BRAND, E., BROCKMANN, C., OLDEWAGE, H. & PAFFENBERG, K. (1941): Zur jüngeren Entwicklung der Jade-Bucht.- Senckenbergiana, 23, 1/3: 33-122, 13 Abb., 6 Tab., 1 Taf.; Frankfurt a.M.

HOMEIER, H. (1969): Der Gestaltwandel der ostfriesischen Küste im Lauf der Jahrhunderte.- In Ostfriesland im Schutze des Deiches, 2: 3-385, 35 Abb., 31 Kt.; Pewsum.

LACKNER, E. (1959): Entwurf und Baudurchführung der großen neuen Ölumschlagsbrücke in Wilhelmshaven.- Jb. Hafenbautechn. Ges. 23. u. 24. Jg. 1955/57: 160-213, 62 Abb.; Berlin, Göttingen, Heidelberg (Springer).

LEERHOFF, H. (1985): Niedersachsen in alten Karten.- 179 S., Taf., Abb.; Neumünster (Wachholtz).

MÜLLER, W (1977): Geologie.- In: Mitt. Dtsch. Bodenkdl. Ges., Exkursionen anläßlich der Jahrestagung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 1977 in Bremen in die Naturräume der Marsch-, Moor- und Geestlandschaften des Unterweserraumes, 24: 24-29, 3 Abb., Bremen.

OHLING, J. & DIRKSEN, J. (1975): Die Tiefwasserhafenregion Wilhelmshaven.- Jb. Hafenbautechn. Ges., 34: 211-232, 15 Abb.; Hamburg.

PAFFENBERG, K. (1941): Über einige Moore aus der jüngeren Hebungsstufe in der Umgebung von Wilhelmshaven.- Probleme Küstenforsch. südl. Nordseegebiet, 2: 22-36, 4 Abb, 4 Tab.; Hildesheim.

REINHARDT, W. (1979): Küstenentwicklung und Deichbau während des Mittelalters zwischen Maade, Jade und Jadebusen.- Jb. Ges. Bildende Kunst Vaterländ. Altertümer Emden, 59: 17-61, 3 Abb., 1 Kt.; Aurich.

REINECK, H.-E. (1978): Das Watt - Ablagerungs- und Lebensraum.- 2. Aufl., 185 S., 88 Abb; Frankfurt a.M.

SCHÜTTE, H. (1931): Der Aufbau des Jade-Weser-Alluviums.- Schr. Ver. Naturkde. Unterweser, N.F. 5: 3-40, 6 Abb.; Bremerhaven.

SCHÜTTE, H. (1935): Das Alluvium des Jade-Weser-Gebietes.- Veröff. Wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachsen, 13 (2 Teile); Oldenburg i.O. (Stalling).

SCHÜTTE, H. (1939): Sinkendes Land an der Nordsee?- Schr. Dt. Naturkundever. N.F., 9: 144 S., 164 Abb.; Öhringen/Württ. (Rau).

SELLO, G. (1928): Östringen und Rüstringen, Studien zur Geschichte von Land und Volk; Oldenburg.

STREIF, H. (1981): Erläuterungen zu Blatt Nr. 2414 Wilhelmshaven.- Geol. Kt. Niedersachsen 1:25 000, 111 S., 5 Abb., 3 Tab., 3 Kt.; Hannover.

STREIF, H. (1985): Erläuterungen zu Blatt Nr. 2313 Hooksiel.- Geol. Kt. Niedersachsen 1 : 25 000, 102 S., 4 Abb., 2 Tab., 4 Kt.; Hannover.

STREIF, H. (1990): Das ostfriesische Küstengebiet - Nordsee, Inseln, Watten, Marschen.- Samml. geol. Führer, 57, 2. Aufl.: 395 S., 48 Abb., 10 Tab.; Berlin.

WETZEL, V. (1975): Erfahrungen über das Verhalten künstlich vertiefter Fahrrinnen in Tideästuaren am Beispiel der Wasserstraße Jade.- Die Küste, 27: 102-108), 4 Abb.; Heide i. Holst.

WILDVANG, D. (1938): Die Geologie Ostfrieslands.- Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F. 181: 211 S., 36 Abb., 23 Taf., 1 geol. Übersichtskarte 1 : 100 000; Berlin.

OEBCKEN, C. (1934): Die Entstehung des Jadebusens.- Niedersächs. Ausschuß f. Heimatschutz, 7: 62 S., 5 Abb., 1 Kt.; Aurich.

Anhang I: 10 Abbildungen

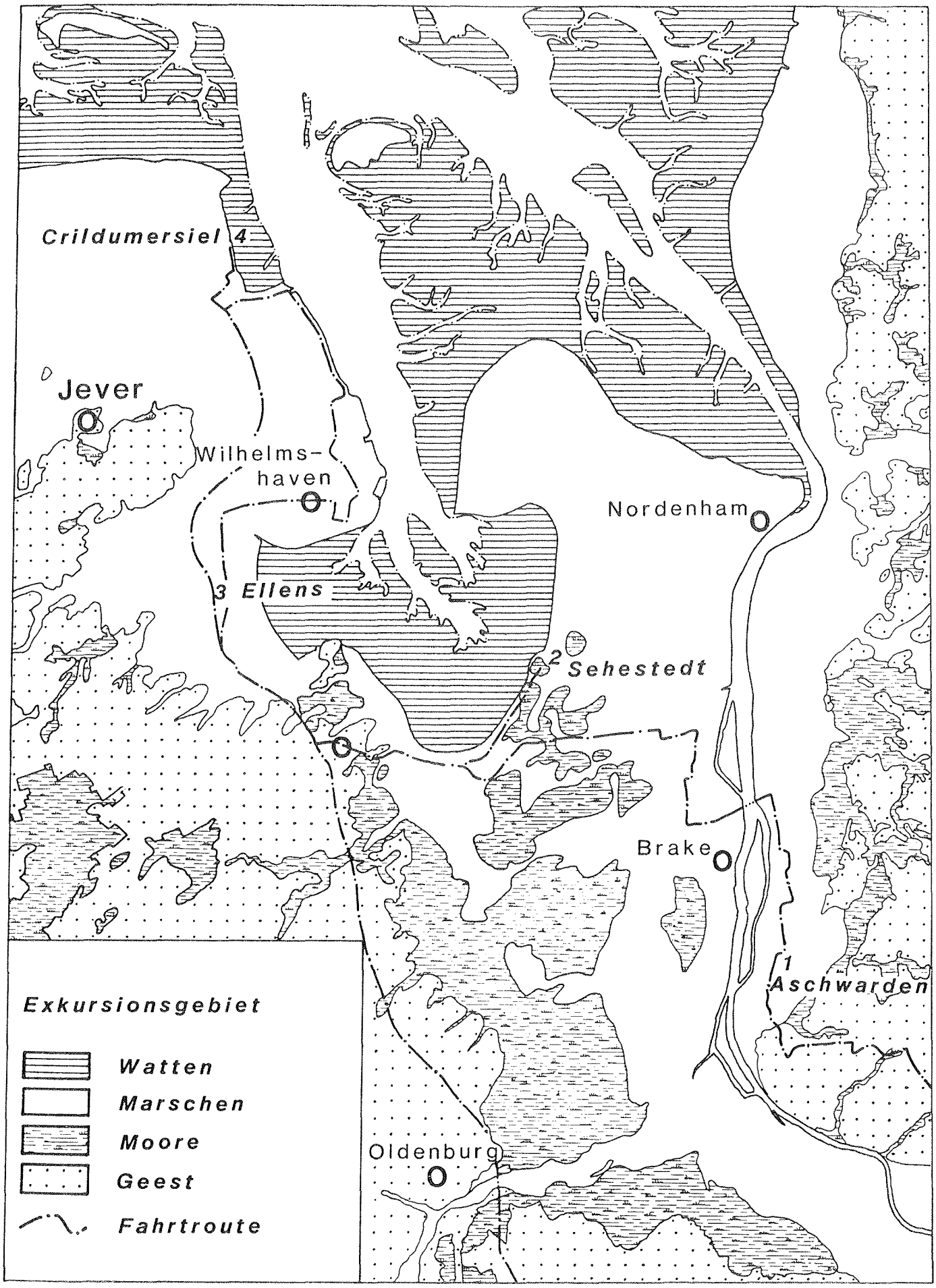


Abb. 1: Exkursionsgebiet und Exkursionspunkte 1 bis 4

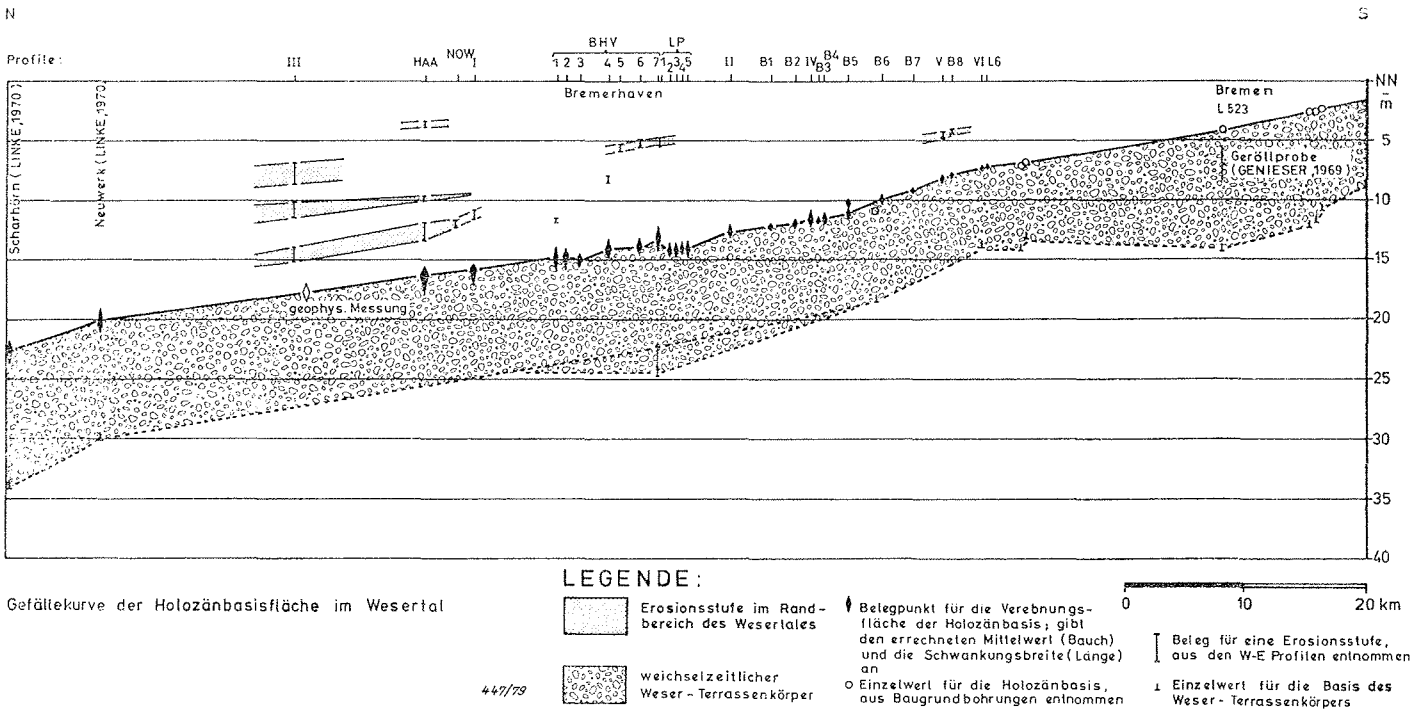


Abb. 2: Gefällekurven der Holozänbasisflächen im Wesertal zwischen Bremen und Scharhörn, dargestellt am Akkumulationsniveau der weichselzeitlichen Niederterrasse und einigen Erosionsstufen am Ostrand des Wesertales nach PREUSS (1979).

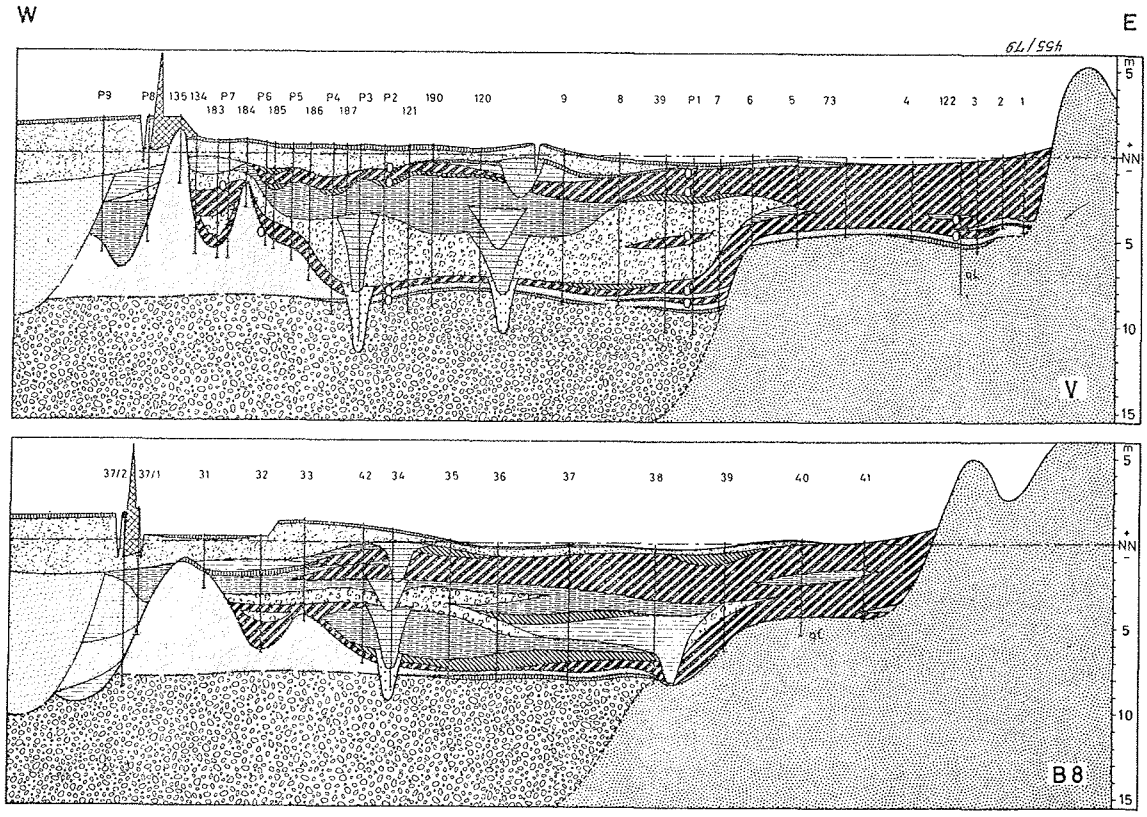


Abb. 4: Geologische Schnitte B8 und V durch die südliche Osterstader Marsch nach PREUSS (1979). Die Position der ^{14}C-Proben ist in den Profilen durch 0 gekennzeichnet.

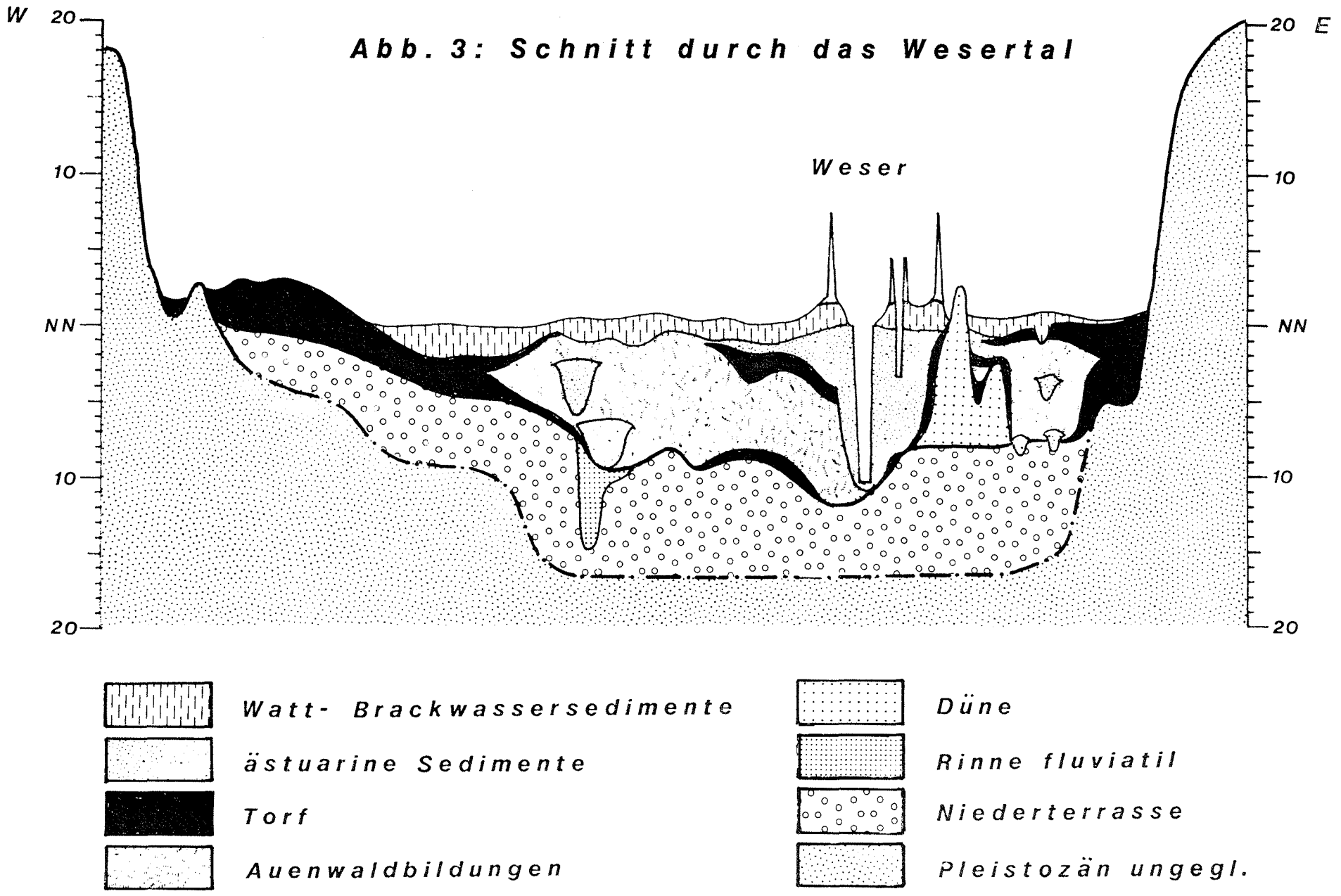


Abb. 3: Geologischer Schnitt durch die Wesermarsch von der Rasteder zur Ithleder Geest

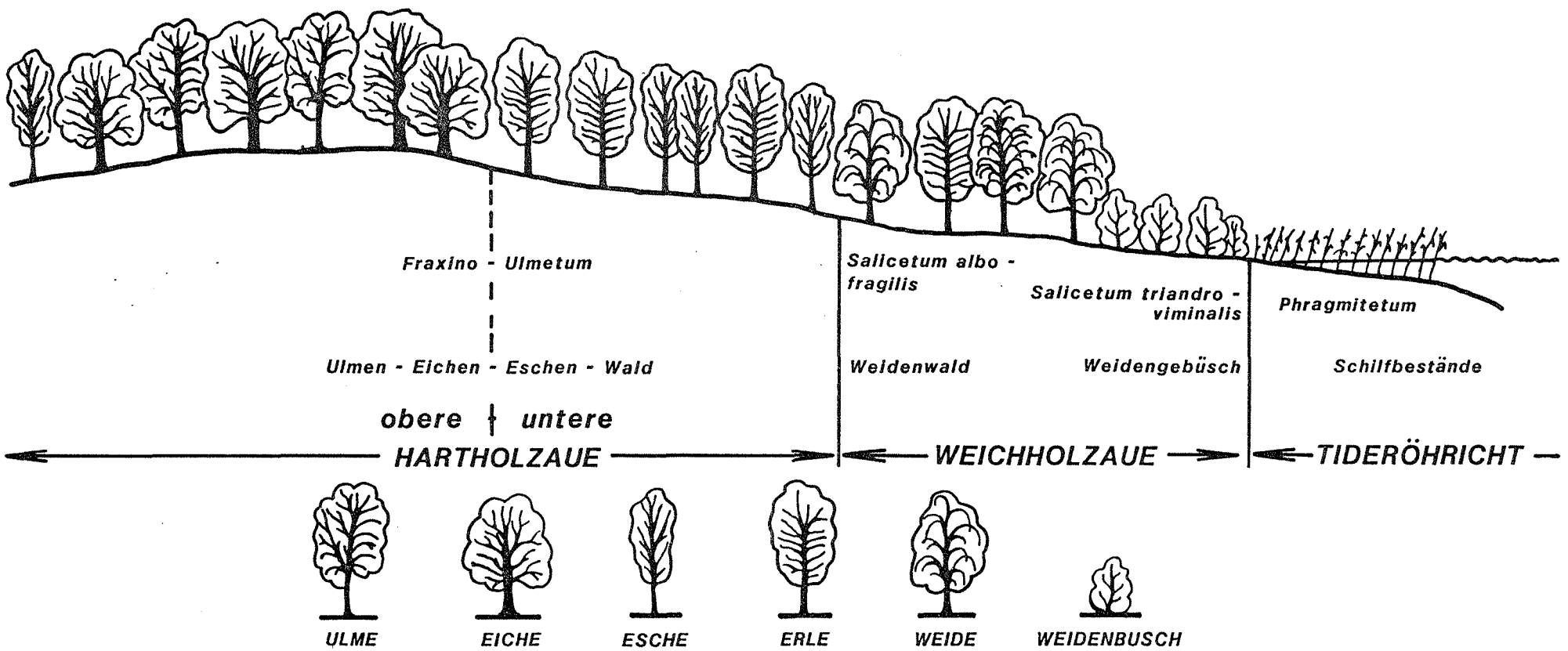


Abb. 5: Zonierung der Vegetation in Auenwäldern und auf Uferwällen des fluviatilen Gezeitenbereichs nach BEHRE (1984)

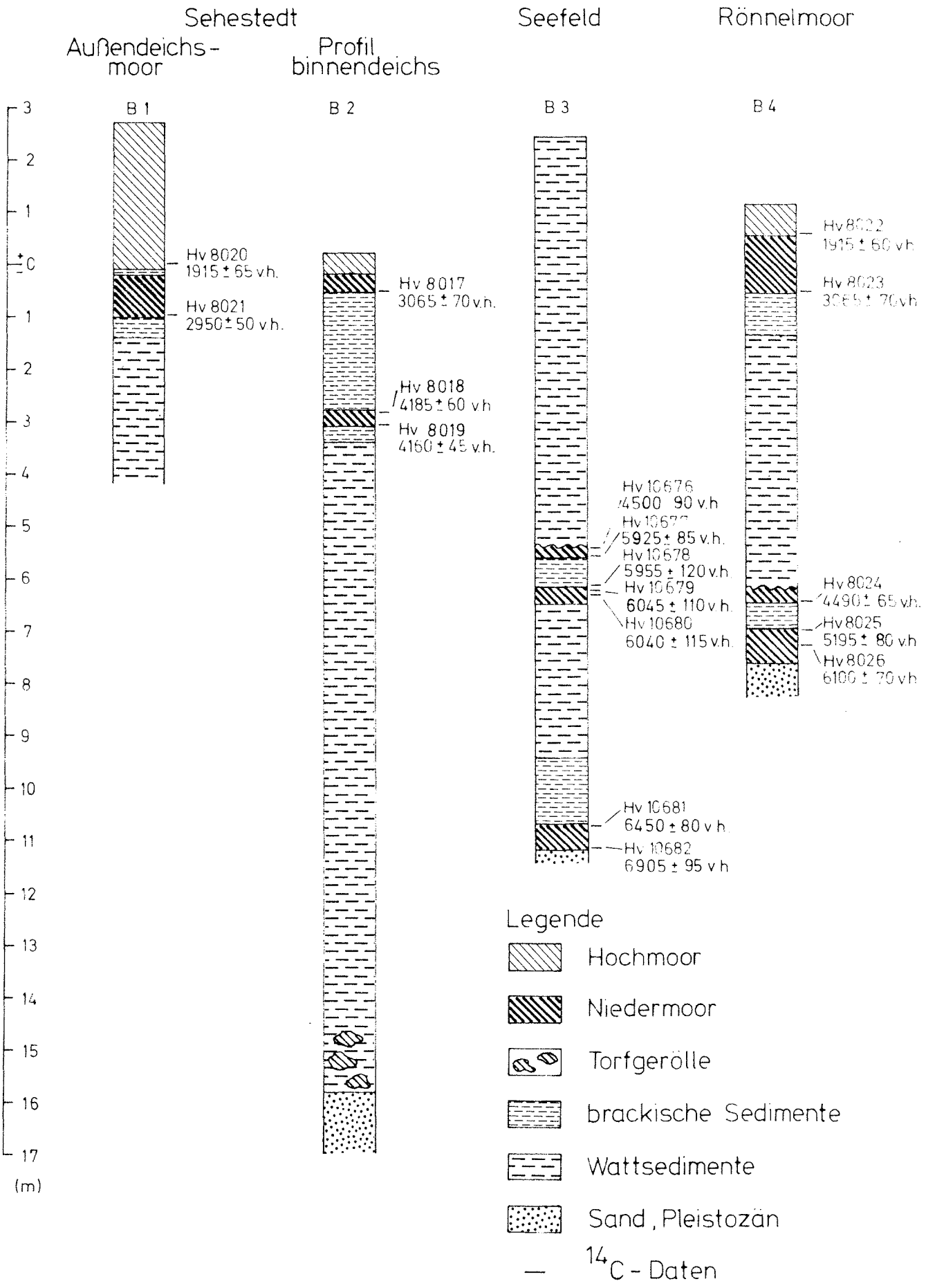


Abb. 6: Bohrprofile aus dem Raum Sehestedt und Rönnelmoor

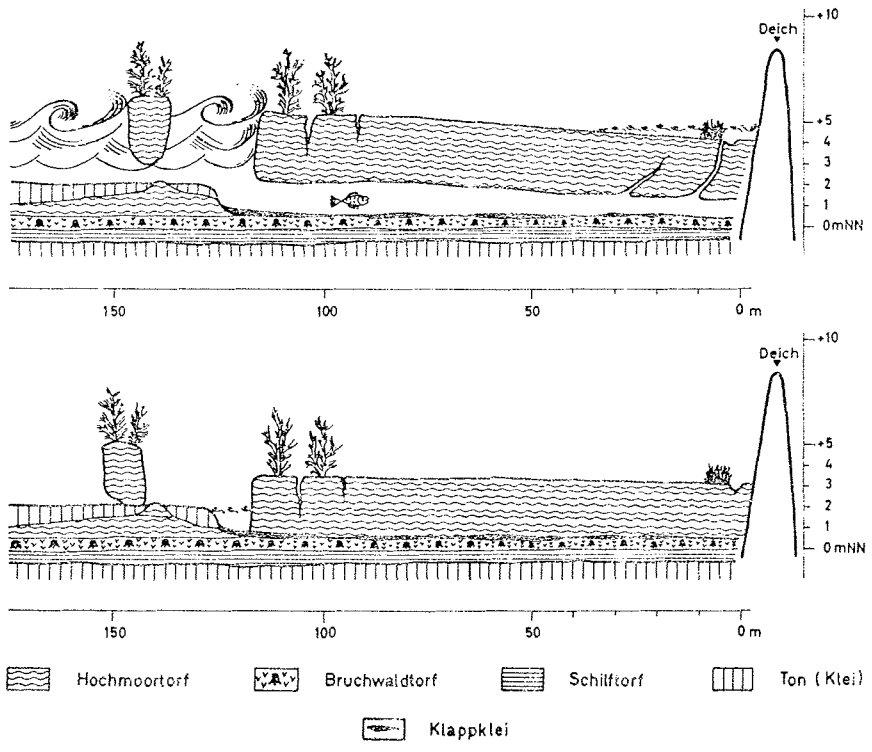


Abb. 7: Schematische Darstellung der Klappkleibildung am Beispiel des Sehestedter Außendeichsmoores nach BEHRE (1978).
oben: Aufschwimmen des Moores bei Sturmflut,
unten: Normalzustand.

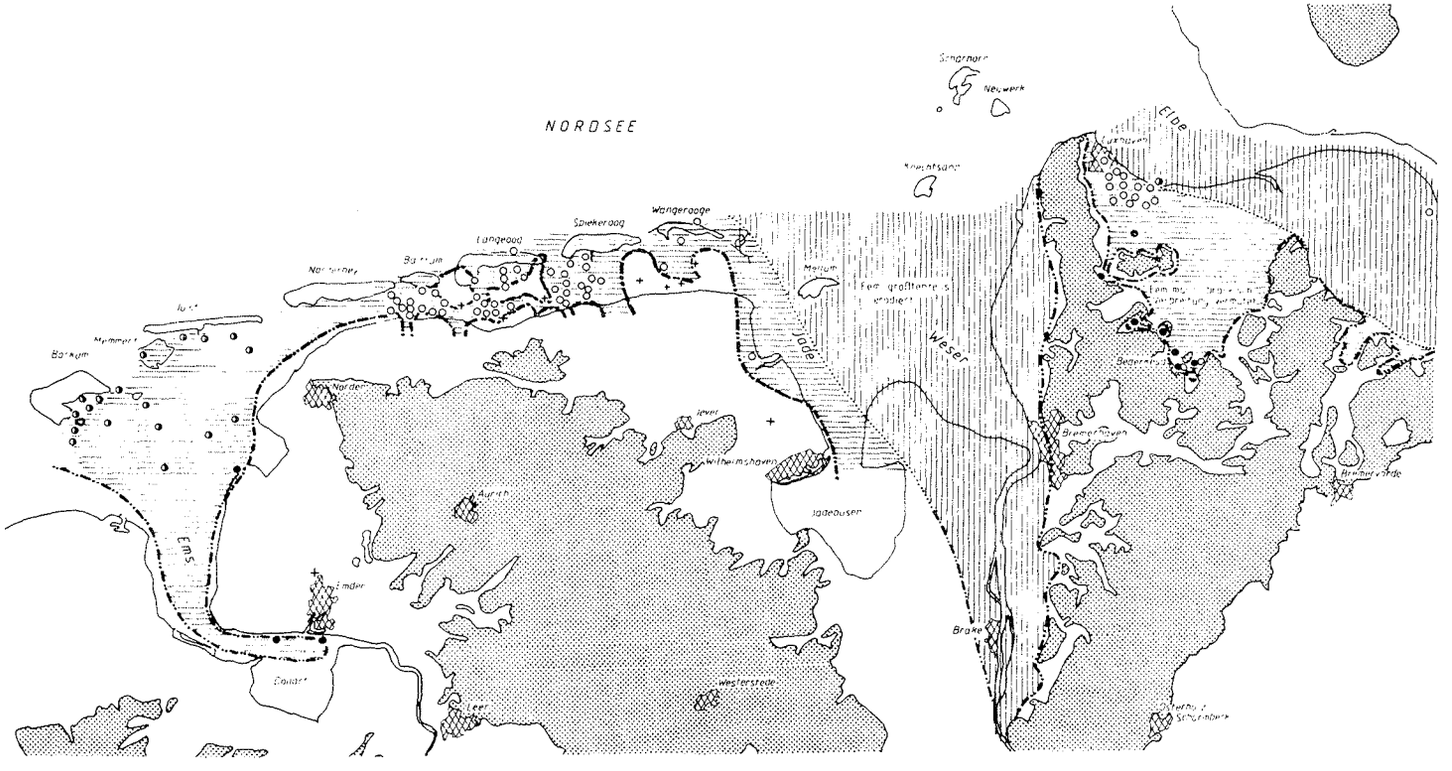


Abb. 8: Verbreitung des Eem-Meeres im Gebiet zwischen Ems und Elbe nach HÖFLE et al. (1985).

Marines Eem mikropaläontologisch ●, malakologisch ◑, lithologisch ○ nachgewiesen.
Fluviatil-telmatisches Eem + lithologisch belegt. Waagerecht schraffiert: marines-brackisches Eem.
Senkrecht schraffiert: vermutete Verbreitung mariner Eem-Ablagerungen, größtenteils erodiert.

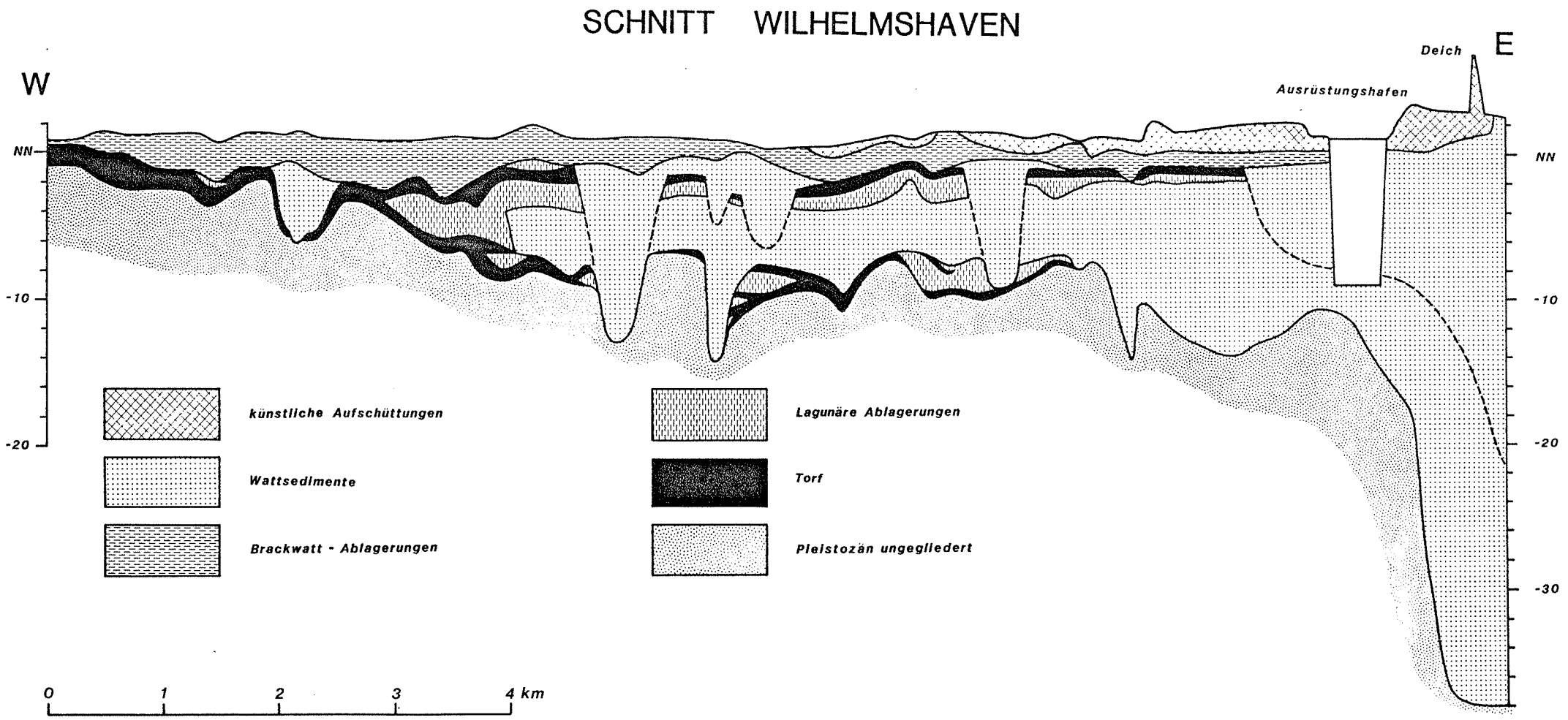


Abb. 9: Geologischer Schnitt durch das Gebiet Wilhelmshaven nach STREIF (1981).

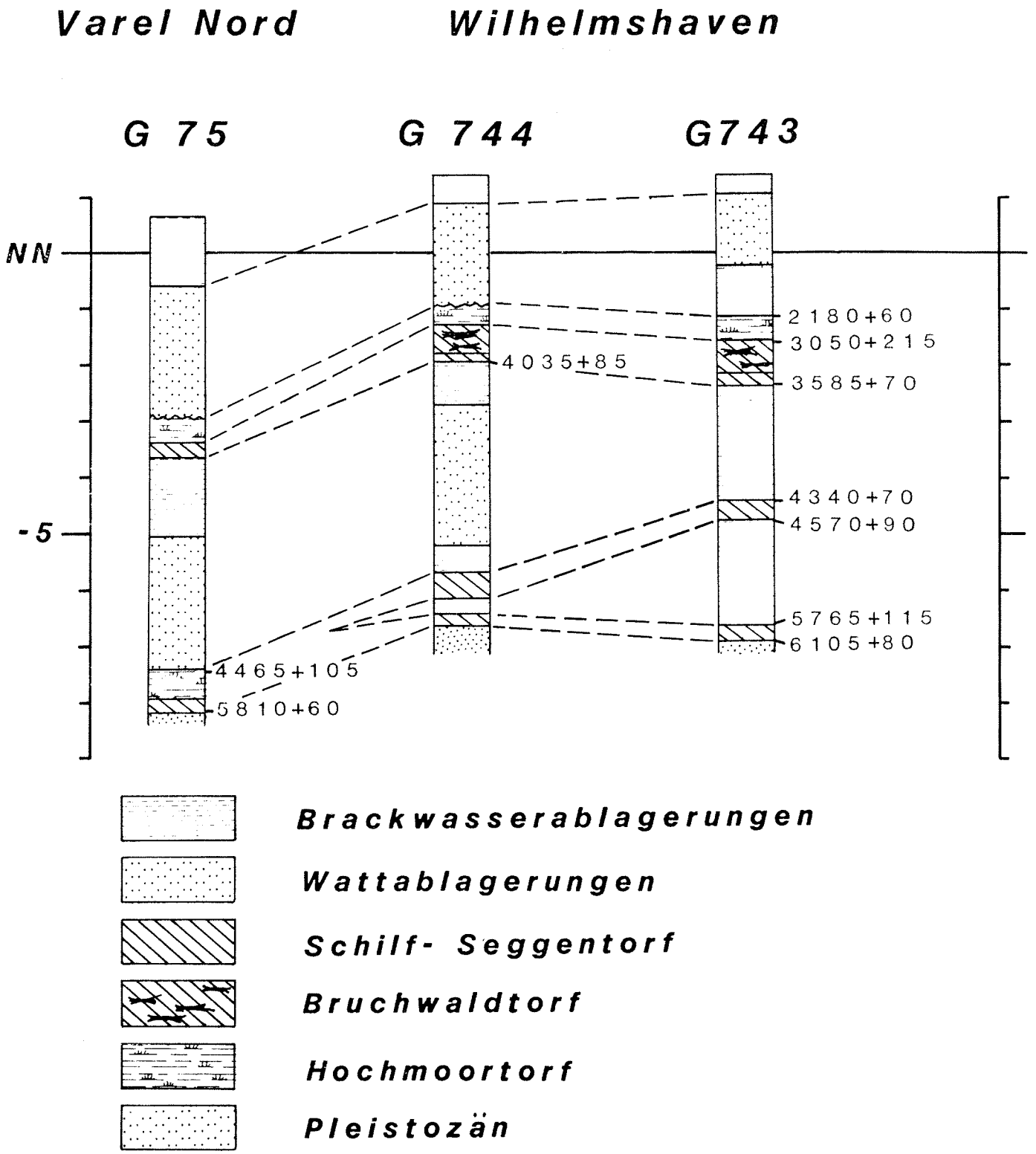


Abb. 10: Bohrprofile und Radiocarbon-Altersbestimmungen aus dem Gebiet zwischen Wilhelmshave und dem Schwarzen Brack.

EXKURSION V-4 / Teil B:

Die Zonierung der Lebensspuren im Watt der Jade, Südliche Nordsee

03.10.1990

Führung: Günther HERTWECK *)

mit 17 Abbildungen und 1 Tabelle

Inhaltsverzeichnis

- Das Watt als Forschungsgebiet
- Das Watt als Lebensraum
- Organismen und Lebensspuren
  - *Heteromastus filiformis* (CLAPARÈDE)
  - *Nereis diversicolor* O.F. MÜLLER
  - *Pygospio elegans* CLAPARÈDE
  - *Arenicola marina* (LINNÉ)
  - *Lanice conchilega* (PALLAS)
  - *Scrobicularia plana* (DA COSTA)
  - *Macoma balthica* (LINNÉ)
  - *Mya arenaria* LINNÉ
  - *Cerastoderma edule* (LINNÉ)
  - *Hydrobia ulvae* (PENNANT)
  - *Littorina littorea* (LINNÉ)
- Diskussion
- Literaturverzeichnis

---

*) Anschrift des Verfassers: Dr. G. HERTWECK, Forschungsinstitut Senckenberg, Abteilung für Meeresgeologie und Meeresbiologie, Schleusenstr. 39a, 2940 Wilhelmshaven.
[Veröffentlichung Senckenberg am Meer **Nr. 447**]

Kurzfassung

Im Watt der Jade, südliche Nordsee, wurde aufgrund von früheren detaillierten Untersuchungen über die Verbreitung der einzelnen Tierarten eine Zonierung der Lebensspuren herausgearbeitet. Die Wohnbauten der Bodenbewohner wurden vorrangig als Instrumente der Tiere für die Nahrungsbeschaffung aufgefaßt. Ihre Bauweisen und die jeweilige Art der Nahrungsaufnahme wurden mit den Nahrungsangeboten in den einzelnen Lebensräumen des Wattes in Beziehung gesetzt. Bereiche intensiver Nahrungsangebote sind im Schlick- und Mischwatt sowohl der Wattboden, als auch die Bodenoberfläche und der Wasserkörper über dem Boden. So sind in diesen beiden Zonen in gleicher Besiedlungsintensität Im-Boden-Fresser, Auf-dem-Boden-Fresser und Aus-dem-Wasser-Fresser vertreten. Ihre Spuren reflektieren die allseitige Nutzung dieser Nahrungsangebotsstockwerke. Im Sandwatt verschiebt die hohe Bodenumlagerung durch Strömung und Seegang die Nahrungsnutzung auf die im Wasserkörper suspendierte Nahrung.

Von den in der südlichen Nordsee vorkommenden tierischen Wattenbewohnern ist keiner ausschließlich an das Watt gebunden oder im besonderen an das Leben im Watt "angepaßt". In anderen Meeresgebieten Europas kommen sie als Unterwasserbewohner vor. Dementsprechend können auch die zugehörigen Spurentypen und Zonierungen nicht als charakteristisch für das Watt angesehen werden. Sie spiegeln lediglich eine bestimmte Konfiguration von Nahrungsangeboten wieder. Solche Konfigurationen können auch im Unterwasserbereich auftreten und zu ähnlichen Zonierungen von Lebensspurentypen führen.

Das Watt als Forschungsgebiet

Das Watt ist das klassische Gebiet für die Erforschung der Lebensspuren rezenter Benthos-Organismen. Die Wahl dieses Lebensraumes als Forschungsgebiet der Geologie und Paläontologie geschah aus dem Bedürfnis, das Aktualitätsprinzip in der Geologie nicht nur als "Prinzip" im Hintergrund aller Deutung der Fossilien stehen zu haben, sondern im heutigen Meer Einblick in die aktuellen Ablagerungs- und Lebensvorgänge am Meeresboden zu gewinnen. Im Unterwasserbereich war bis zur Mitte unseres Jahrhunderts solch ein Einblick nur beschränkt möglich: Dredgen und Greifer brachten immer nur eine Auswahl aus ihrem natürlichen Zusammenhang gerissenen Probenmaterials zutage. Dagegen war der Blick unter Wasser durch den Taucher nur mit schwerfälligen Ausrüstungen durchführbar. Nur ausgebildete Berufstaucher konnten damit umgehen. Im Wattenmeer aber taucht ein bedeutendes Stück Meeresboden selber auf und bietet sich der Erforschung an.

So begann RUDOLF RICHTER (1920-1926) seine "Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie" und gründete schließlich 1928 eine besondere Forschungsanstalt in Wil-

helmshaven, deren Aufgabe die aktuogeologische und aktuopaläontologische Meeresforschung wurde (RICHTER 1928a, b; 1929a, b). Bis 1960 richtete sich die Arbeit dieses Instituts hauptsächlich auf das Watt. Dabei bildete die Erforschung der Lebensspuren in den Arbeiten von Ferdinand TRUSHEIM, Walter HÄNTZSCHEL, Wilhelm SCHÄFER und Hans-Erich REINECK einen besonderen Schwerpunkt.

Der Vorteil, den das Watt für die Untersuchung von Lebensspuren bietet, liegt nicht einfach darin, daß diese bei Niedrigwasser leicht zugänglich sind. Das ablaufende Wasser entweicht in starkem Maße auch aus dem Porenraum der Wattensedimente: der Grundwasserspiegel sinkt während der Niedrigwasserzeit je nach Korngröße der Sedimente um einige cm bis dm unter die Wattoberfläche, und das feuchte Sediment zwischen diesen beiden Niveaus erreicht seine höchste Scherfestigkeit (REINECK 1956a, 1957a). Dadurch kommt es, wenn man im Watt nach Endobenthos-Organismen gräbt, zu einem Aufbrechen des Bodens vorzugsweise an Stellen, wo Bauten der Bodenbewohner an die Sedimentoberfläche treten. An den standfesten Bruchflächen kann man die meist längs aufgespaltenen Bauten im Detail studieren und aufnehmen. Erst unterhalb des Niedrigwasser-Grundwasserspiegels werden tiefere Stockwerke der Bauten verschwemmt. Für tiefer reichende Bauten nimmt man Proben mit dem Stechkasten (HÄNTZSCHEL 1936), aus dem das Wasser bei der Probennahme so weit abläuft, daß die gesamte Profilsäule gleichmäßig standfest wird. Seit der Entwicklung des Kastengreifers durch REINECK (1958b, 1963) ist die Untersuchung von Lebensspuren auch in Meeresböden des Unterwasserbereichs in der gleichen Qualität möglich wie im Watt.

Das Watt als Lebensraum

Das Watt ist das Eulitoral eines expositionsgeschützten Flachküstenbereichs mit deutlich wahrnehmbarem Tidenhub. Gegenstück dazu ist der Gezeitenstrand, der bei gleichem Tidenhub an die offene See grenzt und den Kräften des auflandigen Seeganges voll exponiert ist. Das gleiche gilt für Platen, die in exponierter Lage vor Stränden und Watten bei Niedrigwasser auftauchen und bei Wasserbedeckung als brandungserzeugende Sandriffe wirksam werden. Watten treten, je nach Tidenhub in dem betreffenden Küstengebiet, in verschiedenen Erscheinungsformen auf (HAYES 1979): im Makrotidenbereich (Tidenhub > 3,50 m) als offene Watten zwischen Flußästuaren und großen Prielen; im Mesotidenbereich (Tidenhub 1-3,50 m) als Rückseitenwatten zwischen Gezeitenstrand-Düneninseln und dem Festland und als eulitorale Sedimentbodensäume von Buchten und Flußästuaren; im Mikrotidenbereich (Tidenhub < 1 m) als Randwatten von Lagunen zwischen Düneninseln und Festland.

Im Gezeitenbereich der Nordseeküste zieht sich das Meer zweimal am Tag - genauer gesagt sind die Perioden zweimal um 12 $^1/_2$ Std. - von den Watten zurück. In der Jade (Abb.1), wo die hier mitgeteilten Erfahrungen gewonnen wurden, beträgt der Tidenhub bei Horumersiel

etwa 3,20 m, bei Hooksiel 3,40 m; bei Wilhelmshaven sind es 3,80 m. Je nach topographischer Höhenlage sind die Trockenfallzeiten der Wattflächen sehr unterschiedlich: im unteren Teil nur etwa 2 Std. pro Tide, in der Nähe der Hochwasserlinie etwa 11 Std. Umgekehrt ausgedrückt: im unteren Wattenbereich wird die Situation "Meeresboden unter Wasser" nur kurzzeitig unterbrochen, im oberen Teilbereich nur kurzzeitig erreicht (Abb.2).

Im Bereich zwischen Niedrigwasser- und Hochwasserlinie nimmt die hydrographische Energie stark ab (Abb.2): im unteren Teil einer Wattfläche neben einem breiten Hauptpriel - wie hier in der Jade - wirken sich Ebbstrom und Flutstrom noch mit beträchtlicher Strömungsgeschwindigkeit am Boden aus. Mit zunehmender Entfernung vom Hauptpriel (also von der Strommitte), mit abnehmender Wasserbedeckungszeit wird auch die Auswirkung der Gezeitenströme am Wattboden deutlich schwächer. Ebenso sind die Möglichkeiten der Seegangseinwirkung durch die abnehmende Wasserbedeckungszeit, Wassertiefe und dadurch erreichbare Wellenhöhen geringer. So kommt es zu unterschiedlicher Häufigkeit und Tiefenwirkung der Bodenumlagerung (Abb.2) und zur Sortierung und Zonierung der Sedimente nach Korngrößen.

Im unteren Bereich des Wattes liegt fast reiner Feinsand (95 % zw. 0,063 und 0,2 mm); im mittleren Bereich ist das typische Sediment stark siltiger Feinsand (ca. 55 % Feinsand und 45 % Silt und Ton 0,063 mm); im oberen Bereich liegt "Schlick", d.h. ein feinsandiger Silt (ca. 15-25 % Feinsand und 65-85 % Silt und Ton; alle Angaben nach REICHERT & DÖRJES 1980 und DÖRJES 1984). In grob-visueller Ansprache der Wattböden hat man diese Sedimente schon in der älteren Literatur (siehe LINKE 1939) in drei Zonen gesehen: Sandwatt, Mischwatt, Schlickwatt (Abb.1). Mitbestimmend war dabei die Erfahrung, daß sich die Sedimentzusammensetzungen im Watt nicht kontinuierlich ändern, sondern im Bereich der "Zonengrenzen" nur ganz schmale Übergangsbereiche auftreten. Diese Erfahrung wird durch moderne Farb-Luftaufnahmen bestätigt.

Auch die Belüftung des Bodens zeigt eine entsprechende Zonierung mit unterschiedlichen Bodentiefen der Oxidationszone (Abb.2): im Sandwatt bis 4 cm; im Mischwatt bis 1 cm; im Schlickwatt 1-5 mm. Die Mächtigkeit der Oxidationszone kommt nicht nur durch die korngrößenbedingte unterschiedliche Durchlüftung der Sedimente von der Oberfläche her zustande. Entscheidend ist auch die Umlagerung der Bodensedimente durch Strömung und Seegang in sauerstoffreichem Wasser. Im Sandwatt mit seiner typischen gerippelten Oberfläche ist die Ein-Rippel-Dicke der Oxidationszone offensichtlich.

Im Schlickwatt und im Mischwatt mit ihrer grauschwarzen Färbung zeigt die Reduktionszone eine starke Anreicherung an organischer Substanz (Abb.2). Sie stammt von Resten von Lebewesen, die vor allem von der Bodenoberfläche her in tiefere Bodenstockwerke umgelagert sind: zu Boden gegangenes Plankton und pflanzlicher Detritus, Diatomeen und andere Klein-

algen des Wattbodens, verwesende Reste von Tieren aus dem Wasser, von der Bodenoberfläche (Epibenthos) und auch aus dem Bodeninneren (Endobenthos). Dazu kommen Kote dieser tierischen Bewohner, die als geformte Kotpillen wie Sandkörner umgelagert und im Sediment eingelagert werden, oder als ungeformte Kotsubstanz den gleichen Weg nehmen. In solch einem Milieu voller organischer Kohlenstoff-, Stickstoff-, Phosphor- und Schwefelverbindungen sind Bakterien angereichert, die diese Verbindungen abbauen und dabei gelösten und gebundenen Sauerstoff (aus dem Porenwasser und aus den Verbindungen selber) verbrauchen. So findet in der Reduktionszone nicht nur Nichtbelüftung statt, sondern auch Verbrauch, Defizitierung von Sauerstoff. Der Gehalt an organischer Substanz im Boden beträgt im Schlickwatt etwa 10 %, im Mischwatt etwa 4 % (LINKE 1939; LÜNEBURG 1958). Das mag angesichts der dunklen Färbung des Bodens als nicht viel erscheinen, es steht aber relativ zu dem an sich anorganischen Charakter eines jeden klastischen Sedimentes. Im Sandwatt hat der Boden nur einen Gehalt von etwa 1,5 % organischer Substanz. Im Vergleich zu diesem Wert sind Schlickwatt und Mischwatt Zonen mit relativ hohem Gehalt an organischer Substanz, und das bedeutet ein reiches Angebot an einer bestimmten Nahrung im Boden, die von bestimmten darauf spezialisierten Organismen genutzt werden kann. Das Sandwatt ist hingegen arm an derartiger Nahrung.

Auch die Wattoberfläche zeigt im Schlickwatt und im Mischwatt gemeinsame Züge, während das Sandwatt ein deutlich andersartiges Aussehen hat. Zwar sind im Schlick- und im Mischwatt Sedimentzusammensetzung, Bodenfestigkeit und Wassergehalt im Boden unterschiedlich, aber die obersten 1-2 cm sind in beiden Zonen von einer besonders weichen Schlicklage bedeckt. Die Oberfläche bildet ein brauner Belag, der überwiegend aus Diatomeen, aber auch aus anderen einzelligen Kleinalgen besteht (Abb.2). Diese Mikroflora führt über 200 Arten, die sich im lichtreichen Sommer auf über 500 000 Einzelalgen pro cm vermehren (KOCK 1984). Schlick- und Mischwatt sind so die Bereiche oder höchsten Primärproduktion im Watt, und das bedeutet ein enormes Nahrungsangebot auf der Bodenoberfläche. Das zweimalige Zurückweichen des Meeres und die langen Trockenfallzeiten der beiden höheren Wattzonen ermöglichen den vollen Zutritt des für die Photosynthese der Algen notwendigen Lichts.

Im tiefer gelegenen Sandwatt wäre die Lichtbedingung für die Algenflora noch erfüllt, aber die hohe Umlagerungsrate des Sandbodens läßt keinen beständigen Mikroflorenbelag auf der Oberfläche mehr zu. Nur vereinzelte Kleinalgen können sich zwischen den Sandkörnern der Oberfläche einlagern.

Im Unterwasserbereich des Wattenmeeres läßt durch das suspensionsreiche Wasser hindurch der Lichteinfall so rapide nach, daß am Meeresboden keine Photosynthese mehr möglich ist. Damit bleibt hier der Pflanzenwuchs aus.

So sind Schlick- und Mischwatt die Zonen des konzentrierten Pflanzenwuchses. Zur Mikroflora hinzu kommen größere Grünalgen wie *Ulva* (Meersalat), *Enteromorpha*, *Chaetomorpha*, *Cladophora*. Im Übergangsbereich Schlickwatt/Mischwatt liegt die Seegraszone (Abb.2) mit *Zostera nana* in dicht angeordneten 1 m -Fleckenbeständen und *Zostera marina* in mehr vereinzelten Büschelbeständen. In der Verlandungszone sind die Blütenpflanzen *Salicornia europaea* (Queller) und *Spartina townsendi* (Schlickgras) weitere Großformen. Alle diese Großformen leisten durch ihre lebende Pflanzensubstanz und ihren Detritus (Kleinabfall) einen zusätzlichen Beitrag zum Nahrungsangebot auf dem Sedimentboden dieser Zone (Abb.2). Dazu kommt ein beträchtlicher Detrituseintrag aus der benachbarten supralitoralen Salzwiese des Deichvorlandes.

Der Wasserkörper des Wattenmeeres ist besonders reich an Suspensionen, sowohl an feinem Sedimentmaterial als auch an Plankton und pflanzlichem Detritus. Die gesamte Nordsee ist ein Gebiet hoher Primärproduktion an Phytoplankton im oberflächennahen Wasser, wie die hohen Chlorophyllgehalte in der Deutschen Bucht zeigen (KALLE 1956; PRÖBER 1981). Gegeben durch den Lichteinfall ist das Phytoplankton ganzjährig, vor allem im Sommerhalbjahr, ein reiches Nahrungsangebot im Wasserkörper. Dazu kommt der pflanzliche Detritus. Von diesen beiden pflanzlichen Nahrungsquellen ernährt sich das tierische Plankton, zu dem in den Reproduktionszeiten der meisten Wirbellosen auch deren Larvenplankton hinzukommt. Was an Plankton und Detritus beim Trockenfallen des Wattes und bei Stauhochwasser zu Boden geht, kann zwischen den Tiden durch Ebb- und Flutstrom und bei den Gezeitenwechseln der Wasserstände durch grundberührenden Seegang zum großen Teil wieder suspendiert und neu verteilt werden. Im Ganzen gesehen besteht mit dem bodennahen Wasserkörper im Watt ein dritter Bereich mit reichhaltigem Nahrungsangebot für das Benthos.

Organismen und Lebensspuren

Auf der Grundlage der reichen Nahrungsangebote, die im Watt im Boden, auf der Bodenoberfläche und im Wasserkörper in ausgedehnten Arealen vorliegen, ist dieser Lebensraum ein Bereich intensiver tierischer Besiedlung. Es handelt sich vor allem um Endobenthos. Einige Arten findet man auf der Bodenoberfläche als Epibenthos-Organismen, vorwiegend solche, deren Körper Außenskelette - Schalen oder Panzer - besitzen.

In dieser Lebensgemeinschaft kommt eine Reihe von Arten in zahlenmäßig dichten Siedlungen und in ausgedehnten zusammenhängenden Arealen vor. Dabei erzeugen die Endobionten im Boden Hohlräume, die als artspezifische Lebensspuren bekannt sind. Auch auf der Bodenoberfläche werden von den vagilen Epibionten, aber auch durch bestimmte Tätigkeiten von Endobionten, außerhalb ihrer Bauten spezifische Oberflächenspuren erzeugt.

HUNT (1925) teilt die Benthosorganismen nach ihrer Nahrung ein in Carnivoren, Ablagerungsfresser und Suspensionsfresser. TURPAEVA (1948, 1953, 1954, 1957) differenziert diese Einteilung nach Grundtypen der Nahrung und grundsätzlichen Vorgangsweisen bei der Nahrungsaufnahme und präzisiert die Niveaulage im benthischen Lebensraum, in welcher das jeweilige Nahrungsangebot vorliegt. Sie unterscheidet: 1. Schlinger, die unter der Bodenoberfläche Sediment fressen; 2. Sammler, die auf der Bodenoberfläche Detritus aufnehmen; 3. Filtrierer-A, die suspendierte Nahrung aus der dünnen bodennahen Wasserschicht gewinnen; 4. Filtrierer-B, die suspendierte Nahrung aus höheren Lagen des Wassers über dem Boden gewinnen; 5. Fänger, die Nahrungsteilchen aus dem Wasserstrom in höheren Lagen über dem Boden einfangen.

Die Benthosorganismen finden ihre Nahrungsangebote also in 4 Stockwerken des Boden- und Wasserbereichs. Dabei werden im Wasserkörper zwei Stockwerke unterschieden, entsprechend unterschiedlicher morphologischer Organisation der Bodenbewohner und der damit verbundenen unterschiedlichen Höhenlagen, in denen sie ihre Nahrung einnehmen. An einer Reihe von arktischen und arktisch-borealen Arten führt TURPAEVA (1953) jeweils deren Präferenz für bestimmte Stockwerke, ihre artspezifische Nahrung und die Nahrungsaufnahme vor. Darüberhinaus wird gezeigt (TURPAEVA 1954), daß in einer Lebensgemeinschaft in jedem Stockwerk eine bestimmte Art der Hauptnutzer ist, hinter dem die anderen Nutzerarten in Zahl und Biomasse deutlich zurücktreten.

Im folgenden sollen für die Benthosorganismen des Nordseewattes, die in Großbeständen vorkommen, die Bauweise ihrer Lebensspuren und die Nutzung der Nahrungsangebote vorgeführt und in ihren wechselseitigen Beziehungen deutlich gemacht werden.

Heteromastus filiformis (CLAPARÈDE)

Der sedentäre Polychaet *Heteromastus filiformis* ist ein Bewohner des Schlick- und Mischwatts. Er lebt im Boden in einem dünnen, 1 mm weiten Gang, der einen mehr oder weniger senkrechten Hauptteil bis 20 cm Bodentiefe aufweist. An der Sedimentoberfläche ist die Gangöffnung von einem Häufchen aus kleinen länglichen (ca. 1 mm) Kotpillen umgeben (SCHÄFER 1952). Die Gangwand ist eingeschleimt, aber nicht belüftet. Der Wurm, der seine Kiemen an den hinteren Körpersegmenten hat, versorgt sich mit Sauerstoff an der Gangmündung aus dem dort eindringenden Wasser (LINKE 1939). Er kommt aber ohne einen eigenen Atemwasserstrom aus; (dieser würde die Gangwand belüften und oxidieren). Mit dem Vorderende unternimmt der Wurm vom Grundgang aus häufige Vorstöße nach allen Seiten und frißt das mit organischer Substanz angereicherte Sediment. Dadurch gewinnt er als Hauptnahrung die zahlreich im Boden lebenden Bakterien (OHDE 1981). Entsprechend dem aufgenommenen reduzierten Sediment ist sein Kot immer schwarz und die Kotpillenhäufchen

auf der Sedimentoberfläche deutlich sichtbar (Abb.3). Man erkennt so auf einen Blick die große Dichte der *Heteromastus*-Populationen, die nach LINKE (1939) bis 7000 adulte Exemplare pro m erreicht.

Der Gang ähnelt also einem nach unten gerichteten wurzelförmigen Gebilde (Abb.10). Diese Bauweise ist charakteristisch für Wurm-Organismen, die zur Bodenoberfläche hin nur einige Grundfunktionen wahrnehmen, vor allem aber im tieferen Bodenstockwerk aktiv sind. Hier handelt es sich im obersten Gangbereich um Atmung ohne besondere mechanische Arbeit und um Kotablage unmittelbar an der Gangmündung - im tieferen Bodenstockwerk aber um aktive Nahrungssuche. Zieht man die Dichte der Bestände und das Ausmaß der Verzweigungen im Boden in Betracht, so erkennt man eine intensive Ausnutzung des Nahrungsangebotes im Boden des Schlick- und Mischwatts durch diese Art.

Nereis diversicolor O.F. MÜLLER

Der errante *Nereis diversicolor* lebt im Boden in einem unregelmäßigen U-Gang (vgl. HERTWECK 1986a, b), der beim ausgewachsenen Tier in 10-12 cm Bodentiefe reicht (Abb.4). Die Gangwandung ist eingeschleimt und meist mit mehreren konzentrischen Sedimenthüllen austapeziert (SCHÄFER 1956a). Diese Bauweise entsteht als "Räumauskleidung", wenn der Wurm den Gang von hineingefallenem Sediment freiräumt (REINECK 1957b, 1958a, 1960). Von der Sohle des U-Ganges zweigt oft ein ebenfalls unregelmäßig verbogener Gang ab, der in tiefere Bodenbereiche führt (Abb.4). Der U-Teil hat immer eine oxidierte Gangwand, bei dem tiefer abzweigenden Teil ist das nicht der Fall: der Wurm sitzt normalerweise in dem U-Teil und erhält hier einen Atemwasserstrom aufrecht; in den tieferen Gangbereich stößt er nur gelegentlich vor (SEILACHER 1953a). Zur Nahrungsaufnahme kommt *Nereis diversicolor* mit dem Vorderende aus dem Bau heraus und weidet den Diatomeenbelag in der Umgebung der Gangöffnungen ab. Dabei hält er sich mit dem Hinterende mit abgespreizten Parapodien im Gang fest und kann sich bei Gefahr blitzschnell in den Gang zurückziehen (HERTER 1926; LINKE 1939; SCHÄFER 1952). Die Weidevorstöße werden häufig wiederholt. So entsteht im 5 cm-Umkreis der Gangmündung ein allseitig ausstrahlendes System von hirschgeweihartig verzweigten Weidespuren (Abb.5; TRUSHEIM in HÄNTZSCHEL 1930; THAMDRUP 1935; LINKE 1939; HÄNTZSCHEL 1940).

Sowohl die unregelmäßig verbogene Gangführung (HERTWECK 1986a, b) als auch die Anlage der Weidespur (Abb.5) gehen auf das gleiche Bewegungsprinzip der parapodientragenden erranten Polychaeten zurück: die schlängelnde Fortbewegungsweise im Kriechen und Schwimmen (RICHTER 1924). Bei den wiederholten Weidevorstößen folgt er zunächst einer bereits vorhandenen Spur; nach einiger Entfernung von der Gangöffnung jedoch führt ihn die jeweilige Schlängelbewegung bald in eine neue Richtung. So entsteht das für *Nereis diversico-*

lor charakteristische Weidespurenmuster (HÄNTZSCHEL 1940). Ein Vergleich mit der Spur eines aus seinem Bau herausgekommenen, auf der Wattoberfläche kriechenden *N.diversicolor* zeigt das einheitliche Prinzip der Spurenbildung: schlängelndes Kriechen, Eintiefen der Bewegungsbahn, Aufhäufen eines Randwalles der Spur. Gelegentlich kontrahiert er den Körper, zieht das Vorderende in der Spur zurück, setzt die Kriechbewegung in einer neuen Richtung fort und läßt die zuvor angesteuerte Richtung als blindes Spurende auf der Seite liegen. Genau das entspricht der Erzeugungsweise der auf ein engeres Areal begrenzten Weidespur. Das Ergebnis ist eine intensive flächenhafte Ausnutzung des Nahrungsangebotes auf der Wattfläche.

Zu den dicht verteilten Diatomeen kommen abgelagerter pflanzlicher Detritus und zu Boden gegangenes Plankton hinzu, z.T. andere Algen und kleinere Beutetiere (GOERKE 1971: eigene Untersuchungen und ältere Literaturangaben).

Nach HARLEY (1950, 1953) und GOERKE (1966, 1971) kann *N. diversicolor* auch Suspensionsnahrung aufnehmen. Hierzu sondert er im Mündungsbereich des Ganges einen trichterförmigen Schleimnetzfilter ab und fängt durch seinen Atemwasserstrom feine Nahrungspartikeln ein. Danach frißt er diesen Filter und wiederholt den Vorgang. Dieses Nahrungsangebot dürfte aber im Watt nur eine untergeordnete Rolle spielen.

Bei gelegentlichen Vorstößen in die tieferen Bodenbereiche werden dort auch kleinere Organismen und organische Substanz im Sediment aufgenommen. Jedoch ist *N. diversicolor* hier kein echter Nahrungskonkurrent für *Heteromastus filiformis*; weitaus überwiegend spielt sich seine Nahrungsaufnahme an der Sedimentoberfläche ab.

Auch im Bautyp haben die Gänge von *Heteromastus filiformis* und *Nereis diversicolor* komplementäre Muster (Abb.10): Schacht oben, Verzweigungen unten - U-Bau oben, Blindschacht unten. Das entspricht neben der Schichtung nach verschiedenen Nahrungsangebotsräumen auch einer Differenzierung nach unterschiedlichen Wohnraumstockwerken.

Pygospio elegans CLAPARÈDE

Der sedentäre Polychaet *Pygospio elegans* bewohnt eine feine sandagglutinierte Röhre von etwa 1 mm Durchmesser und 7-9 cm Länge, die senkrecht im Boden steht (Abb.10). Sein Hauptverbreitungsgebiet im Watt reicht vom Schlickwatt bis zum sandigen Mischwatt, wo die zierlichen Röhrensiedlungen durch die geringe Umlagerung nur mäßig gefährdet sind. An den Rändern von erodierten Bodenbereichen findet man häufig freigespülte Röhrenenden, die wie ein dichter rötlicher Rasen aussehen (Abb.6). An solchen Stellen erkennt man die hohe Siedlungsdichte der *Pygospio*-Populationen, die bis über 20 000 Exemplare pro m reichen

kann (LINKE 1939; HEMPEL 1957). Die freigespülten und umgekippten Röhrenteile knicken leicht durch, so daß der Wurm einen neuen bodennahen Röhrenausgang findet. Bei erneuter Sedimentablagerung verlängert er von diesen Knickstellen aus die Röhre wieder zur neuen Sedimentoberfläche hin. So können die oberen Bereiche der Röhren mehrere Enden haben (THAMDRUP 1935), aber nur eines ist mit der Hauptröhre verbunden und wird bewohnt (LINKE 1939).

Zur Nahrungsaufnahme streckt *P. elegans* sein Vorderende aus der Röhrenmündung heraus und sammelt mit den Tentakeln die umgebende Bodenoberfläche nach Diatomeen, anderen kleinen Algen oder Algenresten, zu Boden gegangenem Plankton und pflanzlichem Detritus ab. Es bleiben auch Nahrungsteilchen aus der bodennahen Suspension in dem faserig ausgebildeten Mündungsteil der Röhre hängen und werden von dem Wurm abgesammelt. Diese Endfasern dienen dem Verschluß der Röhre und wirken dabei als Filternetz (HEMPEL 1957). Auch direktes Einfangen von Nahrungsteilchen mit den Tentakeln aus der Suspension ist möglich (FAUCHALD & JUMARS 1979; TAGHON et al. 1980). Im Schlick- und Mischwatt ist *P. elegans* jedoch überwiegend an das Nahrungsangebot der Bodenoberfläche, vor allem die reiche Diatomeenflora gebunden. Hier entstehen bei der Nahrungsaufnahme gelegentlich sternförmige Freßspuren von bis zu 2 cm Durchmesser (HAUSER & MICHAELIS 1975: 95, Taf. 6 Fig. a). Im Sandwatt und im Unterwasserbereich ist die Besiedlungsdichte nur gering und die Ernährung aus der Suspension spielt die Hauptrolle.

Arenicola marina (LINNÉ)

Der sedentäre Polychaet *Arenicola marina* lebt in Gängen, die er im Sedimentboden anlegt. Das grundsätzliche Bauprinzip dieser Gänge ist der U-Typ (LINKE 1939). Ein Gangschenkel führt senkrecht in den Boden; die Umbiegung liegt beim ausgewachsenen Tier in 20-30 cm Bodentiefe. Die Gangwand ist mit bräunlich eingeschleimtem Sediment austapeziert, der Gangdurchmesser beträgt 6-8 mm. Der gegenüberliegende Gangschenkel ist fast nie durchgebaut, an seiner Stelle sackt Sediment zur Umbiegung hin. Darüber an der Oberfläche befindet sich ein Sackungstrichter (Abb.7). Je nach dem, wie tief das Sediment sackt bzw. wie weit der zweite Gangschenkel zur Bodenoberfläche hin durchgebaut ist, variiert der Gangbau von der gelegentlichen L-Form (Abb.7) über die häufige J-Form (Abb.10) bis zur seltenen, vollen U-Form (THAMDRUP 1935; LINKE 1939). Der Pierwurm lebt in dem Gang mit dem Kopfende abwärts. Mit dem Hinterende stößt er an der Gangmündung lange, übereinandergelegte Kotschlingen aus, die zum überwiegenden Teil aus Sediment bestehen und von einer dünnen Schleimhülle umgeben sind. Kotschlingenhaufen und Sackungstrichter liegen beim ausgewachsenen Tier im Abstand von etwa 15 cm (Abb.8).

In diesem Gangsystem erhält *A. marina* bei Wasserbedeckung seinen Atemwasserstrom aufrecht: durch peristaltische Bewegungen pumpt er von der freien Gangöffnung her Wasser durch den Gang an seinen Kiemenbüscheln entlang, indem er in der Körperdecke einen Ringwulst von hinten nach vorne bewegt. Dabei wird das charakteristische Ringelmuster von *A. marina* in die Gangwand eingepreßt (HÄNTZSCHEL 1938a). Mit dem Atemwasserstrom gelangen auch Plankton und suspendierter Detritus aus dem bodennahen Wasser in den Gang und sammeln sich in dem Sediment am Fuß des Sackungsbereichs. Dieses Sediment frißt der Pierwurm und nutzt so die darin von ihm aktiv angereicherte Nahrung (KRÜGER 1959; 1971).

Auf diese Weise ist *A. marina* ein Suspensionsfresser, der sich aus dem bodennahen Wasserbereich ernährt. Das Sedimentfressen ist nur der finale Teilvorgang seiner Nahrungsaufnahme in dem Instrument *Arenicola*-Gang. Den größten Nutzeffekt bei dieser Ernährungsweise erreicht der Pierwurm im unteren Wattbereich, wo die Wasserbedeckungszeit am längsten ist. Zugleich herrscht in dieser Zone, im Sandwatt, auch die stärkste Sedimentumlagerung durch Strömung und Seegang, so daß beim Wandern der Strömungs- und Seegangsrippeln der Boden bei jeder Tide mehrmals bis in 3-4 cm Bodentiefe umgelagert wird. Für den Sackungsbereich über dem Gangbau hat das keine Bedeutung; im Kotgangbereich werden die Kotschlingenhaufen verschwemmt und die obersten cm des Ganges zerstört. Diesen Gangbereich stellt der Pierwurm aber durch seine rasche Wühltätigkeit leicht wieder her.

Für die juvenilen *A. marina* (Abb.10) ist aber das Sandwatt mit seiner hohen Umlagerungsrate als Lebensraum ungeeignet. Ihre der Körpergröße entsprechenden Gänge von wenigen cm Bodentiefe würden ständig durch die Sedimentumlagerung zerstört werden, so daß die oben dargestellte Lebensweise gar nicht entfaltet werden könnte. Die Larven von *A. marina* siedeln sich zunächst im landnahen Schlickwatt an. Im Laufe des Heranwachsens wandern die Alterspopulationen in mehreren Schüben in die unteren Wattzonen (NEWELL 1948, 1949; WERNER 1954); die ausgewachsenen Pierwürmer sind dann ausschließlich im Sandwatt anzutreffen. Im Schlickwatt ist aber die Wasserbedeckungszeit, in der suspendierte Nahrung in den Gang gepumpt werden kann, nur kurz. Hier kommt dem Jungtier der Gehalt an organischer Substanz und Bakterien im Boden als ständiges Nahrungsangebot zugute; dementsprechend sind die Kotschlingen hier immer schwarz (vgl. FAUCHALD & JUMARS 1979). Zudem gelangen in dem Sackungsbereich Diatomeen, andere Kleinalgen und zu Boden gegangenes Plankton und pflanzliches Detritus in den Freßbereich des Gangbaues. Ähnlich strukturiert ist auch das Nahrungsspektrum der mittelalten Populationen im Mischwatt (Abb.10). Aber im Verlaufe der Zonenwechsel der heranwachsenden *A. marina* verschiebt sich das Nahrungsangebot zunehmend vom Wattboden zur Suspension. Dieser Wechsel ist kontinuierlich ohne Beeinträchtigung möglich, weil die Nahrungsaufnahme in allen Lebensphasen auf die gleiche Weise im Boden erfolgt.

Lanice conchilega (PALLAS)

Lanice conchilega ist ein röhrenbauender sedentärer Polychaet. Er lebt im sandigen Unterwasserbereich der Nordsee bis über 30 m Wassertiefe (ZIEGELMEIER 1952). Besonders dichte Siedlungen findet man in den Randbereichen der Jade. Hier wurden in Kastengreiferproben dichte Röhrenrasen von einigen hundert Exemplaren auf 28 x 20 cm Bodenfläche gefunden. Von diesem Siedlungsgebiet reichen sie gelegentlich auch in die Randbereiche des Sandwatts im Bereich der Niedrigwasserlinie hinauf (Abb.9). Zeitweise kommen auf höhergelegenen Sandwattflächen ausgedehnte Bestände von *L. conchilega* vor. Die Vorkommen am Wattrand sind meist stärker exponierte Bereiche mit höheren Strömungsgeschwindigkeiten, wie z.B. der Wattrand der Mellumbalje an der Westflanke der Insel Mellum. Hier findet bei jeder Tide stärkere Umlagerung bis in 2-3 cm Bodentiefe statt. Die Röhrenmündungen ragen aber 2-3 cm über die Sedimentoberfläche, so daß sie in der Regel nicht zugeschüttet werden.

Die Röhren sind 30-35 cm lang und stehen meist senkrecht im Boden. Gelegentlich kommen im Watt U- und W-förmige Röhren vor (KÖNIG 1949; SEILACHER 1951). Die Regelform ist aber die lange, gerade Röhre (ZIEGELMEIER 1952). Der Durchmesser der Röhre liegt bei 4 mm. Die Röhrenwand ist aus Sandkörnern und feinem Schill mit verfestigtem Schleim zu einem festen, etwas elastischen Gebilde verkittet. Der Mündungsbereich ist mit einer dichten Fransenkrone aus agglutinierten Sandkörnern besetzt (EHLERS 1875; WATSON 1890). An strömungsintensiven Standorten ist die Fransenkrone meist in zwei Fächern angelegt, die quer zur Hauptströmungsrichtung orientiert sind (SEILACHER 1951).

Die Nahrung von *L. conchilega* sind Plankton und pflanzlicher Detritus. Sie werden in einem "Schleimnetz", das der Wurm in seiner Fransenkrone auslegt, eingefangen und mit den Tentakeln aufgenommen. Ebenso werden die Nahrungsteilchen von der Bodenoberfläche in der Umgebung der Röhrenmündung mit den Tentakeln abgesammelt (ZIEGELMEIER 1952).

Die *Lanice*-Röhre ist somit ein Instrument, das ihrem Bewohner in diesem Bereich der höchsten Strömungs- und Seegangsenergie im Watt sowohl seine Ernährung aus der bodenferneren Suspension als auch einen stärkeren Schutz vor der Umlagerung des Bodens gewährleistet.

Scrobicularia plana (DA COSTA)

Die Pfeffermuschel *Scrobicularia plana* lebt im Schlick- und Mischwatt in 10-15 cm Bodentiefe. Das Vorderende ist abwärts gerichtet; vom Hinterende gehen die beiden Siphonen in

auseinanderstrebenden Gängen zur Bodenoberfläche (Abb.10, 11). Der Durchmesser der Siphonengänge liegt bei 2 mm, die Gangwandungen sind eingeschleimt und meist oxidiert.

Auf dem Wattboden erkennt man die Siedlungen der Pfeffermuschel an ihren charakteristischen Sternspuren (Abb.12; HÄNTZSCHEL 1934; THAMDRUP 1935). In der Mitte der Sternspur sieht man die Gangöffnung des Ingestionssipho, die von einer kleinen, flachkegelförmigen Erhebung umgeben ist. Von hier aus strahlen allseitig Furchen mit Randwällen bis zu 6 cm weit aus. Die Öffnung des Egestionssipho-Ganges liegt exzentrisch in 3 cm Abstand im Bereich der Sternspur. Neben dieser Öffnung liegt ein Häufchen von dunklen, länglichen (ca. 1 mm) Kotpillen.

Die Sternspuren von *S. plana* entstehen durch ihre Ernährungsweise (MEYER & MÖBIUS 1872: 107): sie fährt mit dem Ingestionssipho über die Bodenoberfläche, um von hier Nahrung einzusaugen. Dabei nimmt sie Diatomeen, andere Kleinalgen, pflanzlichen Detritus und niedergegangenes Plankton auf. HAGMEIER & KÄNDLER (1927: 40) nennen diesen Vorgang "Pipettieren". Nach LINKE (1939) saugt *S. plana* bei Wasserbedeckung auch suspendiertes Plankton und Detritus aus dem bodennahen Wasser ein, so daß sie zugleich Boden- und Suspensionsfresser ist.

Macoma balthica (LINNÉ)

Macoma balthica ist die Charakterart der küstennahen Lebensgemeinschaft (PETERSEN 1913; THORSON 1957), deren Verbreitungsgebiet in der Nordsee das Watt und die offene See bis in 15 m Wassertiefe umfaßt (HAGMEIER 1925). Im Watt lebt *M. balthica* in allen Böden, ist aber im Schlick- und Mischwatt wesentlich häufiger als im Sandwatt (DÖRJES 1978).

M. balthica lebt in 6-10 cm Bodentiefe. Von ihrem Hinterende streckt sie ihre beiden Siphonen in auseinanderstrebenden Gängen zur Bodenoberfläche (Abb.10). Der Durchmesser der Siphonengänge beträgt etwa 1 mm.

Im Schlick- und Mischwatt ernährt sich *M. balthica* (wie *Scrobicularia plana*) "pipettierend" von der Bodenoberfläche (THAMDRUP 1935: 55). Sie nimmt Diatomeen, andere Kleinalgen, zu Boden gegangenes oder noch über dem Boden schwebendes Plankton und pflanzlichen Detritus auf. Dabei erzeugt auch sie mit dem Ingestionssipho eine sternförmige Freßspur in einem Bereich von etwa 5 cm Durchmesser. Die Furchen sind allerdings viel feiner und flacher als bei *S. plana*. Zudem gehen sie nicht unmittelbar von der Öffnung des Siphonenganges aus. Auf der Wattoberfläche sind die Freßspuren von M. balthica nur sehr selten zu erkennen. Die Beschreibung von SCHÄFER (1962: 303-305, Abb.156) macht den Ein-

druck einer Aquarienbeobachtung. Sie wird aber, was die Nahrungsaufnahme anbetrifft, durch gelegentliche Beobachtungen im Watt bestätigt (HULSCHER 1973: 143-144, Abb.2; HAUSER & MICHAELIS 1975: 98, Taf. 6 Fig. b). HULSCHER (1973) beschreibt zudem, daß die Muschel die Diatomeen mit dem Ende des Ingestionssiphos aufwirbelt und dann als Suspension einsaugt. Dadurch entstehen die belagfreien Furchen der Freßspur.

Im Sandwatt hält sich angesichts der beständigen Umlagerung bei Wasserbedeckung keine zusammenhängende Nahrungsschicht, von der sich *M. balthica* "pipettierend" ernähren könnte. Nach HUMMEL (1985) nimmt *M. balthica* im niederländischen Sandwatt überwiegend Suspensionsnahrung aus dem Wasser über dem Boden auf. Das gleiche müßte für die Sandböden im Unterwasserbereich gelten, da hier weder die Lichtverhältnisse noch Strömung und Seegang einen ausreichenden Algen- oder Pflanzendetritus-Belag auf dem Meeresboden zulassen.

Für die Ernährung von *M. balthica* (wie auch *S. plana*) ist also der primäre Vorgang nicht das "Pipettieren auf der Bodenoberfläche", sondern das Saugen mit dem gerichtet einsetzbaren Ingestionssipho: das kann in gleicher Weise in der Oberflächenschicht des Bodens, in der Wasserschicht unmittelbar über dem Boden und im Wasser einige cm über dem Boden geschehen.

Mya arenaria LINNÉ

Die Sandklaffmuschel *Mya arenaria* lebt im Schlick- und Mischwatt, vor allem im Grenzbereich dieser beiden Zonen (Abb.13). Dichtere Vorkommen findet man besonders neben kleineren Prielen. Auf der Wattoberfläche sind die Siedlungen an den runden Siphonengangmündungen von etwa 7 mm Durchmesser zu erkennen. Darunter sitzt in 15-30 cm Bodentiefe die Sandklaffmuschel, deren ausgewachsene Exemplare über 10 cm Länge erreichen. Die Siphonen sind zu einem sich distal verjüngenden Doppelrohr von ovalem Querschnitt verwachsen (SCHÄFER 1950a). Bei Wasserbedeckung wird durch das System Siphonen/Mantelhöhle ein Atemwasser-Nahrungsstrom aufrechterhalten. Die Nahrung besteht aus Plankton und pflanzlichem Detritus aus dem bodennahen Wasser.

Cerastoderma edule (LINNÉ)

Die Herzmuschel *Cerastoderma edule* siedelt in allen Wattböden vom Schlickwatt bis zum Sandwatt. Sie lebt unmittelbar unter der Bodenoberfläche. Ihre Siphonen sind nur 3-4 mm lang (Abb.10). Als Nahrung dient Plankton und pflanzlicher Detritus aus dem bodennahen Wasser. Für die Siedlungsfähigkeit der Herzmuschel im Sandwatt ist ihre große Beweglichkeit

von entscheidender Bedeutung. Mit ihrem Fuß, den sie hakenförmig gekrümmt gebrauchen kann (SCHÄFER 1962: Abb.112), ist sie in der Lage, sich bei Sedimentumlagerung rasch wieder einzugraben oder nach starker Sedimentüberschüttung wieder unter die Bodenoberfläche aufzusteigen (Abb. 14). Gelegentlich unternimmt sie auch kleinere Wanderungen an der Sedimentoberfläche.

Hydrobia ulvae (PENNANT)

Die "Wattschnecke" *Hydrobia ulvae* siedelt vorzugsweise im Schlickwatt. Hier findet man sie bei Niedrigwasser vor allem in Ebbtümpeln, wo sie unter Wasserbedeckung dichte Ansammlungen bildet. Auch im Mischwatt kann *H. ulvae* in erheblicher Bestandsdichte vorkommen. Die Schnecken sind in ständiger Bewegung und überziehen den weichen Schlickboden mit einem dichten Netz von schmalen, 2 mm breiten Kriechspuren (Abb.15). *H. ulvae* ernährt sich von Diatomeen und anderen Kleinalgen auf dem Wattboden. In den höhergelegenen Bodenbereichen zwischen den Ebbtümpeln, vor allem im sandigen Mischwatt, ziehen sich die Schnecken bei Niedrigwasser in den feuchten Boden zurück. Die Wattoberfläche zeigt dann zahlreiche kleine Löcher von 2 mm Durchmesser. Am Fuße der 3-10 mm langen Gänge liegen die Schnecken in seitlicher Lage, die Mündung aufwärts gerichtet (LINKE 1939).

Littorina littorea (LINNÉ)

Die "Strandschnecke" *Littorina littorea* lebt auf Hartböden, wo sie den Grünalgenbesatz abweidet. Aber genauso findet man sie auf Schlick- und Mischwattböden, wo sie sich von Diatomeen und anderen Kleinalgen ernährt.

Im Watt siedelt *L. littorea* in der *Zostera*-Zone, auf Schillfeldern und in Miesmuschelsiedlungen. Hier finden die Schnecken bei Wasserbedeckung mit ihrem Fuß festen Halt auf Schalen oder Seegrasblättern. Im Schillfeld und auf Miesmuscheln bilden Balanidenaufwuchs und bohrende Grünalgen einen wichtigen Teil ihrer Nahrung (SCHÄFER 1950b). Bei Trockenfallen verlassen die Schnecken diese festen Substrate und kriechen über den Wattboden (Abb.16), um Diatomeen und andere Bodennahrung zu weiden. Bei auflaufendem Wasser streben sie zu den Miesmuscheln, Schillen und Seegrasflecken zurück, um rechtzeitig vor Beginn der Wasserbedeckung wieder festen Halt zu gewinnen. Ihre Fortbewegung wird auf dem Wattboden durch 7 mm breite, rinnenförmige Kriechspuren mit kleinen Randwällen markiert (Abb.16; THAMDRUP 1935); beim Kriechen wird reichlich Schleim abgesondert (HÄNTZSCHEL 1938b, 1941; GRÄF 1956). Beim Vorwärtskriechen weidet *L. littorea* den Algenbelag am Boden durch raspelnde Bewegungen mit der Radula ab (ANKEL 1936, 1937). Nach jedem Biß wird der Kopf seitlich versetzt, so daß aus Kopfpendeln und Kriechbewegung

eine mäandernde Freßspur resultiert (SCHÄFER 1962). Auf dem Wattboden kann man aber diese Weidespur innerhalb der Kriechspur nicht erkennen.

Auf Hartboden bleiben hingegen die Kriechspuren unsichtbar, während die mit der Radula erzeugten Freßmäander als Lebensspuren deutlich werden. Gelegentlich hinterläßt die Fortbewegung auf trockengefallenem Hartboden eine Schleim-Kriechspur, die längere Zeit sichtbar bleiben kann. Ganz allgemein ist aber der Aktivitätsrhythmus von *L. littorea* im Hartboden-Auftauchbereich gegenläufig zu den Weidephasen im Watt: bei Niedrigwasser ruhen die Schnecken in Gesteinsspalten (an Uferbefestigungen in Mauerfugen), während sie zur Wasserbedeckungszeit umherkriechen und die Kleinalgenrasen auf den Steinflächen beweiden.

Diskussion

Faßt man alle faunischen Erfahrungen über das Watt (siehe THAMDRUP 1935; LINKE 1939; DÖRJES 1978) zusammen, so ergibt sich das Bild einer intensiven Makrobenthos-Besiedlung. Dabei hält sich die Anzahl der Arten deutlich in Grenzen, während die Individuenzahlen eine große Besiedlungsdichte anzeigen: einige sessile Endobenthos-Arten bilden ausgedehnte, zusammenhängende Arealbestände von hoher Besiedlungsdichte wie die Polychaeten *Heteromastus filiformis*, *Nereis diversicolor*, *Pygospio elegans*, *Arenicola marina* und die Muscheln *Macoma balthica*, *Scrobicularia plana* und *Cerastoderma edule*. Ebenso treten unter den vagilen Epibionten die beiden Schneckenarten *Hydrobia ulvae* und *Littorina littorae* in ausgedehnten Arealbeständen auf. Die hohe Besiedlungsdichte der Endobionten im Watt wird dadurch ermöglicht, daß sie im Boden in artspezifischen Wohnbauten leben, die eine gegenseitige Störung und Lebensbehinderung ihrer Bewohner weitestgehend ausschließen (vgl. SCHÄFER 1956b). Damit haben wir im Wattboden eine dichte Ichnocoenose von spezifischen Formentypen von Lebensspuren. Die Zonierung der Arten wird zu einer Zonierung von Lebensspurentypen (Abb.17).

Das überschaubare Artenspektrum, die große Besiedlungsdichte in abgrenzbaren Arealen und der hohe Erforschungsstand (THAMDRUP 1935; LINLE 1939) dieser im Watt leicht zugänglichen Organismen haben die Vorstellung entstehen lassen, daß dieses "die Wattfauna" schlechthin sei, daß es sich um "typische Wattorganismen" handele. So wurde auch die Zonierung der Organismen, die man an bestimmte Sedimentzonen gebunden sah, als "typische Wattenzonierung" aufgefaßt REINECK 1956b: Abb.1; DÖRJES et al. 1969: 42-43, 52-56, Abb.10-11; vgl. 1978: Abb.67). Entsprechend wurde die Zonierung der Lebensspuren (REINECK 1956b; vgl. HERTWECK 1978) als typische Wattenzonierung gesehen, die aktuopaläontologisch ins Fossile übertragbar wäre. Und das sollte bedeuten: solche Lebensspurentypen, eine solche Zonierung im fossilen Gestein angetroffen, ließe auf fossiles Watt schließen.

DÖRJES et al. (1969: 42-43, 52-56, Abb.11; Tab.9) hat die Organismenassoziation der Wattflächen als Wattvariante der *Macoma balthica*-Coenose einer Tiefenvariante derselben Gemeinschaft gegenübergestellt (DÖRJES in REINECK et al. 1968: 281-284, Abb.9). Die *Macoma balthica*-Coenose als Ganzes wurde aber von PETERSEN (1914) im Gebiet der Ostseeausgänge (Beltsee, Kattegat) definiert. Dort gibt es keinen Tidenhub, der ein Wattenmeer entstehen ließe. Die Biocoenose gehört einem Unterwasserbiotop an; viele der in der Deutschen Bucht als "Wattentiere" bekannten Arten kommen in den Ostseeausgängen vor - als Unterwasserbesiedler. Zieht man die europäischen Gewässer als gesamte tiergeographische Provinz in Betracht, so erweisen sich alle im Watt bekannten tierischen Besiedler als normale Bewohner des Unterwasserbereichs. Das zeigt z.B. ein Blick auf Verbreitung und Habitate der Polychaeten in HARTMANN-SCHRÖDER (1971) und der Mollusken in TEBBLE (1966). Auch die Lebensweisen dieser Organismen zeigen in allen Bereichen die gleichen Verhaltensmuster. Eine besondere "Anpassung" an das Leben im Watt ist nicht festzustellen. Die ökologischen Toleranzen, die die Wattenbewohner aus dem Unterwasserbereich "mitbringen", reichen aus, die Lebensbedingungen im Auftauchbereich zu bewältigen. In vielen Teilbereichen der Flachsee kommt es zu jahreszeitlich bedingten oder durch Versatz von unterschiedlichen Wasserkörpern gegebenen sprunghaften Veränderungen und Extremen der Ökoparameter wie Temperatur, Salinität, Durchlichtung, Sauerstoffgehalt, H_2S-Milieu wie auch zu Stürmen mit Erosion, Sedimentfall und Umlagerung. Entsprechend sind Organismen küstennaher Flachsee-Lebensgemeinschaften weitgehend euryök. Ihre Verträglichkeit geht bis zum reibungslosen Überstehen gelegentlichen Trockenfallens durch ablandigen Windstau und extreme Springgezeiten. Die Wattbewohner sind derartige euryöke Organismen, deren ökologische Toleranzen die weiteste Spanne erreichen.

Nun sind Watten nicht konstant gegeben. Sie entstehen im Verlauf einer langfristigen Entwicklung bestimmter Küstenkonfigurationen mit deutlich ausgeprägtem Buchtcharakter. Während der Entstehung und Verbreiterung dieser Eulitoralzone differenziert sich die küstennahe Flachsee-Lebensgemeinschaft allmählich räumlich auseinander. Die am meisten euryöken Benthosorganismen besiedeln die Auftauchbereiche, während Benthonten mit geringeren ökologischen Toleranzen im Bereich unterhalb der Niedrigwasserlinie bleiben.

Gesteuert wird diese Differenzierung durch die reichhaltigen Nahrungsangebote, die das Watt den Benthosorganismen bietet. Diese Nahrung gehört zum großen Teil selber dem Mikro- und Meiobenthos an. In den höheren Zonen der Wattfläche, im Schlick- und Mischwatt, sind die Nahrungsangebote in vier Stockwerken gestaffelt, die in Ihrer Intensität durchaus gleichwertig sind. Entsprechend herrscht im Schlick- und Mischwatt eine hohe Besiedlungsdichte von mehreren Arten von Im-Boden-Fressern, Auf-dem-Boden-Fressern und Aus-dem-Wasser-Fressern. Im Sandwatt sind Seegang, Strömung und Sedimentumlagerung stärker und damit herrscht die im Wasserkörper suspendierte Nahrung vor.

Allgemein wird das Anlegen von Bauten im oder auf dem Boden als gesteuert gesehen durch das Bedürfnis nach Schutz vor Feinden (SEILACHER 1951; SCHÄFER 1962; HERTWECK 1978). Dies wird für das Watt besonders betont, wo während des Trockenfallens die "Gefahr des Gesehenwerdens" durch die zahlreichen Seevögel außerordentlich ansteigen würde und auch noch die "Gefahr des Austrocknens", im Winter die "Gefahr des Erfrierens", hinzukämen.

Diese Vorstellungen gehen aber an der Tatsache vorbei, daß "die Wattentiere", die ja durchweg Unterwasserorganismen sind, im Unterwasserbereich völlig identische Bauten anlegen. Das gilt auch in Gewässern, in denen hoher Trübstoffgehalt den Feinden keinerlei Sicht erlaubt, wie etwa in den Prielbereichen des Wattenmeeres und den Vorstrandbereichen der Nordsee. Unabhängig vom Grad des Schutzbedürfnisses ist die Bauweise also immer artspezifisch die gleiche.

Fragt man, wie wirksam der Schutz vor Feinden durch die endobiontische Lebensweise tatsächlich ist, so ist es lehrreich, Austernfischer, Strandläufer und andere Seevögel bei der Nahrungssuche zu beobachten. Die Vögel folgen in dichter Gruppe watend dem ab- und auflaufenden Wasser, um die Wattenbewohner an den Öffnungen ihrer Bauten mit dem Schnabel zu erwischen (vgl. JEPSEN 1977). Das ständige Stochern und Fressen wirkt wie das Weiden einer Herde. Es geschieht aber nicht während der gesamten Ablauf- und Auflaufzeit des Wassers. Nach einer gewissen Zeit haben die Vögel sich sattgefressen; sie fliegen zu anderen Teilen der Wattfläche zum Ruhen und Verdauen. Der Gesamtvorgang zeigt, daß die Schutzfunktion der Bauten keinen sehr hohen Wert hat. Den eigentlichen Schutz bieten den Benthosorganismen im Watt ihre große Zahl und hohe Besiedlungsdichte und die deutlichen Grenzen, die die Zahl ihrer großwüchsigen Feinde in ihrem Biotop hat.

Noch widersprüchlicher zur "Schutzfunktion" der Bauten ist das Verhalten ihrer Bewohner bei niedrigstem Wasserstand unmittelbar vor dem Trockenfallen bzw. unmittelbar nach Beginn des Wiederauflaufens. Mit ihrer noch immer im Gang befindlichen bzw. gerade wieder aufgenommenen Aktivität bieten sie sich den Seevögeln geradezu als Nahrung an. Damit zeigen sie in ihrem Verhalten eine ausgesprochen schlechte "Anpassung" an die besonderen Lebensbedingungen im Watt. Ebenso ist es mit ihrer Sitzweise im Bau während der Trockenliegezeit. *Arenicola marina* geht immer wieder mit dem Hinterende zur Gangöffnung, um Kot auszustoßen. *Nereis diversicolor* zieht sich keineswegs ins tiefste Stockwerk des Ganges, den "Y-Stiel" zurück, um hier vor Feinden und Austrocknung geschützt zu sein. Er verweilt in dem U-Teil, kommt gelegentlich mit dem Vorderende zur Bodenoberfläche, um zu fressen, und zuweilen verläßt auch ein Exemplar den Bau und kriecht auf der Wattfläche umher. Ebenso findet man *Heteromastus filiformis* in allen Tiefenlagen ihrer Bauten, also auch häufig im oberflächennahen Bereich. Somit ist die Schutzfunktion der Bauten von Endobionten nur eine Nebenfunktion und sicherlich die am wenigsten wirksame.

Gegenüber der untergeordneten Bedeutung, die die Bauten von Endobionten für die Abwehrfunktion des Organismus haben, werden sie bei denjenigen Funktionen, mit denen ihr Bewohner sein Überleben **aktiv** sichert, ganz konsequent eingesetzt. Das sind in erster Linie die Versorgung mit Sauerstoff und die Beschaffung von Nahrung. Beide werden von den niederen Evertebraten mit einer gewissen Permanenz betrieben. Dadurch werden sie zu Grundfunktionen, auch wenn diese in Mangelzeiten für beträchtliche Zeiträume ausgesetzt werden können.

Für diese beiden Funktionen haben die im Watt lebenden Muscheln *Cerastoderma edule*, *Macoma balthica*, *Scrobicularia plana* und *Mya arenaria* ihre Siphonen, mit denen sie einen Atemwasserstrom aufrechterhalten und Nahrung einsaugen. Dabei nutzen *C. edule* und *M. arenaria* mit ihren bis zur Bodenoberfläche ausgefahrenen "Doppelrohr"-Siphonen das Suspensionsangebot des Wassers unmittelbar über dem Boden. Demgegenüber können *M. balthica* und *S. plana* ihre Siphonen über die Bodenoberfläche hinaus strecken und schwenken. Auf diese Weise sind sie imstande, mit dem Ingestionssipho Nahrung von der Bodenoberfläche abzupipettieren, aber ebenso aus der Bodenwasserschicht wie auch aus dem Wasser mehrere cm über dem Boden einzusaugen.

Von ähnlicher Art sind die Möglichkeiten derjenigen Organismen, die U-Bauten anlegen bzw. Bauten, die ein Grund-U enthalten. Dazu gehören im Watt die Polychaeten *Arenicola marina*, *Nereis diversicolor*, *Polydora ciliata* sowie der Schlickkrebs *Corophorium volutator* (HÄNTZSCHEL 1939; SEILACHER 1957). Der Atemwasserstrom kann, zumindest bei den Polychaeten, in beiden Körperrichtungen erfolgen. Die Versorgung mit Nahrung ist aber nicht zwangsläufig an die Durchströmung des U-Baus gebunden, wie aus den Detailbeschreibungen zu sehen war. Es können beide Grundfunktionen gekoppelt sein oder die Nahrungsbeschaffung völlig getrennt durch einen anderen Mechanismus wahrgenommen werden (Tab.1). Aber auch im letzteren Fall hat der U-Bau eine hohe Bedeutung als "Arbeitsbasis" für die Nahrungsbeschaffung, wie z.B. bei *Nereis diversicolor* und *Corophium volutator*. Bewohner von Schacht-Gängen und einfachen Röhren nehmen beide Funktionen meist getrennt wahr. Die Atmung geschieht "auf kurzem Wege" an der Bautenöffnung, durch einen am Körper verlaufenden Hin- und Rückstrom oder durch Abströmen durch den Porenraum des umgebenden Sediments. Der Nahrungsbeschaffung dient eine hochentwickelte Aktivität mit Tentakeln (*Lanice conchilega*, *Scolelepis squamata*, siehe SEILACHER 1953b) oder Antennen (*Corophium arenarium*), oder sie fressen aktiv im Boden (*Heteromastus filiformis*). In allen Fällen ist der "Wohnbau" der Endobionten, ob U-Bau, Schacht-Bau oder Röhre, ein **Instrument** für die Durchführung der beiden Grundfunktionen Atmung und Ernährung.

Auf diese Weise sind nicht alle U-Bautenbewohner unbedingt "Suspensionsfresser", obwohl suspendierte Nahrungsteilchen mit dem Atemwasserstrom durch den Gang gepumpt werden;

manche dieser Organismen erschließen das reichhaltige Nahrungsangebot des Bodenoberflächen-Stockwerks. Das gleiche gilt für die Schacht- und Röhrenbewohner, von denen die einen Suspensionsfresser sind, die anderen ihre Nahrung auf dem Boden oder aber im Boden finden. Diese von HUNT (1925) aufgestellte Einteilung der Ernährungstypen wird aber von den Organismen nicht streng "befolgt". CADEE (1984) zeigt, daß viele Benthos-Organismen von einer Ernährungsweise in eine andere übergehen können, von ihm "opportunistic feeding" genannt.

Im Watt, besonders im Schlick- und Mischwatt mit seinen reichhaltigen Nahrungsangeboten sind alle Ernährungstypen durch bestimmte Arten in zahlreichen und dicht siedelnden Populationen vertreten, entsprechend der Nutzungsintensität in vier Stockwerken nach TURPAEVA (1948, 1953). Ein etwaiger Opportunismus dieser Organismen bei der Nahrungsbeschaffung ist aber kein Gelegenheits- oder Tagesopportunismus, sondern entspricht den besonderen Gegebenheiten im jeweiligen Biotop. So ist z.B. für alle im Watt endobiontisch lebenden Auf-dem-Boden-Fresser bekannt, daß sie auch im Wasser suspendierte Nahrung aufnehmen können (siehe die Detailbeschreibungen; vgl. CADEE 1984). In Unterwasserbereichen, in denen ein hoher Suspensionsgehalt, d.h. mangelnde Durchlichtung, nur eine spärliche Boden-Mikroflora gedeihen läßt, werden diese Arten auf suspendierte Nahrung angewiesen sein. Entsprechendes gilt für andere Wechsel aus einer Ernährungsgruppe in die andere. *Arenicola marina* ist da ein lehrreiches Beispiel für Opportunitäten und Opportunismen in den einzelnen Teilbereichen des Biotops Watt. Letzten Endes ist die geographisch-regionale Differenzierung der ursprünglichen Unterwasser-Lebensgemeinschaft in eine "Wattvariante" und eine "Tiefenvariante" nur möglich gewesen, weil viele der betroffenen Arten ernährungsbiologisch vielseitig und flexibel sind.

Es handelt sich also nicht um ökologische Spezialisten "Wattenbewohner" und "Unterwasserbewohner", durch die eine Großzonierung in der Faunenprovinz entstanden wäre. Ebenso ist für die Zonierung von Benthosorganismen nicht die Zusammensetzung des abiotischen Faktors Sediment entscheidend. Die Zonierung der Sedimente spiegelt lediglich die Abstufung in der Einwirkung der hydrographischen Energie wieder, die parallel zur Sedimentbewegung die Konfiguration der Nahrungsangebote steuert. OHDE (1981) bezieht die Verteilung der Organismen im Watt auf den Primärfaktor Wellenenergie, so daß die Besiedlungsmuster sich in einem Computermodell simulieren lassen. Die biotische Auswirkung auf die Organismen geschieht in dem System: hydrographische Energie - Sedimentbewegung, Teilchentransport, Nahrungspartikeltransport, Ablagerung, Nahrungsverbleib, Nahrungsangebot. Insofern sind Nahrungsangebote und Sedimentzonierung korrelierbar. Das bedeutet aber keine strenge Zuordnung bestimmter Nahrungsangebote zu bestimmten Sedimenten und damit doch wieder eine feste Sedimentabhängigkeit der Benthosorganismen. Die Korrelation kann durch unterschiedliche Expositionsverhältnisse der Biotope deutlich verschoben werden.

So ist im Jadebusen, etwa bei Dangast oder im Vareler Watt, das Schlickwatt wesentlich "schlickiger" als im Profil Crildumersiel auf der W-Seite der Jade (Abb.1): im Innern des Buchtgebietes ist das Korngrößenspektrum in den Feinfraktionen deutlich zum Tonbereich hin verschoben. Dagegen entspricht das Mischwatt von Dangast/Varel dem Schlickwatt von Crildumersiel. Erst im Sandwatt herrscht in beiden Gebieten Feinsand vor. Aber in beiden Gebieten entsprechen einander in den landnahen Zonen die Nahrungsangebote und deren Stockwerkzonierung. Auf Mellum am Ausgang der Jade findet man auf der Südseite der Insel ein vergleichbares Besiedlungsbild im Sandwatt, welches dort (mit nur ganz geringen Siltanteilen) den gesamten Wattbereich bis zum Grünland einnimmt (SCHUSTER 1951; GERDES & HOLTKAMP 1980; GERDES 1987): die höher gelegene, energieärmere Zone dieses Sandwattes, vor allem aber die Mikrobenmatte des Farbstreifensandwattes (SCHULZ 1936; KRUMBEIN 1987) in der Verlandungszone, führt ein reichhaltiges Nahrungsangebot für die Auf-dem-Boden-Fresser *Polygospio elegans*, *Nereis diversicolor*, *Corophium arenarium*, *Macoma balthica* und *Hydrobia ulvae*; zugleich behindert die Mikrobenmatte den freien Sauerstoffzutritt in das Bodenstockwerk, so daß hier die Im-Boden-Fresser *Capitella capitata* und *Heteromastus filiformis* reichlich organische Substanz und Bakterien finden.

Diese Beispiele zeigen, daß die Zonierung der Benthosorganismen im Watt (Abb.17) weder für dieses als Auftauchbereich noch für be-stimmte Sedimentzonen charakteristisch ist, sondern abhängig von artspezifischen Nahrungsangeboten. Diese erreichen im Schlick- und Mischwatt in vier Stockwerken die größte Extension und höchste Intensität. Aber eine derartige Konfiguration ist unter entsprechenden Bedingungen auch im Sandwatt und ebenso im Unterwasserbereich in gleicher Qualität möglich.

Ebenso ergibt das Spurenspektrum dieser Benthosbesiedlung keine Ichnocoenosen, die man - rezent oder fossil - zwingend auf das Watt beziehen könnte. Im fossilen Sediment verschärft sich das Problem dadurch, daß die Erhaltbarkeit von Lebensspurentypen durchaus selektiv ist (vgl. HERTWECK 1971). Auf dieser Grundlage kann man aber über den Gesamtcharakter eines ehemaligen Ablagerungs- und Lebensraumes keine umfassende Aussage machen.

Danksagung

Diese Arbeit ist aus einem Vortrag hervorgegangen, den ich beim WILHELM-SCHÄFER-Gedächtnis-Kolloquium am 25. Mai 1987 im Senckenberg-Institut in Wilhelmshaven gehalten habe. Sie soll ein Zeichen der Verehrung sein für die große Wissenschaftlerpersönlichkeit WILHELM SCHÄFER und zugleich meinen persönlichen Dank ausdrücken für die vielen anregenden Gespräche, mit denen Prof. SCHÄFER auf meine Arbeit bei "Senckenberg am Meer" eingewirkt hat.

Literaturverzeichnis

ANKEL, W.E. (1936): Die Fraßspuren von *Helcion* und *Littorina* und die Funktion der Radula.- Verh.Dtsch.zool.Ges., 1936: 174-182; Leipzig.

- (1937): Wie frißt *Littorina*? I. Radula-Bewegung und Freßspur.- Senckenbergiana, 19 (5/6): 317-333, 11 Abb.; Frankfurt a.M.

CADEE, G.C. (1984): "Opportunistic feeding", a serious pitfall in trophic structure analysis of (paleo) faunas.- Lethaia, 17: 289-292; Oslo.

DÖRJES, J. (1978): Das Watt als Lebensraum.- In: REINECK, H.-E. (Hrsg.): Das Watt - Ablagerungs- und Lebensraum, 2. Aufl.: 107-143, 11 Abb.; Frankfurt a.M. (Kramer).

- (1984): Experimentelle Untersuchungen zur Wirkung von Rohöl und Rohöl/Tensid-Gemischen im Ökosystem Wattenmeer. I. Einführung und abiotische Parameter.- Senckenbergiana marit., 16 (1/6): 1-11, 1 Abb., 4 Tab.; Frankfurt a.M.

DÖRJES, J., GADOW, S., REINECK, H.-E. & SINGH, I.B. (1969): Die Rinnen der Jade (Südliche Nordsee). Sedimente und Makrobenthos.- Senckenbergiana marit., [1] 50: 5-62, 15 Abb., 5 Tab.; Frankfurt a.M.

EHLERS, E. (1875): Beiträge zur Kenntnis der Verticalverbreitung der Borstenwürmer im Meere.- Z.wiss.Zool., 25 (1): 1-102, 2 Tab., Taf. 1-4; Leipzig.

FAUCHALD, K. JUMARS, A.J. (1979): The diet of worms: A study of polychaete feeding guilds.- Oceanogr.mar.Biol., ann.Rev., 17: 193-284; Aberdeen.

GERDES, G. (1987): Die Fauna des Farbstreifen-Sandwattes von Mellum.- In: GERDES, G., KRUMBEIN, W.E. & REINECK, H.-E. (Hrsg.): Mellum -Portrait einer Insel: 203-218, 7 Abb., 2 Tab.; Frankfurt a.M. (Kramer).

GERDES, G. & HOLTKAMP, E. (1980): Sedimentologisch-biologische Kartierung der Wattgebiete von Mellum (südliche Nordsee).- Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 39: 1-184, 18 Abb., 14 Tab., 21 Anl.; Frankfurt a.M.

GOERKE, H. (1966); Nahrungsfiltration von *Nereis diversicolor* O.F. MÜLLER (Nereidae, Polychaeta).- Veröff. Inst. Meeresforsch. Bremerhaven, 10: 49-58, 4 Abb., 1 Tab.; Bremen.

- (1971): Die Ernährungsweise der *Nereis*-Arten (Polychaeta, Nereidae) der deutschen Küsten.- Veröff. Inst. Meeresforsch. Bremerhaven, 13: 1-50, 5 Abb., 7 Tab.; Bremen.

GRÄF, I.E. (1956): Die Fährten von *Littorina littorea* LINNÉ (Gastr.) in verschiedenen Sedimenten.- Senckenbergiana lethaea, 37 (4): 305-317, 2 Abb., 2 Taf.; Frankfurt a.M.

HAGMEIER, A. (1925): Vorläufiger Bericht über die vorbereitenden Untersuchungen der Deutschen Bucht mit dem Petersen-Bodengreifer.- Ber. Dtsch. wiss. Komm. Meeresforsch., N.F., 1: 247-272, 9 Tab., Taf. 8-9, 3 Kt.; Berlin.

HAGMEIER, A. & KÄNDLER, R. (1927): Neue Untersuchungen im nordfriesischen Wattenmeer und auf den fiskalischen Austernbänken.- Wiss. Meeresunters. Abt. Helgoland, 16 (6): 1-90, 11 Abb., 9 Tab, 4 Taf.

HÄNTZSCHEL, W. (1930): *Spongia ottoi* GEINITZ, ein sternförmiges Problematikum aus dem sächsischen Cenoman.- Senckenbergiana, 12 (4/5): 261-274, 3 Abb.; Frankfurt a.M.

- (1934): Sternspuren, erzeugt von einer Muschel: *Scrobicularia plana* (DA COSTA).- Senckenbergiana, 16 (4/6): 325-330, 3 Abb.; Frankfurt a.M.

- (1936): Die Schichtungs-Formen rezenter Flachmeer-Ablagerungen im Jade-Gebiet.- Senckenbergiana, 18 (5/6): 316-356, 20 Abb.; Frankfurt a.M.

- (1938a): Quer-Gliederung bei rezenten und fossilen Wurmröhren.- Senckenbergiana, 20 (1/2): 145-154, 7 Abb.; Frankfurt a.M.

- (1938b): Quer-Gliederung bei *Littorina*-Fährten, ein Beitrag zur Deutung von *Keckia annulata* GLOCKER.- Senckenbergiana, 20 (5): 297-304, 6 Abb.; Frankfurt a.M.

- (1939): Die Lebens-Spuren von *Corophium volutator* (PALLAS) und ihre paläontologische Bedeutung.- Senckenbergiana, 21 (3/4): 215-227, 7 Abb.; Frankfurt a.M.

- (1940): Wattenmeer-Beobachtungen am Ringelwurm *Nereis*.- Natur u. Volk, 70 (3): 144-148, 6 Abb.; Frankfurt a.M.

- (1941): Gleichlauf und Verzweigung von Fährten der Strandschnecke *Littorina*.- Natur u. Volk, 71 (3): 117-120, 2 Abb.; Frankfurt a.M.

HARLEY, M.B. (1950): Occurrence of a filter-feeding mechanism in the polychaete *Nereis diversicolor*.- Nature, 165 (4201): 734-735; London.

- (1953): The feeding habites of *Nereis diversicolor* (O.F. MÜLLER).- Brit. J. Anim. Behav., 1: 88.

HARTMANN-SCHRÖDER, G. (1971): Annelida, Borstenwürmer, Polychaeta.- In: DAHL, F., DAHL, M. & PEUS, F. (Hrsg.): Die Tierwelt Deutschlands und der angrenzenden Meeresteile nach ihren Merkmalen und nach ihrer Lebensweise, 58: 1-594, 191 Abb.; Jena (Fischer).

HAUSER, B. & MICHAELIS, H. (1975): Die Makrofauna der Watten, Strände, Riffe und Wracks um den Hohen Knechtsand in der Wesermündung.- Jber. Forsch.-Stelle Insel- u. Küstenschutz, 26: 85-119, 11 Tab., 6 Taf.; Norderney.

HAYES, M.O. (1979): Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime.- In: LEATHERMAN, S.P. (Hrsg.): Barrier Islands from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico: 1-27, 18 Abb., 4 Tab.; New York (Academic Press).

HEMPEL, C. (1957): Über den Röhrenbau und die Nahrungsaufnahme einiger Spioniden (Polychaeta sedentaria) der deutschen Küsten.- Helgol. wiss. Meeresunters., 6 (1): 100-135, 16 abb.; List.

HERTER, K. (1926): Versuche über die Phototaxis von *Nereis diversicolor* O.F. MÜLLER.- Z. vergl. Physiol., 4: 103-141, 15 Abb., 11 Tab.; Berlin.

HERTWECK, G. (1972): Georgia coastal region, Sapelo Island, U.S.A.: Sedimentology and biology. V. Distribution and environmental significance of lebensspuren and in-situ-skeletal remains.- Senckenbergiana marit., 4: 125-167, 14 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Frankfurt a.M.

- (1978): Die Bewohner des Wattenmeeres in ihren Auswirkungen auf das Sediment.- In: REINECK, H.-E. (Hrsg.): Das Watt - Ablagerungs- und Lebensraum, 2. Aufl.; 145-172, Abb.73-86; Frankfurt a.M. (Kramer).

- (1986a): Burrows of the polychaete *Nereis virens* SARS.- Senckenbergiana marit., 17 (4/6): 319-331, 2 figs., 2 pls.; Frankfurt a.M.

- (1986b): Gangbauten des Polychaeten *Nereis virens* SARS.- In ZIEGLER, W. (Hrsg.): Wissenschaftlicher Jahresbericht 1985 des Forschungsinstituts Senckenberg, Frankfurt a.M. - Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 85: 333-336, 1 Abb.; Frankfurt a.M.

HULSCHER, J.B. (1973): Burying-depth and trematode infection in *Macoma balthica*.- Netherl. J. Sea Res., 6 (1-2): 141-156, 4 Abb.,7 Tab.; Texel.

HUMMEL, H. (1985): Food intake of *Macoma balthica* (Mollusca) in relation to seasonal changes in its potentional food on a tidal flat in the Dutch Wadden Sea.- Netherl. J. Sea Res., 19 (1): 52-76, 20 abb., 3 Tab.; Texel.

HUNT, O.D. (1925): The food of the bottom fauna of the Plymouth fishing grounds.- J. mar. biol. Assoc. U.K., N.S., 13: 560-599, 1 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Plymouth.

JEPSEN, P.U. (1977): Jordsand - Vogelinsel im Wattenmeer.- Bygd, 60 S.; Esbjerg.

KALLE, K. (1956): Chemisch-hydrographische Untersuchungen in der inneren Deutschen Bucht.- Dt. hydrogr. Z., 9 (2): 55-65, 6 Abb., 2 Tab., Taf. 2-3; Hamburg.

KOCK, K. (1984): Das Watt - Lebensraum auf den zweiten Blick.- 2. Aufl.: 116 S., 93 Abb.; Kiel (Naturschutzges. Schutzstat. Wattenmeer; Bund f. Umwelt- u. Naturschutz Deutschld.)

KÖNIG, D. (1949): Über die Wohnweise einiger im Boden lebender Tiere des Wattenmeeres.- Verh. Dtsch. zool. Ges., 1948: 402-410, 10 Abb.; Leipzig.

KRÜGER, F. (1959): Zur Ernährungsphysiologie von *Arenicola marina* L.- Verh. Dtsch. zool. Ges., 1958: 115-120, 2 Abb., 1 Tab.; Leipzig.

- (1971): Bau und Leben des Wattenwurmes *Arenicola marina*.- Helgol. wiss. Meeresunters., 22 (2): 149-200, 20 Abb., 2 Tab.; Hamburg.

KRUMBEIN, W.E. (1987): Das Farbstreifen-Sandwatt. Bau, Funktion und Erdgeschichte von Mikrobenmatten.- In: GERDES, G., KRUMBEIN, W.E. & REINECK, H.-E. (Hrsg.): Mellum - Portrait einer Insel: 170-187, 8 abb.; Frankfurt a.M. (Kramer).

LINKE, O. (1939): Die Biota des Jadebusenwattes.- Helgol. wiss. Meeresunters., 1 (3): 201-348, 83 Abb., 5 Tab., 1 Kt.; Helgoland.

LÜNEBURG, H. (1958): Die Oberflächenbeschaffenheit bestimmter Wattypen der Wesermündung.- Veröff. Inst. Meeresforsch. Bremerhaven, 5 (1): 63-101, 2 Abb., 5 Taf.; Bremen.

NEWELL, G.E. (1948): A contribution to our knowledge of the life history of *Arenicola marina* L.- J. mar. biol. Assoc. U.K., 27: 554-580, 12 Abb., 4 Taf.; Cambridge.

- (1949): The later larval life of *Arenicola marina* L.- J. mar. biol. Assoc. U.K., 28: 635-639, 3 Abb., 1 Taf.; Cambridge.

OHDE, J. (1981): Entstehung von Besiedlungsmustern der Macro-Endfauna im Wattenmeer der Elbe-Mündung.- Diss. Fachbereich Biol. Univ. Hamburg: 1-445, 134 Abb., 15 Tab.; Hamburg.

PETERSEN, C.G.J. (1913): Valuation of the Sea. II. The animal communities of the sea-bottom and their importance for marine zoogeography.- Rep. Dan. biol. Stat., 21: 1-44, 2 Abb., 2 Tab., 6 Taf., 3 Kt.; Anh.: 1-68; Kopenhagen.

PRÖBER, C. (1981): Die Möglichkeiten der Fernerkundung in der Küstengeologie. Eine Untersuchung am Beispiel der nordfriesischen Wattsedimente und der Schwebfracht in der Nordsee.- Diss. math.-naturwiss. Fak. Univ. Kiel, 177 S., 69 Abb., 4 Tab.; Kiel.

REICHERT, A. & DÖRJES, J. (1980): Die Bodenfauna des Crildumersieler Wattes (Jade, Nordsee)) und ihre Veränderung nach dem Eiswinter 1978/79.- Senckenbergiana marit., 12 (5/6): 213-245, 5 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Frankfurt a.M.

REINECK, H.-E. (1956a): Die Oberflächenspannung als geologischer Faktor in Sedimenten.- Senckenbergiana lethaea, 37 (3/4): 265-287, 2 Abb., 4 Taf.; Frankfurt a.M.

- (1956b): Der Wattboden und das Leben im Wattboden. Ein geologischer Streifzug.- Natur u. Volk, 86 (8): 268-284.; Frankfurt a.M.

- (1957a): Trockener, feuchter und nasser Sand, physikalisch betrachtet.- Natur u. Volk, 87 (7): 234-241.; Frankfurt a.M.

- (1957b): Über Wühlgänge im Watt und deren Abänderung durch ihre Bewohner.- Paläont. Z., 31: 32-34; Stuttgart.

- (1958a): Wühlbau-Gefüge in Abhängigkeit von Sediment-Umlagerungen.- Senckenbergiana lethaea, 39 (1/2): 1-23, 54-56, 3 Abb., Taf. 1-5; Frankfurt a.M.

- (1958b): Kastengreifer und Lotröhre "Schnepfe", Geräte zur Entnahme ungestörter orientierter Meeresgrundproben.- Senckenbergiana lethaea, 39 (1/2): 42-48, 54-56, 1 Abb., Taf.9; Frankfurt a.M.

- (1960): Einige Beispiele von heutzeitlichen Tieren, die ihre Gänge teilweise oder ganz verfüllen.- Natur u. Volk, 90 (8/9): 282-288, 8 Abb.; Frankfurt a.M.

- (1963): Der Kastengreifer. Die Entwicklung eines Gerätes zur Entnahme ungestörter, orientierter Grundproben vom Meeresboden.- Natur u. Mus., 93 (3): 102-108, 5 Abb.; Frankfurt a.M.

REINECK, H.-E., DÖRJES, J., GADOW, S. & HERTWECK, G. (1968): Sedimentologie, Faunenzonierung und Faziesabfolge vor der Ostküste der inneren Deutschen Bucht.- Senckenbergiana lethaea, 49 (4): 261-309, 16 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Frankfurt a.M.

RICHTER, R. (1920): Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie. I. Ein devonischer "Pfeifenquarzit" verglichen mit der heutigen "Sandkoralle" (*Sabellaria*, Annelidae).- Senckenbergiana, 2 (6): 215-235, 6 Abb.; Frankfurt a.M.

- (1921): Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie. II. *Scolithus*, *Sabellarifex* und Geflechtquarzite.- Senckenbergiana, 3 (1/2): 49-52; Frankfurt a.M.

- (1922): Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie. III.-VI.- Senckenbergiana, 4 (5): 103-141, Taf. 3; Frankfurt a.M.

- (1924): Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie. VII.-XI.- Senckenbergiana, 6 (3/4): 119-165, 8 Abb.; Frankfurt a.M.

- (1926a): Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie. XII.-XIV.- Senckenbergiana, 8 (3/4): 200-224, Taf. 3; Frankfurt a.M.

- (1926b): Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie. XV.-XVI.- Senckenbergiana, 8 (5/6): 297-315, Taf. 6-8; Frankfurt a.M.

- (1926c): Eine geologische Exkursion in das Wattenmeer.- Natur u. Mus., 56 (10): 289-307, 3 Abb., Taf. 17-20; Frankfurt a.M.

- (1928a): Aktuopaläontologie und Paläobiologie, eine Abgrenzung.- Senckenbergiana, 10 (6): 285-292; Frankfurt a.M.

- (1928b): Forschungsstelle für Meeresgeologie in Wilhelmshaven, die jüngste Schöpfung unserer Gesellschaft.- Natur u. Mus., 58 (8): 3437-351, 3 Abb.; Frankfurt a.M.

- (1929a): Gründung und Aufgaben der Forschungsstelle für Meeresgeologie "Senckenbergiana" in Wilhelmshaven.- Natur u. Mus., 59 (1): 1-30, 22 Abb.; Frankfurt a.M.

- (1929b): Grundsätzliches zur Erweiterung der Forschungsanstalt für Meeresgeologie und Meerespaläontologie "Senckenberg" in Wilhelmshaven.- Natur u. Mus., 59 (5): 250-253; Frankfurt a.M.

SCHÄFER, W. (1950a): Der "Sipho" der Klaffmuschel (*Mya arenaria*).- Natur u. Volk, 80 (4): 142-146, 3 Abb., Frankfurt a.M.

- (1950b): Über Nahrung und Wanderung im Biotop bei der Strandschnecke *Littorina littorea*.- Arch. Molluskenkde., 79 (1/3): 1-8, 5 Abb.; Frankfurt a.M.

- (1952): Biogene Sedimentation im Gefolge von Bioturbation.- Senckenbergiana, 33 (1/3): 1-12, 10 Abb.; Frankfurt a.M.

- (1956a): Wirkungen der Benthos-Organismen auf den jungen Schichtverband.- Senckenbergiana lethaea, 37 (3/4): 183-263, 35 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Frankfurt a.M.

- (1956b): Der kritische Raum und die kritische Situation in der tierischen Sozietät.- Aufs. Red. senckenberg. naturforsch. Ges., 9: 1-38, 6 Abb.; Frankfurt a.M.

- (1962): Aktuo-Paläontologie nach Studien in der Nordsee.- 666 S., 277 Abb., 36 Taf.; Frankfurt a.M. (Kramer).

SCHULZ, E. (1936): Das Farbstreifen-Sandwatt und seine Fauna.- Kieler Meeresforsch., 1: 359-378, 20 Abb.; Kiel.

SCHUSTER, O. (1951): Die Lebensgemeinschaften auf dem Südwatt der Nordsee-Insel Mellum.- Senckenbergiana, 32 (1/4): 49-65, 6 Abb.; Frankfurt a.M.

SEILACHER, A. (1951): Der Röhrenbau von *Lanice conchilega* (Polychaeta). Ein Beitrag zur Deutung fossiler Lebensspuren.- Senckenbergiana, 32 (1/4): 267-280, 7 Abb.; Frankfurt a.M.

- (1953a): Studien zur Palichnologie. I. Über die Methoden der Palichnologie.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 96: 421-452, 10 Abb., Taf. 14; Stuttgart.

- (1953b): Der Brandungssand als Lebensraum in Vergangenheit und Vorzeit.- Natur u. Volk, 83 (8): 263-272, 9 Abb.; Frankfurt a.M.

- (1957): An-aktualistisches Wattenmeer?- Paläont. Z., 31 (3/4): 198-206, 2 Abb., Taf. 22-23; Stuttgart.

TAGHON, G.L., NOWELL, A.R.M. & JUMARS, P.A. (1980): Induction of suspension feeding in spionid polychaetes by high particle fluxes.- Sci., 210: 562-564, 3 Abb.

TEBBLE, N. (1966): British Bivalve Seashells.- 212 S., 110 Abb.; London (Brit. Mus. - Natur. Hist.).

THAMDRUP, H.M. (1935): Beiträge zur Ökologie der Wattenfauna auf experimenteller Grundlage.- Medd. Komm. Danmarks Fisk. Havunders., Ser. Fisk., 10 (2): 1-125, 125 Abb., 13 Tab.; Kopenhagen.

THORSON, G. (1957): Bottom communities (sublittoral and shallow shelf).- In: HEDGPETH, J.W. (Hrsg.): Treatise on Marine Ecology and Paleoecology, 1, Ecology.- Geol. Soc. Amer. Mem., 67 (1): 461-534, 10 Abb., 2 Tab.; Washington D.C.

TURPAEVA, E.P. (1948): Pitanie nekotorych donnych bezpozvonocnych Barencova morja.- Zool. Zurn., 27 (6): 503-512, 3 Abb., 1 Tab.; Moskva.

- (1953): Pitanie i piscevye gruppirovki morskich donnych bezpozvonocnych.- Tr. Inst. Okeanol. Akad. Nauk SSSR, 7: 259-299, 1 Abb., 3 Tab.; Moskva.

- (1954): Tipy morskich donnych biocenozov i zavisimost' ich razpredelenija ot abioticeskich faktorov sredy.- Tr. Inst. Okeanol. Akad. Nauk SSSR, 11: 36-55, 3 Abb., 8 Tab.; Moskva.

- (1957): Piscevye vzajmootnosenija mezdu dominirujuscimi vidami v morskich donnych biocenozach.- Tr. Inst. Okeanol. Akad. Nauk SSSR, 20: 171-185, 13 Tab.; Moskva.

WATSON, A.T. (1890): The tube-building habits of *Terebella littoralis*.- J. roy. microscop. Soc., 1890: 685-689, Taf. 14; London, Edinburgh.

WERNER, B. (1954): Eine Beobachtung über die Wanderung von *Arenicola marina* L. (Polychaeta sedentaria).- Helgol. wiss. Meeresunters., 5 (1): 93-102, 1 Abb., 2 Tab.; List.

ZIEGELMEIER, E. (1952): Beobachtungen über den Röhrenbau von *Lanice conchilega* (PALLAS) im Experiment und am natürlichen Standort.- Helgol. wiss. Meeresunters., 4 (2): 107-129, 9 Abb.; List.

Anhang I: 17 Abbildungen und 1 Tabelle

Anhang II: Teilnehmerliste

1. BELZ, Gerhard, Dipl.-Geol.; Bonn
2. BUBILEK, Slawomir; Clausthal-Zellerfeld
3. DITTRICH, Doris, Dipl.-Geol; Bonn
4. wie 3.
5. EGGER, Hans, Dr.; Elsbethen, Österreich
6. FRICKE, Diethard, Dr.; Leipzig
7. FU, Shaoping, Dipl.-Geol.; Kiel
8. GANTER, Brigitte; Frankfurt
9. HERBIG, Hans-Georg, Dr.; Marburg
10. HERSCHLEIN, Marion, Dipl.-Geol.; Tübingen
11. HÖNEMANN, Günter; Leipzig
12. MARKS, Stephan; Münster
13. MÖNNIG, Eckhard, Dr.; Clausthal-Zellerfeld
14. MÜLLER, Annelore, Dr.; Leipzig
15. NEBELSICK, James, Mag.; Wien
16. NESTLER, (Frau); Greifswald
17. NESTLER, Helmut, Prof.Dr.; Greifswald
18. SCHMIDT, Horst; Frankfurt
19. SCHNEIDER, Michael; München
20. SUHR, Peter, Dipl.-Geol.; Freiberg
21. VATH, Ullrich, Dipl.-Geol.; Gleichen
22. VISSER, Hendrik, Dr.; Bochum
23. WAHSNER, Monika, Dipl.-Geol.; Clausthal-Zellerfeld

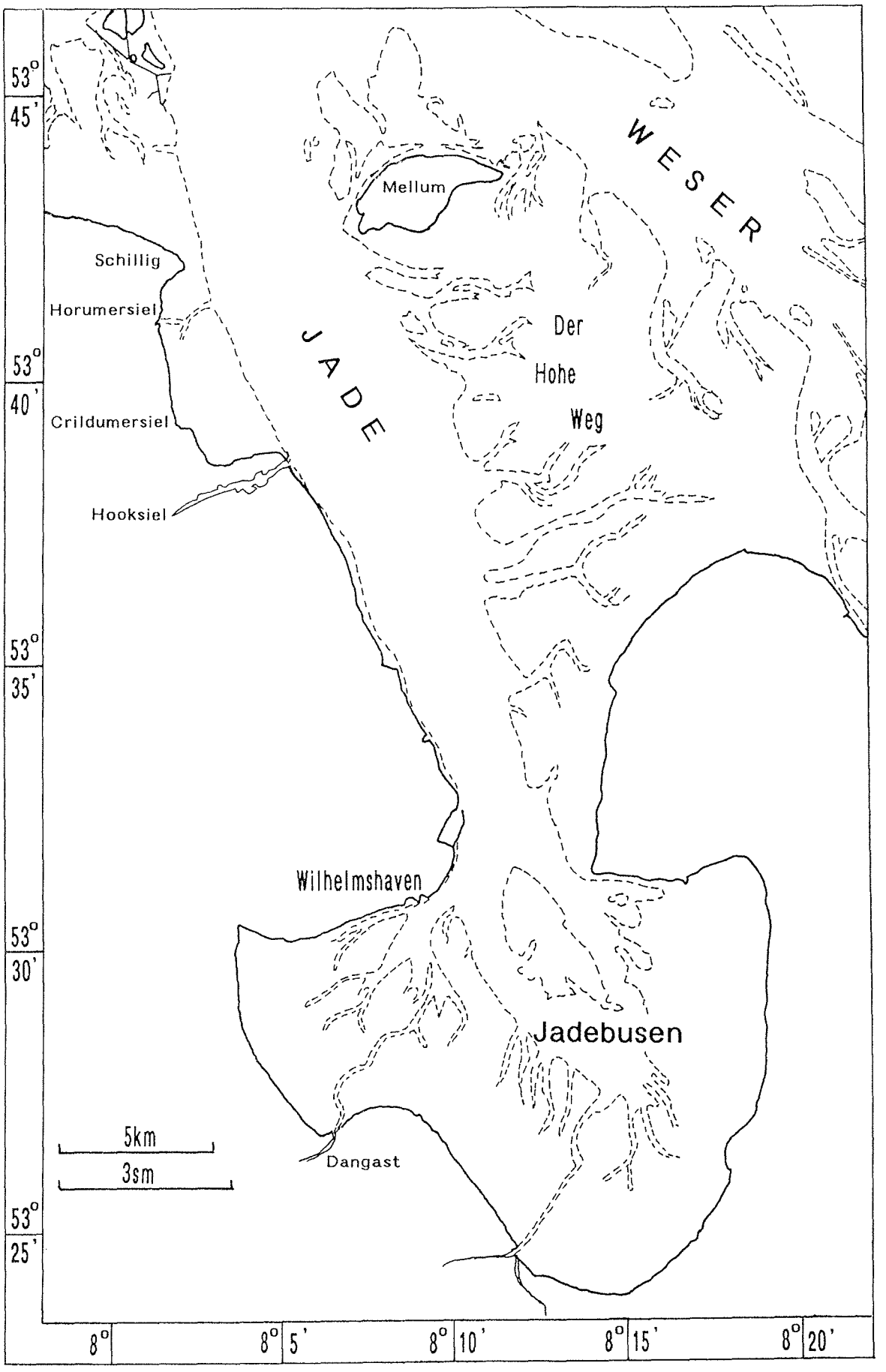


Abb. 1: Karte der Jade mit dem Exkursionsgebiet Crildumersieler Watt.

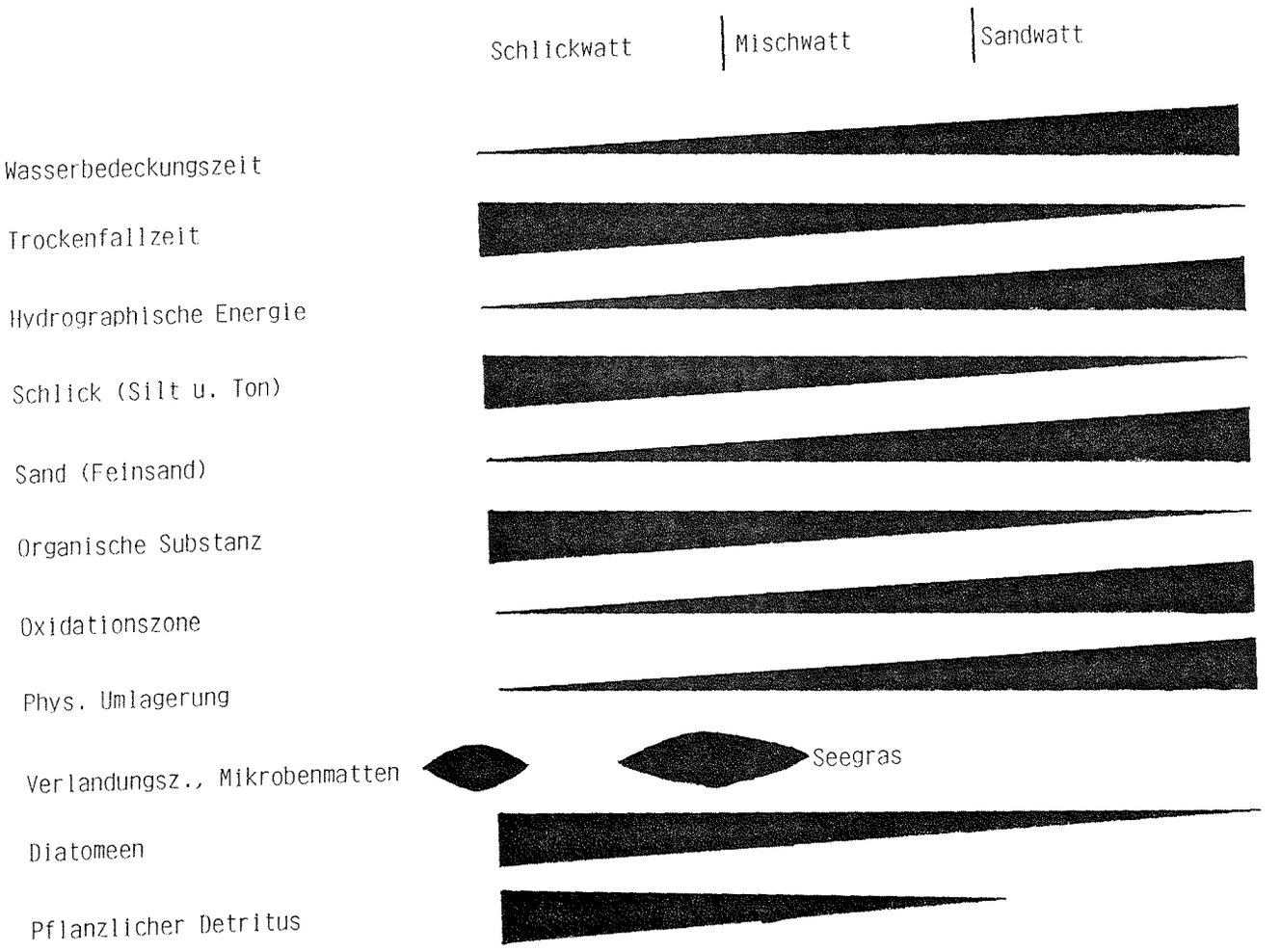


Abb. 2: Schematische Übersicht der wichtigsten Ökoparameter eines Buchtenrandwattes mit der typischen Zonierung Schlickwatt-Mischwatt-Sandwatt.

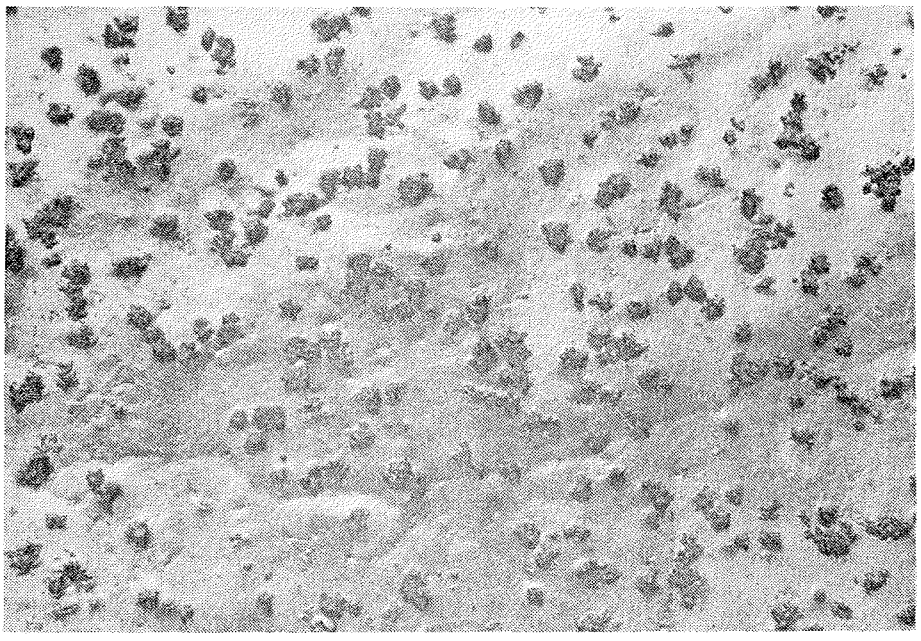


Abb. 3: Kotpillenhäufchen von *Heteromastus filiformis* auf dem Wattboden.

Abb. 4: Gangbau von *Nereis diversicolor* im Wattboden. - Ausgegrabener Sedimentblock im Mischwatt.

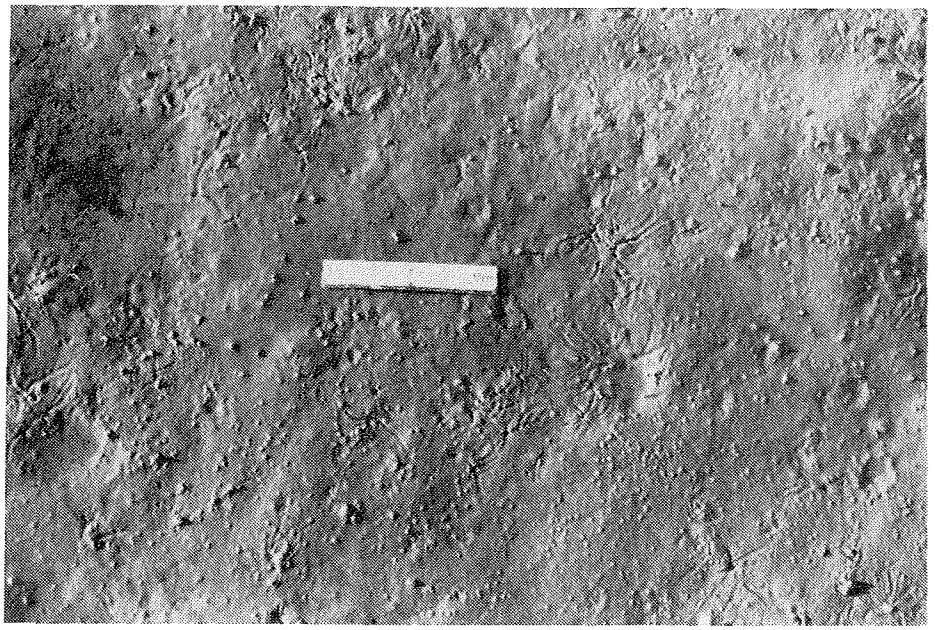


Abb. 5: Freßspuren (Weidespuren) von *Nereis diversicolor* auf dem Wattboden.

Abb. 6: Röhren von *Pygospio elegans*. - Durch geringfügige Erosion sind die oberen Teile der Röhre freigelegt und liegen wie ein Rasen auf der Wattoberfläche.

Abb. 7: Gang von *Arenicola marina* im Wattboden. - Links Sackungstrichter und Sackungsbereich des Sediments von der Oberfläche. Rechts der Kotschlingenhaufen. Gerippelter Sandwattboden mit Oxidationszone in Rippeldicke.

Abb. 8: Sackungstrichter und Kotschlingenhaufen von *Arenicola marina* auf dem Wattboden. - Sandwatt mit Rippeln.

Abb. 9: Röhrenenden von *Lanice conchilega*. - Gruppenbestand im tiefgelegenen Sandwatt.

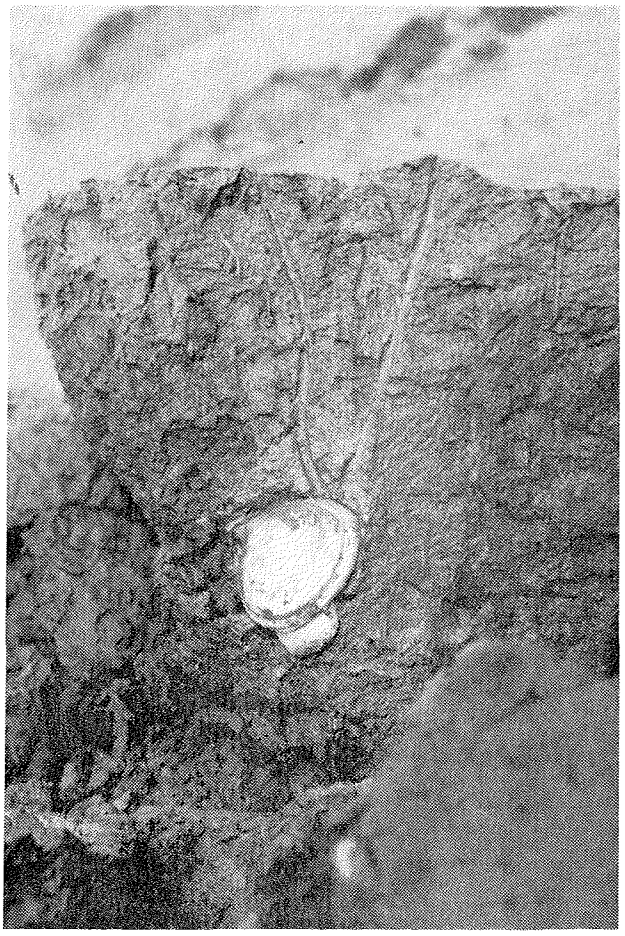


Abb. 11: Die Pfeffermuschel *Scrobicularia plana* im Wattboden. - Die typische Lebendstellung der Muschel wird im aufgegrabenen Mischwattsediment deutlich, ebenso die beiden Siphonengänge. Die Muschel hat den Fuß ausgestreckt, um sich wieder in das Sediment einzugraben.

Abb. 10: Typisches Lebensspurenbild der Endobenthos-Lebensgemeinschaft im Grenzbereich Schlickwatt/Mischwatt. - Angestrebt wurde eine möglichst genaue Wiedergabe der Bauten der Polychaeten und der Lebendstellung der Lamellibranchiaten im Boden. - 1. *Heteromastus filiformis*; 2. *Nereis diversicolor*; 3. *Pygospio elegans*; 4. *Arenicola marina*, a. juvenil, b. halbe Adultgröße; 5. *Scrobicularia plana*; 6. *Macoma balthica*; 7. *Mya arenaria*, juvenil; 8. *Cerastoderma edule*.

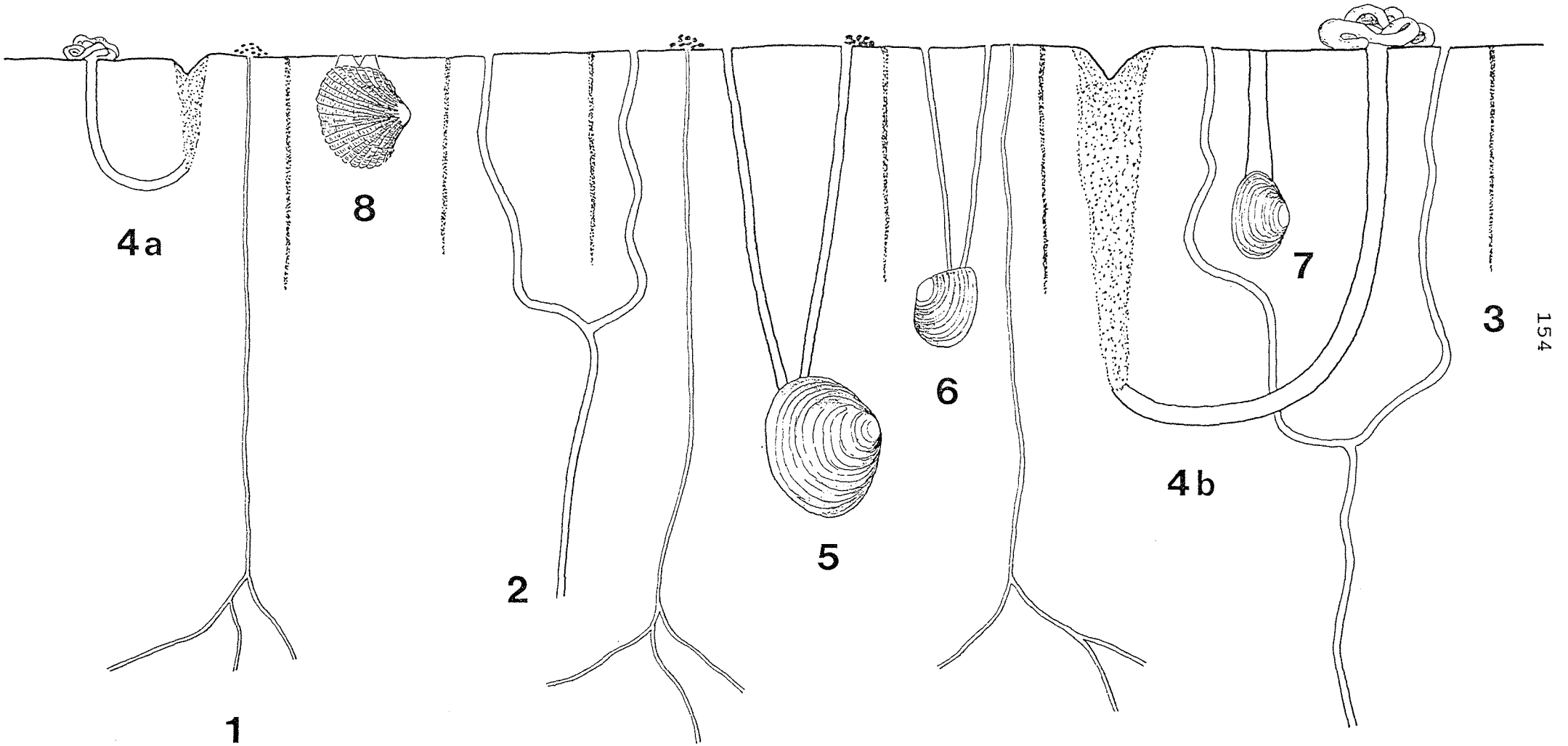


Abb. 12

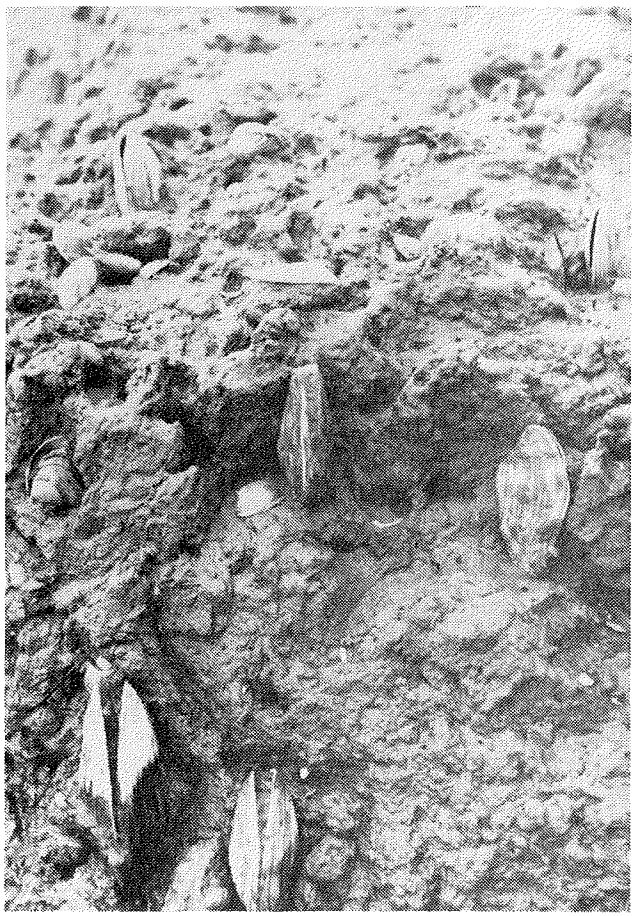


Abb. 13

Abb. 12: Freßspur der Pfeffermuschel *Scrobicularia plana* auf dem Wattboden. - Von der kegelförmig erhobenen Öffnung des Ingestionssiphoganges sind nach allen Seiten die Saugbahnen in die Bodenoberfläche eingetieft. Im unteren Randbereich der Sternspur die Öffnung des Egestionssiphoganges, von Kotpillen umlagert.

Abb. 13: Klaffmuscheln *Mya arenaria* in Lebendstellung im Wattboden. - Ehemalige Siedlung mit mehreren Besiedlungsgenerationen in unterschiedlichen Bodentiefen, die im Prallhang eines Prieles durch Erosion freigelegt werden.

Abb. 14: Die Herzmuschel *Cerastoderma edule* in dichtem Bestand. - Aufnahme in einem flachen Priel unter Wasserbedeckung. Die oberste Sedimentlage (ca. 1 cm) ist abgetragen, die Tiere haben sich noch nicht wieder in den Boden eingegraben. Normale Lebendstellung, Hinterende aufwärts.

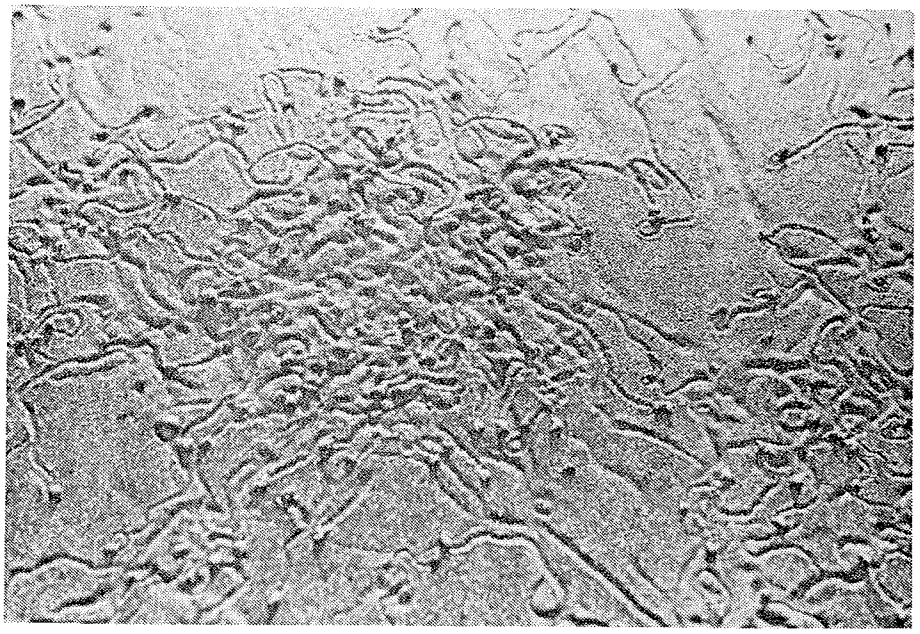


Abb. 15: Dichtes Vorkommen von "Wattschnecken" *Hydrobia ulvae* auf dem Wattboden mit eingetieften Kriechspuren.

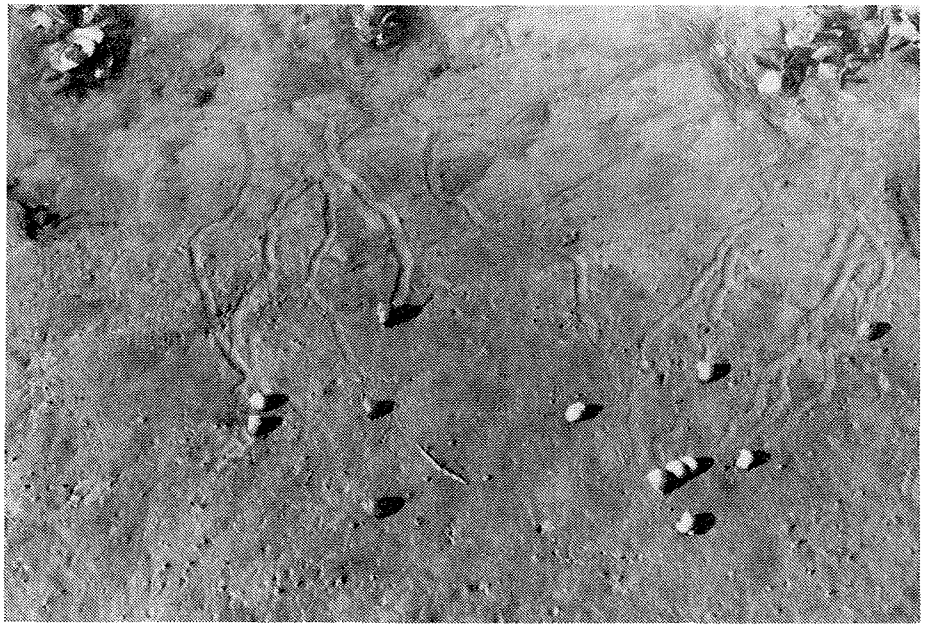


Abb. 16: Eine Gruppe von "Strandschnecken" *Littoriha littorea* verläßt bei Niedrigwasser eine Miesmuschelsiedlung, um auf dem Wattboden Diatomeen zu weiden.

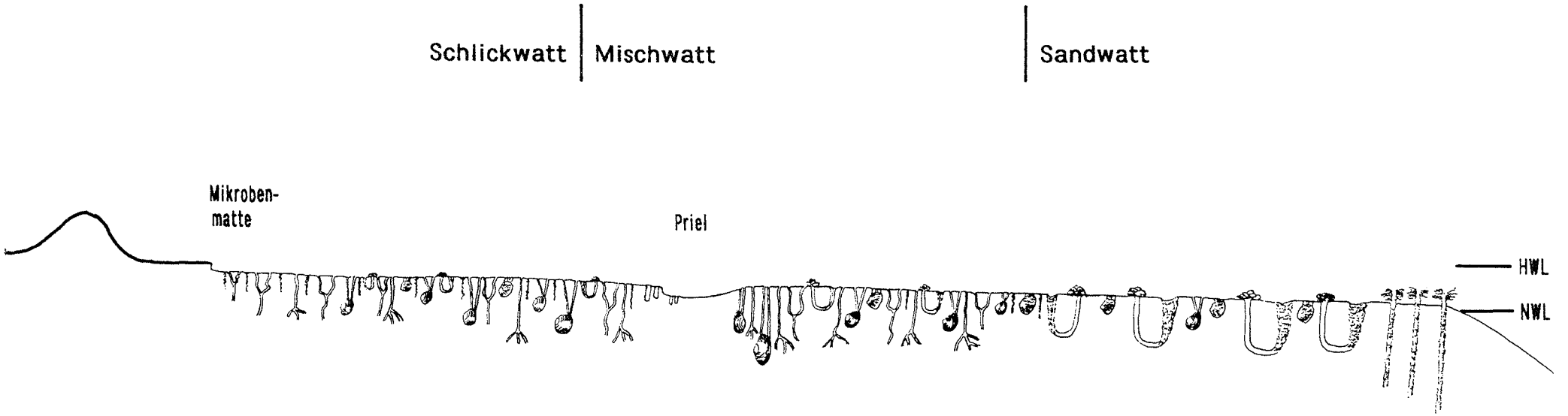


Abb. 17: Die Zonierung der Endobenthosbesiedlung und der Lebensspuren in einem typischen Buchtenrandwatt. - Die Darstellung der einzelnen Arten entspricht Abb. 10; dazu kommen im Prielrand: *Corophium volutator*; im Prielboden: *Polydora ciliata*; an der Niedrigwasserlinie: *Lanice conchilega*.

Nahrung		Atmung
Suspendierte Nahrungsteilchen Plankton, pflanzl. Detritus	Mytilus	Offene Kiemenatmung
	Lanice	Röhre, Atmung an der Mündung
	Cardium	Org. In- und Egestionsöffnung
	Mya	Kiemenatmung aus Siphonenstrom
Abweiden des Bodens Kleinalgenbelag, Mikrobenmatten, abgelagertes Plankton, pflanzl. Detritus	Scrobicularia	
	Macoma	
	Pygospyo	Röhre, Atmung an der Mündung
	Corophium	U-Gänge
	Nereis	Durchlaufender Atemwasserstrom
Nahrungsaufnahme im Boden Im Sediment eingelagerte Nahrungsteilchen und organische Substanz	Arenicola	
	Heteromastus	Schachtbau
	Scoloplos	Atmung an der Mündung
Jagd Beutetiere im Boden	Nephtys	Kriechspuren im Boden vagile Lebensweise Atemwasser im Sandlückenraum

Tab. 1: Nahrungsaufnahme, Nahrung und Atmung der wichtigsten Makrobenthosorganismen im Watt. - Beim Endobenthosorganismus ist der Wohnbau in erster Linie ein Instrument für die beiden Grundfunktionen Atmung und Ernährung. Die Mechanismen der Nahrungsaufnahme und der Atmung sind bei den einzelnen Arten häufig, aber nicht zwangsläufig gekoppelt.

EXKURSION N-1

Moore in der Kulturlandschaft

06.10.1990

Führung: Herbert KUNTZE, Jürgen SCHWAAR & Walter SCHÄFER *)

mit 1 Abbildung

Programm:

13 Uhr: Abfahrt in Bremen; Fahrt über Worpswede ins Huvenhoopsmoor (östlich von Gnarrenburg). Es ist ein Fußmarsch von etwa 2 km Länge geplant.

18 Uhr: Ankunft in Bremen

---

*) Anschrift der Verfasser: Prof.Dr. H. KUNTZE, Dr. J. SCHWAAR & Dr. W. SCHÄFER, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Bodentechnologisches Institut Bremen, Friedrich-Mißler-Str. 46/50, 2800 Bremen 1.

Beschreibung des Exkursionsgebietes "Teufelsmoor"

Name und Lage

Das Teufelsmoor ist mit 361 km^2 das größte Moorgebiet Niedersachsens. Davon sind 153 km^2 Niedermoor und 208 km^2 Hochmoor (SCHNEEKLOTH & TÜXEN 1978). Es liegt in einer trichterförmigen Senke von dreieckigem Grundriß (Bremer Becken), die sich von der Bremer Landesgrenze bis fast nach Bremervörde erstreckt.

Die Geländeoberfläche der Niederung ist schwach südwestlich geneigt. Sie senkt sich von 10-12 m ü.NN im Norden auf 0,8-2 m ü.NN im Süden.

Im Norden wird die Niederung durch einen von Südosten nach Nordwesten sich erstreckenden Geestrücken (mit den Ortschaften Glinstedt, Karlshöfen, Gnarrenburg) in zwei Teile, dem südlichen eigentlichen Teufelsmoor und dem nördlichen Gnarrenburger Moor getrennt.

Die Exkursionspunkte 1 bis 3 mit der Moorsiedlung Augustendorf befinden sich im Huvenhoopsmoor, einem Teil des Gnarrenburger Moores.

Geologie

Die heutige geomorphologische Situation des Exkursionsgebietes wird bestimmt durch die Ablagerungen der Saale-Eiszeit. Die Gletscher des Drenthe-Stadiums haben dieses Gebiet überfahren, die Ausräumung der Teufelsmoorniederung hat wahrscheinlich erst während der Lamstedter Phase begonnen (HACKER & ANEMÜLLER 1970). Die Eisrandlage während der Lamstedter Phase wird mit dem Endmoränenzug gleichgesetzt, der von Gnarrenburg nach Rhade die Teufelsmoorniederung in das eigentliche, südlich gelegene Teufelsmoor und das nördliche Gnarrenburger Moor teilt (s. Abb.1).

Dem von dieser Eisrandlage nach Süden abfließenden Schmelzwässern widerstand nur der inmitten der Teufelsmoorniederung gelegene Weyerberg 52 m ü.NN bei Worpswede, der also eine rudimentäre Restscholle einer saalezeitlichen Grundmoräne ist.

Bereits im Spätglazial (OVERBECK 1975) bildeten sich kleinflächige Vermoorungen. Durch Meeresspiegelanstieg (Flandrische Transgression) und den damit verbundenen Grundwasseranstieg bedingt, kam es um 6500 v. Chr. zu einer großräumigen Ausbreitung der Niedermoore, denen später im Atlantikum Hochmoore folgten. Im Subatlantikum wuchsen Hochmoore stellenweise auch direkt über dem mineralischen Untergrund auf (wurzelechte Hoch-

moore). In der unteren Hamme- und Wümmeniederung kam es unter Gezeiteneinfluß zu Über- bzw. Durchschlickungen von Niedermoortorfen.

Durch bäuerliche und industrielle Abtorfung und Besiedlung ab Mitte des 18. Jahrhunderts sind großflächig die Torfe bis auf den mineralischen Untergrund abgebaut worden.

Klima und Hydrologie

Das Exkursionsgebiet zeigt das typische Klima des nordwestdeutschen Flachlandes (HOFFMEISTER 1930) mit jährlichen Regenhöhen zwischen 650-750 mm (Osterholz-Scharmbeck 664 mm, Hepstedt 687 mm, Kuhstedt 737 mm) und jährlichen Durchschnittstemperaturen um 8°C.

Die jährliche Verdunstungshöhe liegt bei 450 mm, die klimatische Wasserbilanz beträgt + 200-300 mm. Vorherrschend sind westliche und südwestliche Winde. Das Teufelsmoor ist stark spätfrostgefährdet mit nur 150-160 frostfreien Tagen, während es auf der höher gelegenen Geest 180 Tage sind. Vor dem Deichbau und einer künstlichen Entwässerung durch Pumpwerke führte das Zusammenwirken von Starkregen, Nordweststürmen und Springfluten im Winter zu einer oft monatelangen Überschwemmung der Niedermoorgebiete. Seit 1978 sind diese Niederungen durch das Sturmflutsperrwerk bei Lesum geschützt.

Vegetationsgeschichte

Pollenanalytische Untersuchungen liegen von SCHRÖDER (1930) und OVERBECK (1975) vor, die an Profilen bei Worpswede, Dahldorf, Dannenberg und Huxfeld durchgeführt wurden. Über das Niederungsgebiet zwischen Hamme und Wümme liegt eine Arbeit von CORDES (1967) vor. Diese Untersuchungsergebnisse geben gute Einblicke über die nacheiszeitliche Vegetationsentwicklung, die gut mit der mitteleuropäischen Grundsukzession übereinstimmt. Die Entwicklung verlief von einer Tundra, Birkenwäldern, Birken-Kiefernwäldern, Kiefernwäldern, Kiefern-Eichenwäldern zu Eichen-Birkenwäldern. Auf den besseren Böden waren Rotbuchen und Hainbuchen beigemischt. Die Niederungen wurden seit dem Atlantikum von Erlenbrüchen eingenommen. Auf Binnendünen überdauerte die Kiefer. Auf den nassesten Stellen (eutroph) siedelten Schilfröhrichte, Seggenrieder oder (oligotroph) Hochmoorgesellschaften. Letztere wurden nach Makrofossiluntersuchungen (OVERBECK 1975) überwiegend von *Sphagnum imbricatum* gebildet, wenn auch *Sph. papillosum*, *Sph. magellanicum* und Sphagnen der Acutifolia-Sektion nicht fehlten.

In der heutigen Landschaft überwiegt das Kulturland. Dabei überwiegt das Grünland (*Molinio-Arrhenatheretea*), das sowohl auf Deutscher Hochmoorkultur als auch auf Niedermoor-

Schwarzkultur verbreitet ist. Im Bereich von Wümme, Hamme und Beek (Naturschutzgebiet Breites Wasser) haben sich noch Schilfröhrichte (*Phragmition*), Großseggenrieder (*Magnocaricion*) und Wasserpflanzengesellschaften (*Potamogetonetea*) erhalten. Wachsende Hochmoore sind sehr selten (Huvenhoopssee); des öfteren finden sich noch verheidete Hochmoore (Hochmoore im Stillstandskomplex) und Sandheiden (*Genisto-Callunetum*). Vereinzelt haben sich Reste von Erlen- und Erlen-Birkenbruchwäldern erhalten. In hofnahen Lagen gibt es Entwicklungen zu Eichen-Birkenwäldern, die sich auch auf Mineralbodeninseln finden (Weyerberg). Oft ist auch die Kiefer angepflanzt, die Ausbreitungstendenz zeigt. Auf der nahen Geest siedeln vereinzelt Rotbuchen-Eichenwälder und an wasserzügigen Stellen auch Eichen-Hainbuchenwälder.

Böden
(in Anlehnung an HACKER & ANEMÜLLER 1970)

Die Niederung des Teufelsmoores wird von den drei Bodentypen (Hochmoor, Niedermoor, Moormarsch) geprägt.

Die Sanddurchragungen und Geestinseln und die begrenzenden Hochflächen der pleistozänen Altmoränenlandschaft werden von Podsolen, Gleyen, Braunerden, Pseudogleyen und deren Subtypen geprägt.

Niedermoore

Die Niedermoore sind überwiegend aus mäßig bis stark zersetzten Seggen- bzw. Schilf-Seggen-Torfen mit wechselnden Holzanteilen (Birke, Erle) aufgebaut. An der Basis der Niedermoore findet man Erlenbruchwaldtorfe, Mudden (Hinweise auf Senken und ehemals offene Wasserflächen) und auch spätglaziale Laubmoostorfe.

Verbreitung:

Die Niedermoore sind entlang der Flußläufe (Hamme, Wümme, Wörpe) und ihren Seitentälern verbreitet.

Eigenschaften:

Niedermoortorfe als topogene Moorbildungen gelten im Gegensatz zu Hochmoortorfen als kalk- und stickstoffreich. Da die Hamme-Wümme-Niederung nur von basenarmen, sauren Substraten umgeben ist, die auch das Grundwasser prägen, hat sich hier vornehmlich der Sub-

typ des sauren Niedermoores ausgebildet (pH < 4,5). Die Wasserdurchlässigkeit der Niedermoortorfe ist mit Ausnahme der sehr stark zersetzten Basistorfe als hoch (> 40 cm/d) einzustufen. Die nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes ist mit 140-200 mm ebenfalls als hoch einzustufen.

Nutzung (KUNTZE et al. 1984):

Nach Entwässerung (Gräben, Dräne) und Verbesserung der Vorflut (Schöpfwerke) überwiegend als Grünland (Niedermoor-Schwarzkultur). Die Nutzung, vorwiegend als Wiese/Mähweide, wird bestimmt durch hohe Grundwasserstände (40-60 cm), das große Wasserspeichervermögen der Torfe und durch winterliche Überschwemmungen.

Hochmoore

Entstehung:

Im Gegensatz zu den topogenen, grundwasserbeeinflußten Niedermooren entstanden die oligotrophen, ombrogenen Hochmoore nur unter der Einwirkung eines Überschusses nährstoffarmer Niederschläge.

Erste Hochmoorbildungen auf Niedermooren begannen schon im Atlantikum (ca. 4000-5000 v. Chr.).

Das schnelle Sphagnenwachstum führte zur Bildung mächtiger Torfschichten und zur Bildung ausgedehnter Moorkomplexe. Im Subatlantikum wurden schließlich auch nicht vermoorte Podsole von Hochmoortorfen überdeckt (wurzelechte Hochmoore).

Der Hochmoorbildung ging fast immer eine relativ kurze Übergangsphase voraus, die geringmächtige Übergangsmoortorfe aus mesotrophen Birkenbuchwaldtorfen bzw. Scheuchzeria-Torfen entstehen ließ.

Die Hochmoortorfe lassen die in Nordwestdeutschland weitverbreitete Gliederung in einen liegenden, stark zersetzten Hochmoortorf (Schwarztorf) und einen hangenden, schwach zersetzten Hochmoortorf (Weißtorf) erkennen. Die Bezeichnungen Weiß- bzw. Schwarztorf wurden aus der Abtorfung übernommen. Sie drücken den Humifizierungsgrad plastisch aus.

Verbreitung:

Der zentrale Teil des Teufelsmoores und fast der gesamte nördliche Teil der Niederung (Huvenhoopsmoor) wird von mehreren Hochmoorkomplexen bedeckt (s. Abb.1). Die einzelnen Hochmoorkomplexe sind jeweils durch Fluß- und Bachläufe mit Niedermoorbildungen voneinander getrennt.

Nutzung:

Der größte Teil der Hochmoore des Teufelsmoores wird heute landwirtschaftlich genutzt als Grünland in Form der Deutschen Hochmoorkultur oder als Ackerland in Form von Sandmischkulturen nach Tiefumbruch (KUNTZE & VETTER 1980). Die Deutsche Hochmoorkultur beläßt im Gegensatz zur holländischen Fehnkultur das natürlich aufgewachsene Profil. Nach Entwässerung (Grabenabstand ca. 300 m) und Dränung (24 m) wird nur die vorher planierte Mooroberfläche 20 cm tief mit den in oligotrophen Hochmoortorfen weitgehend fehlenden Nährstoffen (N, P, K, Cu) vermischt und auf pH 4,0-4,5 aufgekalkt.
Durch Torfschwund (1 cm/a) (Mineralisierung) und Sackung (bis zu 30 %) gealterte oder durch Teilabtorfung verkürzte Profile werden nach dem Verfahren der Deutschen Sandmischkultur seit 1950 tiefgepflügt (bis max. 2,4 m). Die vorher horizontal geschichteten Profile werden dabei um 135° überkippt. Sand- und Torfbalken zur Selbstdränung bzw. Wasserspeicherung wurden unter einer nach Meliorationsdüngung gemischten Krume konserviert.

Siedlungsgeschichte

Der Name "Teufelsmoor" hat nichts mit dem Teufel zu tun, er leitet sich vom niederdeutschen duven - tauben - unfruchtbaren Moor ab (Handbuch der historischen Stätten, Bd. 2, 1958).

Kristallisationspunkte für den hochmittelalterlichen Landausbau waren die Klöster Lilienthal 1262 (Zisterzienser) und Osterholz (Benediktiner). In der Folgezeit wurde das Gebiet um die untere Wörpe und Wümme kolonisiert. Vom Kloster Osterholz greift die Kolonisation bereits im 14. Jahrhundert in die Niedermoorgebiete der Hamme des mittleren Teufelsmoores über. Die praktische Durchführung der Kolonisation lag in Händen von "Lokatoren" (FLIEDNER 1970).

Die neuzeitliche Kolonisation des Teufelsmoores ist unlösbar mit Jürgen Christian Findorff (1720-1792) verknüpft. Als königlicher Moorkommissar war er einer der führenden Köpfe der damaligen hannoverschen Moorkolonisation. Er gründete 50 neue Dörfer (KÜHLKEN 1950). Seine Grundidee war, aus Torfbauern (Brenntorfgewinnung aus älterem Hochmoortorf, Schwarztorf) durch Verfehnung allmählich Moorbauern zu entwickeln. Es entstanden an

einem Kanal als Hauptverkehrsweg und Entwässerung angelegte Moorreihendörfer. Die streifenförmigen Parzellen erstreckten sich quer zu dieser Achse. Für die Kolonisation galt:

" Dem ersten der Tod,
dem zweiten die Not,
dem dritten das Brot."

Ergreifend wurde das harte Schicksal der Moorbauern von den Worpsweder Künstlern (Mackensen, Hans am Ende, Becker-Modersohn, Overbeck) dargestellt, wobei anzumerken ist, daß der Maler Overbeck der Vater des späteren Moorbotanikers F. Overbeck (1898-1983) ist. Erst mit der praktischen Durchsetzung der Erkenntnisse Justus von Liebigs durch die Preußische Moorversuchsstation in Bremen (heute Bodentechnologisches Institut des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung) änderte sich die Notlage der Teufelsmoorbauern. Großflächig entstanden ab 1877 Deutsche Hochmoorkulturen, die seit Kriegsende zunehmend durch Tiefpflugmaßnahmen rekultiviert wurden.

STOP 1:

Ortsbeschreibung

Ort	: Huvenhoopssee, TK 25 Gnarrenburg, Bl. 2620
Höhe	: 12 m ü.NN
Entwässerung	: keine, künstl. Regenwasserrückstau
Vegetation	: siehe unten
Nutzung	: Naturschutzgebiet (1,25 km^2)
Ausgangsmaterial	: Hochmoortorf (3 m) Mineral. Untergrund: Fluviatile Sande
Bodentyp	: Typisches Hochmoor

Vegetation

Das Naturschutzgebiet liegt um den Huvenhoopssee (1,25 km^2). Überwiegend ist es noch mit wachsendem Hochmoor bedeckt, das als Schwingrasen ausgebildet ist. Die Mächtigkeit nimmt zur offenen Wasserfläche ab. Ein Begehen ist nicht ganz ungefährlich und auch nicht gestattet!

Pflanzensoziologisch gehört die Vegetation zum *Rhynchosporetrum albae*. Neben dem namengebenden Kenntaxon dominiert *Sphagnum cuspidatum*. An weiteren Arten kommen auf dem Schwingrasen *Eriophorum angustifolium*, *Andromeda polifolia*, *Vaccinium oxycoccus* und zwei Drosera-Arten (*Drosera rotundifolia*, *Drosera intermedia*) vor. Eine schwache Eutrophierung deutet das Vorkommen von *Carex rostrata* (Guanotrophierung durch Vogelkot) an.

Das seefernere, höher gelegene Terrain wird von einem lichten Birken-Kieferngebüsch bedeckt, dem *Myrica gale* beigemischt ist. In den Lichtlücken dominiert *Calluna vulgaris*, *Erica tetralix* und *Eriophorum vaginatum*. Vereinzelt haben sich auch Sphagnen behaupten können. Eine hier wachsende Besonderheit soll nicht unerwähnt bleiben: als Gartenflüchtling hat sich eine Art aus der *Amelanchier canadensis*-Gruppe angesiedelt. Bemerkenswert ist das Vorkommen der Kreuzotter (*Vipera berus*). Am Rande sind auch die Spuren der Moorbrandkultur (vorwiegend von *Molinia coer.* gesäumte ehem. Gruppen im Abstand von 5-7 m) zu erkennen.

STOP 2:

Torfwerke Gnarrenburg Friedrich Meiners GmbH & Co. KG
Geschäftsführer Hartmut Koschitzki

Branche	: Rohtorfgewinnung und Verarbeitung
Abtorfungsflächen	: ca. 1000 ha
Gewinnungsmethoden	: Stechen, Fräsen, Baggern
Produktion	: aus Weißtorf: Floratorf
	Torfmischdünger "Super Manural"
	Torfkultursubstrat "TKS 1" und "TKS 2"
	aus Schwarz-Weißtorfgemischen: Floral
	Florahum
	Rhodohum
	Humintorf
	Humosoil
	Floradur
	Blumen- und Gärtnererden
	aus Schwarztorf: Brenn- und Kamintorf
	Orchideentorf

Produktionsmenge	: ca. 700 000 Preßballen (300 l) davon ca. 20 % Export ca. 800 000 Säcke 80/110 l ca. 1 500 000 Kleinpackungen 5 bis 50 l ca. 3 000 t Brenn- und Kamintorf

---

	zus. 430 000 m^3 jährlich
Beschäftigte	: Hauptsaison (Sommer) ca. 200 davon ständige ca. 100
Feldbahnbetrieb	: 70 km Feldbahngleis 30 Diesellokomotiven 500 Feldbahnloren

Südöstlich in unmittelbarem Randbereich zwischen großen und kleinen Huvenhoopssee ist die Abtorfung unter Beachtung der inzwischen vom Bodenkundlichen Institut erarbeiteten Grundbedingungen (> 50 m Schwarztorf, > 30 m Bunkerde) nach den Vorschlägen des Nds. Moorschutzprogrammes beendet und durch Wiedervernässung die Renaturierung eingeleitet.

STOP 3:

Ortsbeschreibung

Ort	: Augustendorf, TK 25 Gnarrenburg, Bl. 2620 Landwirtschaftlicher Betrieb Johann Meyer
Höhe	: 10-12 m ü.NN
Entwässerung	: Rohrdränung
Vegetation	: Grünland
Nutzung	: Handtorfstich und Deutsche Hochmoorkultur
Ausgangsmaterial	: Hochmoortorf (3 m) Mineral. Untergrund: Fluviatile Sande
Bodentyp	: Typisches Hochmoor

Profilbeschreibung

Horizont	Roh-dichte	Poren-volum.	Kf cm/d	Asche	Ct	Nt	C/N	H v.Post	Alter n. ^{14}C-Daten v.Chr.
		%		%	%	%			
Krume	627	68	360	70	18	1,93	9	6-7	
Weißtorf	71-113	87-92	34-300	1,5-3,6	52-54	0,7-1,4	40-74	2-5	ab 790
Schwarz-torf	93-105	92-94	<1-20	1,4-1,8	57-59	0,9-1,1	54-65	6-8	ab 4300
fossiler Podsol:									
f Ah	1100	54	2	96	2,4	0,7	34	-	
f B	1600	33	42	98	1,0	0,3	34	-	
C	1600	33	100	99,5	0,4	0,1	37	-	

Literaturverzeichnis

BRÜNING, K. (Hrsg.) (1958): Handbuch der Historischen Stätten Deutschlands, Band 2 (Niedersachsen und Bremen).- 1. Aufl., 528 S., 14 Kt.; Stuttgart (Alfred Kröner Verlag).

CORDES, H. (1967): Moorkundliche Untersuchungen zur Entstehung des Blocklandes.- Abh. Naturw. Verein Bremen 37, 2: 147-196, 6 Abb., 6 Diagr.; Bremen.

FLIEDNER, D. (1970): Die Kulturlandschaft der Hamme-Wümme-Niederung.- Göttinger Geographische Abhandlungen, Heft 55, 208 S., 29 Abb., 3 Tab.; Göttingen (Verlag Erich Goltze KG).

HACKER, E. & ANEMÜLLER, M. (1970): Landschaftshaushalt und Landschaftsentwicklung im Hamme-Wümme-Gebiet.- 96 S., 22 Abb., 10 Tab., 3 Kt.; Stuttgart (Eugen Ulmer Verlag).

KÜHLKEN, F. (1950): Zwischen Niederweser und Niederelbe.- 1. Aufl., 440 S., 98 Abb.; herausgegeben im Auftrag des Bezirkslehrervereins Stade.

KUNTZE, H. (1984): Bewirtschaftung und Düngung von Moorböden.- Berichte des Bodentechnologischen Instituts des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung; 80 S., 26 Abb., 39 Tab.; Varel.

KUNTZE, H. & VETTER, H. (1980): Düngung und Nutzung von Sandmischkulturen.- 120 S., 83 Darst.; Oldenburg (Landwirtschaftsverlag Weser-Ems).

NIEDERSÄCHSISCHER MINISTER FÜR ERNÄHRUNG, LANDWIRTSCHAFT UND FORSTEN (1981): Niedersächsisches Naturschutzgesetz vom 20. März 1981.- Broschüre, 48 S., Nds. Min..E.L.F.; Hannover.

- (1981): Niedersächsisches Moorschutzprogramm - Teil 1 -, Programm der Niedersächsischen Landesregierung zum Schutz der für den Naturschutz wertvollen Hochmoore mit näheren Festlegungen für rund drei Viertel der noch vorhandenen geologischen Hochmoorfläche in Niedersachsen vom 1. Dezember 1981.- Nds. Min. E.L.F., Mappe mit Erläuterungen, 37 S., 81 Karten 1 : 25000; Hannover.

- (1986): Niedersächsisches Moorschutzprogramm - Teil 2 -, Programm der Niedersächsischen Landesregierung zum Schutz der für den Naturschutz wertvollen Hochmoore und Kleinsthochmoore vom 14. Januar 1986.- Nds.Min.E.L.F., Mappe m. Erläuterungen, 12 S., 3 Anlagen mit 29 S., Tab., Register u. Listen, 1 Übersichtskarte 1 : 500000, 4 Karten 1 : 25000; Hannover.

- (1988): Technische Hinweise für die Herrichtung von Hochmoorflächen nach Torfabbau.- RdErl.d.ML v. 6.5.1988 - 409-22443/3-3 - Anlage 2, Nds.MBl. Nr. 19/1988: 520-521; Hannover.

OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde.- 1. Aufl., 719 S., 263 Abb., 38 Tab.; Neumünster (Karl Wacholtz Verlag).

SCHNEEKLOTH, H. & TÜXEN, J. (1978): Die Moore in Niedersachsen; 5. Teilbereich des Blattes Hamburg-West der Geologischen Karte der Bundesrepublik Deutschland (1 : 200000).- Veröff.Nds. Institut f. Landeskunde und Landesentwicklung an der Universität Göttingen, Reihe A, Bd. 96, Heft 5, 220 S., 1 Karte; Göttingen-Hannover.

Schröder, D. (1930): Pollenanalytische Untersuchungen in den Worpsweder Mooren.- Abh. Naturw. Verein Bremen XXVIII, 1: 13-30, 8 Taf.; Bremen.

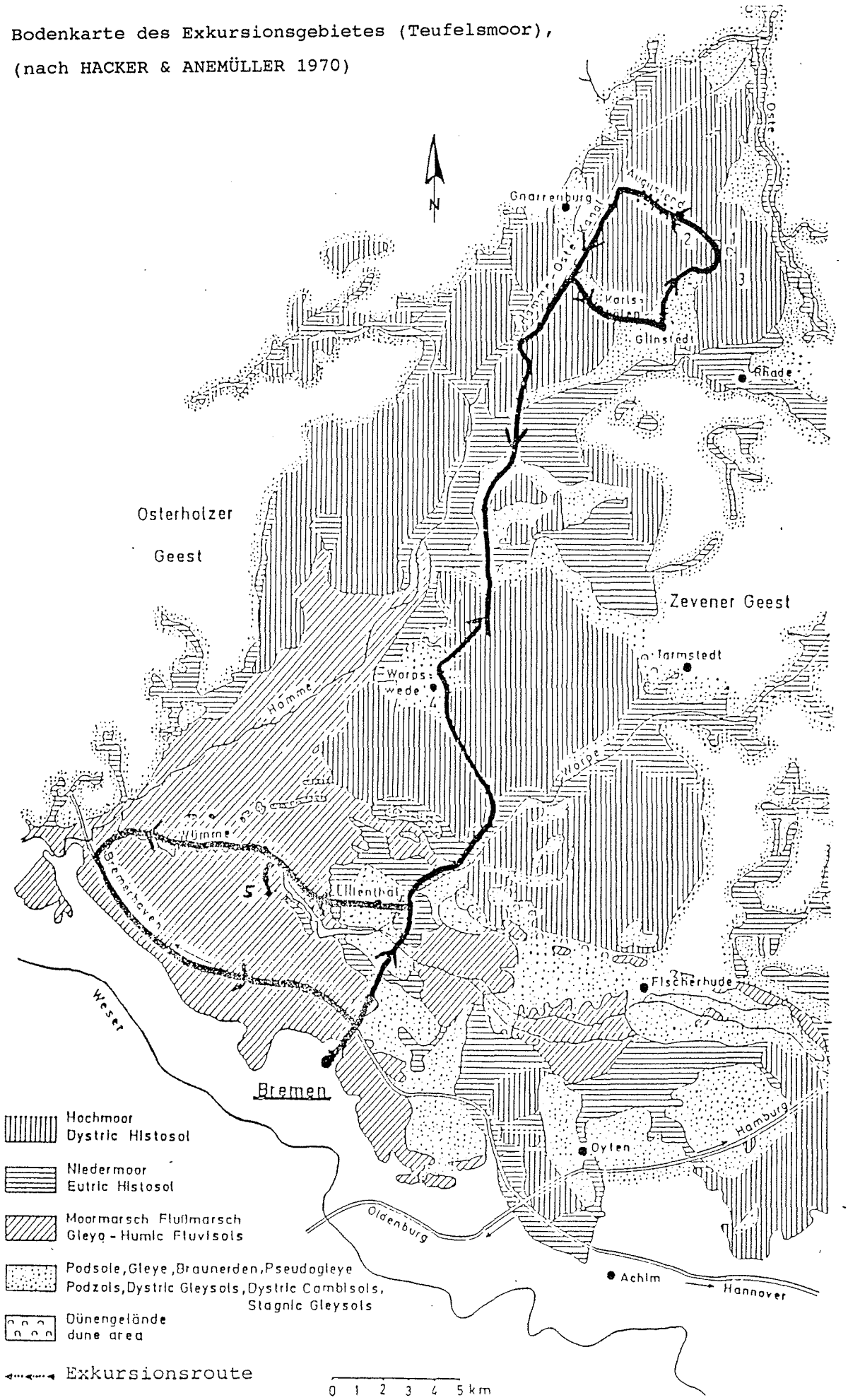
SCHWAAR, J. (Veröff. in Vorb.): Natur und Vergangenheit; Bremen und sein Umland in den letzten 12000 Jahren.- Abh. Naturw. Verein Bremen.

Anhang I: 1 Abbildung

Anhang II: Teilnehmerliste

1. AHRENS, Helmut, Dr.; Berlin (DDR)
2. BRANIEK, Gunter, Dipl.-Geol.; Weimar
3. FISCHER, Hans Wilhelm; Alzey
4. HEUMANN, Georg; Bonn
5. HÖNEMANN, Günter, Dipl.-Geol.; Leipzig
6. KRUTZSCH, Wilfried, Dr.habil.; Berlin, DDR
7. LOTSCH, Dieter, Dr.; Berlin (DDR)
8. MEISWINKEL, Gabriele; Bonn
9. NEBO, Khalil, Dipl.-Geol.; Aleppo, Syrien
10. SCHNEIDER, Joseph, Dr.; Emmendingen

Abb.1: Bodenkarte des Exkursionsgebietes (Teufelsmoor),
(nach HACKER & ANEMÜLLER 1970)



EXKURSION N-2

Oberkreide von Lägerdorf / Perm und Altquartär von Lieth (Holstein)

07.10.1990

Führung: M.-G. SCHULZ, F. GRUBE & B. MENKE *)

mit 8 Abbildungen, 1 Tabelle und 4 Tafeln

Inhaltsübersicht

1. Geologischer Überblick

2. Oberkreide von Lägerdorf
   2.1. Abbau und Lagerungsverhältnisse
   2.2 Lithologie
   2.3 Stratigraphie

3. Perm und Altquartär von Lieth
   3.1 Perm
   3.2 Altquartär

Literaturverzeichnis

---

*) Anschriften der Verfasser: Priv.-Doz. Dr. M.-G. SCHULZ, Geologogisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel, Olshausenstr. 40, 2300 Kiel 1; Prof.Dr. F. GRUBE & Dr. B. MENKE, Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, Mercatorstr. 7, 2300 Kiel 1.

1. Geologischer Überblick

Beide Exkursionspunkte gehören zum Unterelbe-Trog, dem Zentrum des norddeutschen Senkungsbeckens, das bereits im Perm durch besonders große Mächtigkeiten gekennzeichnet ist. Neben dem Zechstein enthält hier auch das Rotliegende gewaltige Salzlager, die zur Halokinese der Salzstöcke Lägerdorf-Krempe, Lieth-Elmshorn, Stade, Hemmoor u.a. wesentlich beigetragen haben (sog. Doppelsalinare).

Diesen Salzstöcken, deren bekanntester wohl Helogland ist, verdanken wir die einzigen Tagesaufschlüsse im Prätertiär Holsteins. Der Salzstock Lägerdorf-Krempe gehört zu den sog. Langhorsten, die mit einer Erstreckung von bis zu 100 km und mehr das charakteristische tektonische Element Norddeutschlands bilden. Der Salzstock von Lieth-Elmshorn ist dagegen nahezu kreisrund (sog. Rundhorst, Abb. 1). Dieser Diapir gehört zu den Paradebeispielen für den tektonischen Bau eines Salzstockes, weil hier Rotliegend und Zechstein bis an die Oberfläche durchgebrochen sind und lange Zeit in Aufschlüssen studiert werden konnten. In der Struktur Lägerdorf-Krempe hat das Salz die Kreide nicht durchschlagen, so daß uns heute in den Lägerdorfer Kreidegruben ein einmaliges Schreibkreide-Profil zugänglich ist (Abb. 2).

2. Oberkreide von Lägerdorf

2.1 Abbau und Lagerungsverhältnisse

Das Kreidevorkommen von Lägerdorf wurde wegen seiner geringen Quartärbedeckung schon frühzeitig entdeckt und landwirtschaftlich zur Melioration genutzt. Bereits im Jahre 1862 entstand in Lägerdorf eines der ersten deutschen Portlandzement-Werke. In den letzten Jahrzehnten wurde hier eine hochmoderne, weitgehend automatisierte Anlage zur Zementproduktion aufgebaut: die "Alsen-Breitenburg Zement- und Kalkwerke GmbH". Als Ton-Zuschlag wird ein Meereston der ausgehenden Elster-Kaltzeit und der Holstein-Warmzeit verwendet, der in der Tongrube Muldsberg (nördl. Itzehoe) gewonnen und per LKW nach Lägerdorf transportiert wird.

Im Stadtgebiet von Lägerdorf ist die Kreide zur Zeit in zwei großen Tagebauen aufgeschlossen, in denen bis ca. 100 m Tiefe abgebaut wird (Abb. 3). Die klassische "Alte Englische Grube" (SSE Lägerdorf) ist verfüllt. Die Grube "Schinkel" (SSW Lägerdorf) erschloß ehemals den Profilbereich vom Mittel-Coniac bis zum Unter-Campan (ERNST 1963, 1966; ERNST & SCHULZ 1974); heute sind das Coniac und das tiefere Santon nicht mehr zugänglich. Die nördlich gelegene Grube "Alsen" (="Heidestraße") umfaßt den Bereich vom Unter-Campan bis ins mittlere Ober-Campan (ERNST 1963; SCHULZ 1978). Die beiden Gruben sind nur durch einen relativ schmalen Wall voneinander getrennt, so daß eine detaillierte lithostrati-

graphische Korrelation im Überlappungsbereich der beiden Profile (ca. 60 m) keine Schwierigkeiten bereitet.

Eine dritte große Kreidegrube ("Saturn") liegt bei Kronsmoor, ca. 2 km nördlich von Lägerdorf. Sie bietet die Fortsetzung des Lägerdorfer Profils zum Hangenden und erschließt ein praktisch lückenloses Profil des weiteren Campan/Maastricht-Grenzbereiches (SCHULZ 1978, 1979).

Das Kreidevorkommen von Lägerdorf und Kronsmoor liegt am NE-Ende des Langhorstes Lägerdorf-Krempe (Abb. 1). Es bildet hier ein flach gespanntes Gewölbe, dessen Achse NNW-SSE streicht (senkrecht zur Salzstockachse) und flach mit ca. 8° nach NNW abtaucht. Die Lägerdorfer Kreidegruben liegen auf dem Top dieses Gewölbes; entsprechend ist die tektonische Beanspruchung relativ gering (GRUBE 1955). Die Grube "Saturn" liegt auf der NE-Flanke des Gewölbes; die Schichten fallen mit ca. 6-7° nach ENE ein. Verwerfungen mit Sprunghöhen um 10 m sind häufiger als in den Lägerdorfer Gruben. Überwiegend sind es antithetische Abschiebungen.

Schichtstörungen durch Verkarstung sind in allen Gruben minimal und auf die nähere Umgebung von Erdfällen beschränkt. Auch die glazitektonische Beanspruchung der Kreide ist gering. Nur im SW-Teil der Grube Schinkel (Werk Dammann) sind neuerdings im Randbereich der Kreideaufwölbung erhebliche glazigene Störungen bekannt geworden.

2.2 Lithologie

Die Ober-Kreide von Lägerdorf ist praktisch durchgehend als reine weiße Schreibkreide ausgebildet, die nur wenig verfestigt ist. Die Lägerdorfer Schreibkreide ist sehr feinkörnig; lediglich 5-15 % der Partikel sind größer als 63 Mikron. Die Feinfraktion besteht überwiegend aus Coccolithen. Daneben bilden Calcisphären und planktische Foraminiferen weitere wesentliche Bestandteile. Aufgrund der Zusammensetzung der Foraminiferen-Faunen schätzte H. ERNST (1978) die Ablagerungstiefe auf 50-200 m.

An der Santon/Campan-Grenze ist ein ca. 9 m mächtiger Horizont von relativ grobkörniger Kreide ("Grobfazies"), der zum großen Teil (ca. 40 %) aus Inoceramen-Prismen besteht, in die Schreibkreide eingeschaltet (G. ERNST 1963; H. ERNST 1978). Die Grobkreide dürfte in flacherem, bewegtem Wasser entstanden sein, was auf eine Hebung des Salzstockes während der "Wernigeröder Phase" zurückgeführt werden kann (VOIGT 1954).

Entsprechend der paläogeographischen Lage weit entfernt von den Landgebieten des Baltischen Schildes und der Mitteleuropäischen Insel ist die Ober-Kreide von Lägerdorf - Krons-

moor kaum terrigen beeinflußt. Der Kalkgehalt der Kreide beträgt im Coniac und Santon um 95 %; er steigt im Unter-Campan an und erreicht sein Maximum mit ca. 98 % im mittleren Teil des Campan. Im höheren Ober-Campan und im tiefsten Unter-Maastricht geht er auf 93-94 % zurück und steigt danach wieder auf ca. 96 % an.

Die Sedimentationsrate der kompaktierten Kreide liegt im Santon und Campan für das Lägerdorfer Gebiet bei ca. 2,5 cm/1000 a; im Maastricht ist sie deutlich höher (ca. 3,5 cm).

Eingeschaltet in die monotone Abfolge weißer Schreibkreide kommen folgende Gesteinstypen in mehr oder minder dünnen Lagen im Lägerdorfer Profil vor: Mergel, mergelige Kreide, pyritimprägnierte (blaugrau gefleckte) Kreide und Flint.

Die **Mergellagen** erreichen eine maximale Dicke von 8 cm; es treten alle Übergänge zwischen einfachen Schichtfugen, dünnen Mergelbestegen und Mergellagen (1-8 cm) auf. Daneben kommen im tieferen Profilteil Tonschlierenlagen vor. Hierbei handelt es sich um bis zu 20 cm mächtige Horizonte, in denen unregelmäßige, 20-30 cm lange, maximal 5 mm dicke Tonschlieren angereichert sind.

Für einige Mergellagen konnte VALETON (1959, 1960) den vulkanischen Ursprung der Tonmineralien nachweisen. Sie deutete diese Lagen entsprechend als Tuffit-Horizonte. SCHOLZ (1973) zeigte jedoch, daß die Zusammensetzung der in der normalen Schreibkreide fein verteilt vorkommenden Tonmineralien weder qualitativ noch quantitativ von der in den Mergellagen abweicht. Untersuchungen an Foraminiferen-Vergesellschaftungen der Mergellagen und ihrer Umgebung ergaben, daß die Anreicherung der Tonpartikel eher durch synsedimentäre selektive $CaCO_3$-Lösung bedingt ist als durch ein einmaliges vulkanisches Ereignis (H. ERNST 1978, 1982).

Dickere auffällige Mergellagen treten im Mittel-Coniac (1), Unter-Campan (3) und unteren Ober-Campan (2) auf. Bis zu 2 m mächtige Horizonte von **mergeliger Kreide** (88-90 % $CaCO_3$) sind charakteristisch für den weiteren Campan-Maastricht-Grenzbereich.

Die **pyritimprägnierten Horizonte**, die an frischen Grubenwänden durch ihre blaugraue Farbe auffallen, werden als "Grabganglagen" bezeichnet. Es gibt alle Übergänge von dünnen (10 cm), intensiv gefärbten, z.T. leicht verhärteten Lagen, die - abgesehen von der beträchtlich geringeren Verhärtung - den "sponge-beds" der englischen Ober-Kreide gleichen, bis zu dicken (ca. 1 m) nur schwach gefärbten Horizonten, die durch Verwitterung schnell ausbleichen. Wie die Mergellagen sind auch die Grabganglagen Anzeichen reduzierter Sedimentation (ERNST & SCHULZ 1974; H. ERNST 1978). Sie sind besonders fossilreich und werden als initiale "hardgrounds" gedeutet.

Auffälligste Unterbrechung des eintönigen Schreibkreide-Profils sind die überwiegend in Lagen angeordneten **Flintkonkretionen.** Die Lagen sind schichtparallel und lassen sich im allgemeinen über den gesamten Aufschlußbereich (1-2 km) verfolgen.

Die Flintführung unterliegt in Quantität, Ausbildungsform, Anordnung, Farbe und Dichte einem stratigraphisch recht bezeichnenden Wechsel. Im Coniac ist der Flint weiß bis hellgrau gefärbt, bedingt durch seine hohe Porosität, die jener der umgebenden Kreide gleicht (SCHOLZ 1973).

Im Santon sind die Flintknollen überwiegend grau, während sie im Campan und Maastricht meist schwarz und dicht sind. Das Maximum der Flintentwicklung liegt im mittleren Unter-Campan, wo im Abstand von ca. 1 m deutliche Lagen großer, plattig-knolliger Flinte auftreten.

2.3 Stratigraphie

Die oben beschriebenen, von der normalen Schreibkreide abweichenden Lagen, bilden die Grundlage der lithostratigraphischen Gliederung des Profils. Alle aushaltenden, deutlichen Lagen wurden charakterisiert, beschrieben und ihre Abstände in mehreren parallelen Profilen vermessen. Ausgehend von der markanten Mergellage M1 im tiefen Unter-Campan wurden die Leithorizonte einerseits ins Liegende, andererseits ins Hangende fortlaufend numeriert. Im Campan/Maastricht-Profil der Grube Saturn bei Kronsmoor erfolgte die Numerierung von der Flintlage F 600 (Campan/Maastricht-Grenze) ausgehend nach oben und unten. Insgesamt konnten bisher ca. 250 Bezugshorizonte, in der Hauptsache Feuersteinlagen, ausgegliedert werden. Anhand dieses detaillierten Gliederungsschemas wurden seit ca. 35 Jahren systematische, exakt horizontierte Fossilaufsammlungen durchgeführt. Das inzwischen vorliegende reichhaltige Material (überwiegend Belemniten und Echinodermen) ermöglichte eine biostratigraphische Untergliederung in 25 Faunen-Zonen und eine Einhängung in die internationale Stufengliederung (Abb. 4, 5).

Obwohl **Makrofossilien** in der Schreibkreide recht selten sind, bietet das Lägerdorfer Profil wegen seiner Vollständigkeit und der gleichbleibenden Fazies ideale Voraussetzungen für phylogenetische Untersuchungen. Bisher wurden verschiedene Entwicklungsreihen der Belemniten (ERNST 1964; ERNST & SCHULZ 1974; SCHULZ 1979), irregulären Echiniden (ERNST 1970, 1971; ERNST & SCHULZ 1971; SCHULZ 1985) und Asteroideen (SCHULZ & WEITSCHAT 1975, 1981) bearbeitet. Vertreter dieser Evolutionsreihen der Belemniten und Echiniden sind vorzugsweise zur Zonengliederung herangezogen worden.

Um auch die **Mesofauna** zu erfassen und biostratigraphisch und palökologisch auszuwerten, wurden systematisch im gesamten Profil Großproben (50-100 kg) entnommen. Bisher wurden 90 derartige Proben mit einem Gesamt-Trockengewicht von 6 t aufbereitet, die eine reiche Fauna an Brachiopoden, Bryozoen, Asteroideen, Ophiuroideen, Crinoiden, Serpuliden u.a. geliefert haben (H. ERNST 1984a).

Die Häufigkeit und Diversität der Mesofauna nimmt vom Coniac zum Campan stetig zu; im Unter-Maastricht ist ein Aufblühen der gesamten Mesofauna zu verzeichnen. Bisher wurden die Serpuliden (JÄGER 1983) und die Cranien (H. ERNST 1984b) monographisch bearbeitet.

Aus der reichen **Mikrofauna** der Lägerdorfer Kreide wurden bereits ein großer Teil der Foraminiferen- und Ostracoden-Faunen bearbeitet bzw. ökologisch und biostratigraphisch ausgewertet (KOCH, in ERNST & SCHULZ 1974; KOCH 1977; H. ERNST 1978; CLARKE 1982, 1983; SCHÖNFELD, 1990). CLARKE (1983, Abb. 17) konnten das Mittel-Coniac bis Ober-Maastricht von Lägerdorf-Kronsmoor-Hemmoor in 10 Ostracoden-Zonen gliedern, die jeweils noch in 2-3 Abschnitte unterteilt werden. SCHÖNFELD (1990, Abb. 2, 8) schlägt für das Profil von Lägerdorf und Kronsmoor (Mittel-Coniac bis Unter-Maastricht) eine Gliederung in 20 Benthosforaminiferen-Zonen vor (Abb. 6, 7).

Coniac

Sedimente des Coniac sind z.Zt. nicht zugänglich, da der untere Teil der Grube Schinkel seit mehreren Jahren unter Wasser steht. Zeitweise waren die obersten 30 m des Coniac erschlossen. Nach einer Aufschlußbohrung, welche die *deformis*-Zone des Unter-Coniac erreicht hat, beträgt die Mächtigkeit des Mittel- und Ober-Coniac zusammen ca. 50 m.

Die Kreide des Coniac ist relativ hart und reich an Mergel-, Tonschlieren- und Grabganglagen. Stratigraphisch wichtig sind Inoceramen (*I. involutus, I. fasciculatus*), Echiniden (*Micraster bucailli, Hagenowia rostrata*) und die erste Form der *Gonioteuthis*-Reihe (*G. westfalica praewestfalica*). Daneben kommen weitere Echiniden (*Echinocorys* gr. *scutata*, *Cardiotaxis aequituberculatus*) und Brachiopoden (*Gibbithyris* cf. *gibba*) relativ häufig vor.

Santon

Die Mächtigkeit des Santon beträgt im Lägerdorf-Profil ca. 70 m. Die Schichtenfolge des Unter- und Mittel-Santon läßt sich anhand zahlreicher Grabgang- und Tonschlierenlagen lithologisch gut gliedern. Daneben treten charakteristische Lagen weißer bis grauer Knollen-

flinte auf. Die besonders feinkörnige Schreibkreide des Ober-Santon weist dagegen nur wenige Leithorizonte (Flintlagen) auf.

Der tiefere Teil des Santon ist abgesehen von Inoceramen, Echinocoryten und Brachiopoden recht fossilarm. Im Mittel-Santon findet sich besonders in den Grabganglagen eine reiche Echinodermen- und Belemniten-Fauna.

Biostratigraphisch wird das Santon hauptsächlich anhand der aufeinanderfolgenden Chronospezies der *Gonioteuthis*- Evolutionsreihe (*G. westfalica, G. westfalicagranulata, G. granulata*) gegliedert. Daneben sind Inoceramen (*I. pachti, I. cardissoides, I. undulatoplicatus, I. cordiformis*), Echiniden (*Micraster coranguinum, M. rogalae, Hagenowia anterior, Infulaster infulasteroides)* und freischwimmende Crinoiden (*Uintacrinus socialis, Marsupites testudinarius*) wichtige Leitformen.

Bemerkenswert ist außerdem eine reiche Asteroideen-Fauna, die in den feinkörnigen Sedimenten des Ober-Santon einige nahzu vollständige Exemplare geliefert hat (u.a. *Metopaster parkinsoni, M. uncatus, Chomataster humilis, Ch. ornatus, Crateraster quinqueloba, Cr. rotundus*).

Campan

Wegen der erheblichen Mächtigkeit des Campan (270 m) werden Unter- (115 m) und Ober-Campan (155 m) getrennt behandelt.

Unter-Campan

Die Santon/Campan-Grenze ist lithologisch durch eine ca. 9 m mächtige Schichtenfolge relativ grobkörniger, zum großen Teil aus Inoceramen-Prismen bestehender Kreidekalke gekennzeichnet. Der unterste Meter dieses Bereiches enthält zahlreiche Einzelplatten (vereinzelt auch ganze Kelche) von *Marsupites testudinarius* und ist damit biostratigraphisch noch dem Santon zuzurechnen.

Abgesehen von dieser "Grobfazies" ist das Unter-Campan als feinkörnige, weiche Schreibkreide ausgebildet, in die zahlreiche kräftige, gut belegte Lagen meist schwarzer, knolliger bis plattiger Flinte eingeschaltet sind. In das mittlere Unter-Campan fällt das Maximum der Flintentwicklung im Lägerdorfer Profil. Der Flintgehalt der Kreide erreicht nach EHRMANN (1986, Abb. 15) ca. 1,5 Gewichtsprozent. Die kräftigste Flintlage des Profils ist die F28. Als markante lithostratigraphische Leithorizonte treten außerdem drei Mergellagen (M1, M2, M3) auf.

Biostratigraphisch wichtig sind die späten Repräsentanten der Gonioteuthis-Reihe (*G. granulataquadrata, G. quadrata quadrata, G. quadrata gracilis*). Außerdem liefern die Vertreter der Evolutions-Reihe *Offaster pilula - Galeola sensonensis - G. papillosa* gute Leitformen. Daneben ist im tieferen Unter-Campan *Inoceramus* gr. *lingua* und im höheren Unter-Campan das Einsetzen von *Echinocorys conica* stratigraphisch verwendbar.

Neben einer reichen Mesofauna (Brachiopoden, Bryozoen, Serpuliden) finden sich Echiniden (*Micraster schroederi, Echinocorys* gr. *marginata/gibba, Cardiotaxis herberti, Salenia* sp., *Stereocidaris* sp.), Crinoiden (*Bourgueticrinus* sp., *Austinocrinus rothpletzi*) und Asteroideen (u.a. *Metopaster polyplacus, M. uncatus, Chomataster rectus, Recurvaster* cf. *blackmorei*).

Bemerkenswert ist das massenhafte Auftreten des Klein-Echiniden *Offaster pilula* direkt über dem lithostratigraphischen Leithorizont F18 an der Oberkante des Unteren Unter-Campan.

Ober-Campan

Die Grenze Unter/Ober-Campan wird mit dem Aussetzen der Gattung *Gonioteuthis* gezogen. Sie ist lithologisch durch den Mergelbesteg B65 gekennzeichnet.

Gegenüber dem Unter-Campan treten markante Leithorizonte im Ober-Campan weitgehend zurück. Sie beschränken sich auf wenige Flintlagen (F105, F575) und Mergelbestege (B69, B80). Zusätzlich werden im oberen Teil geringmächtige Horizonte mergeliger Kreide (mB 585-594) zur Gliederung verwendet. Typisch für große Bereiche des Ober-Campan sind Schichtkomplexe, in denen grau gefärbte Grabgänge (*Zoophycos*) gehäuft auftreten ("Bänderkreide"; VOIGT & HÄNTSCHEL 1956). Im höchsten Ober-Campan sind in einem 5 m mächtigen Bereich zylindrische, senkrecht stehende Strukturen von schwarzer pyritimprägnierter Kreide häufig. Sie haben einen Durchmesser von 5-10 cm und enthalten in ihrem Inneren einen sehr dünnen langen Gang, *Bathichnus paramoudrae* (BROMLEY, SCHULZ & PEAKE 1975).

Biostratigraphisch wichtig für das Ober-Campan sind Belemniten (*Belemnitella* gr. *mucronata, B. langei, B.* cf. *najdini*) und Echiniden (*Echinocorys conica, Galerites roemeri, G. vulgaris, Micraster grimmensis, Cardiaster granulosus*). Daneben finden auch erstmals Ammonoideen (*"Pachydiscus" stobaei, Bostrychoceras polyplocum*) als Leitformen Verwendung.

Neben einer reichen Mesofauna kommen außerdem Echiniden (*Echinocorys subglobosa, Cardiotaxis heberti, Isomicraster stolleyi, Micraster glyphus, Salenia* sp., *Stereocidaris sceptrifera*), Crinoiden (*Bourgueticrinus* sp., *Austinocrinus rothpletzi*), Inoceramen (*I.* gr. *balticus/regularis*)

und Asteroideen (u.a. *Chomataster studlandensis*, *Ch. alseni*, *Metopaster praetumidus*, *Teichaster favosus*) vor.

Maastricht

Vom Maastricht sind in Kronsmoor die unteren 50-60 m des Unter-Maastricht aufgeschlossen. Die Fortsetzung des Profils zum Hangenden bildet das heute nicht mehr zugängliche, ca. 140 m mächtige Profil von Hemmoor, dessen tiefster Teil sich mit dem Kronsmoor-Profil überlappt und das bis ins Obere Ober-Maastricht reicht (SCHULZ & SCHMID 1983). In dem kombinierten Kronsmoor-Hemmoor-Profil beträgt die Mächtigkeit des Unter-Maastricht 86 m (SCHULZ 1979, Abb. 2, Tab. 7).

Die Basis des Maastricht wird mit dem Einsetzen der Belemniten-Gattung *Belemnella* (*B. lanceolata*) gezogen. Der Leit-Ammonit der Maastricht-Stufe *Hoploscaphites constrictus* tritt erst im Oberen Unter-Maastricht etwas häufiger auf, im Unteren Unter-Maastricht ist er ausgesprochen selten und deshalb zur praktischen Grenzziehung ungeeignet.

Die Grube "Saturn" bei Kronsmoor bietet offenbar das vollständigste Campan/Maastricht-Grenzprofil NW-Europas. Die einzigen deutlichen Anzeichen einer kurzfristigen Sedimentationsunterbrechung finden sich in der Grabganglage G604, die stellenweise etwas verhärtet ist, 4,5 m über der Maastricht-Basis.

Lithologisch wird die Campan/Maastricht-Grenze durch eine wenig auffällige Lage kleiner, grauer "Grabgang-Flinte" (F600) markiert. Die wichtigsten Leithorizonte im Unteren Unter-Maastricht sind die Grabganglagen (G604, 610, 615, 620); Flintlagen fehlen. Erst im Oberen Unter-Maastricht (11 m über Basis) setzt die Flintführung mit schwarzen, mittelgroßen, sehr unregelmäßig geformten Knollen, die nur undeutliche Lagen bilden, erneut ein. Bemerkenswerterweise beginnt die Flintführung im Maastricht-Profil der ca. 35 km entfernten Grube Hemmoor im selben stratigraphischen Niveau (SCHULZ 1978, 1979).

Zur biostratigraphischen Gliederung des Unter-Maastricht wurden die Arten der Gattung *Belemnella* herangezogen, die sich auf zwei parallele Entwicklungsreihen (Untergattungen *Belemnella* und *Pachybelemnella*) verteilen (SCHULZ 1979). Die Vertreter der Untergattung *Pachybelemnella* (*B. inflata*, *B. obtusa*, *B. sumensis*) sind in einigen Profilbereichen, besonders zwischen den Lagen G615 und G620 recht häufig. Neben den Belemnellen liefert die Echiniden-Reihe *Galerites vulgaris* - *G. abbreviatus* - *G. stadensis* zwei ausgezeichnete biostratigraphische Zeitmarken im Unter-Maastricht (SCHULZ 1985).

Die Mesofauna (Bryozoen, Brachiopoden, Serpuliden) ist gegenüber dem tieferen Profilteil beträchtlich reichhaltiger. Die Klein-Brachiopoden des Kronsmoor-Profils wurden von SURLYK (1982) bearbeitet, so daß nunmehr eine direkte Korrelation zwischen der Belemnellen-Gliederung des Unter-Maastricht (SCHULZ 1979) und der für das Maaastricht Dänemarks entwickelten Brachiopoden-Zonierung (SURLYK 1970) besteht.

Das Obere Unter-Maastricht ist merklich fossilreicher als das Untere. Hier treten erstmals im Profil von Lägerdorf-Kronsmoor Ammoniten (*Baculites* sp., *Hoploscaphites constrictus*, *Acanthoscaphites varians*), Nautiliden (*Cymatoceras patens*) und Lamellibranchiaten (*Pycnodonte vesicularis*, *Neithea sexcostata*) häufiger auf. Daneben sind Crinoiden (*Isselicrinus buchii*), Asteroideen (*Metopaster undulatus*, *Teichaster reticulatus*, *Ophryaster magnus*) und Brachiopoden (*Magas chitoniformis*, *Carneithyris subcardinalis*, *Trigonosemus pulchellus*) z.T. recht häufig. Wahrscheinlich ist die Häufigkeitszunahme der genannten Faunenelemente auf eine Verringerung der Wassertiefe zurückzuführen (SCHULZ 1978), die sich im Ober-Maastricht (Hemmoor) fortsetzte und dort besonders durch Änderungen in der Zusammensetzung der Serpuliden-Faunen (JÄGER 1983) deutlich belegt ist.

3. Perm und Altquartär von Lieth

3.1 Perm

Zu den bekanntesten geologischen Exkursionszielen in Norddeutschland zählen die Permaufschlüsse von Lieth, die von W. ERNST (1931) monographisch bearbeitet wurden.

Alle Ton- und Kalkgruben liegen im westlichen Hebungskranz des Salzstockes Lieth-Elmshorn (ERNST 1931, Taf. I; GRUBE 1957, Abb. 1). Während die Kalke des Zechstein als "schwarzer Düngekalk" verwendet wurden, diente der rote Ton des Rotliegend als Rohstoff für die Ziegelproduktion. Heute findet nur noch in der südlichsten Grube, der "Meinertschen Kalkgrube", ein episodischer Abbau statt, die übrigen Gruben sind seit vielen Jahren aufgelassen und z.T. verfüllt. Besondere Bedeutung besitzt der Trenndamm zwischen zwei abgesoffenen Tongruben östlich der Bahnlinie Elmshorn-Pinneberg, weil in diesem Damm die Rotliegend-Fundschichten der Fossilaufsammlungen des früh verstorbenen Geologen F. REICHE erhalten sind. REICHE entdeckte in den bis dahin als fossilfrei geltenden Rotliegend-Schichten zunächst einzelne Estherien und später, während einer mehrmonatigen gezielten Grabung eine mesophytische Flora, die von K. MÄDLER in der Zwischenzeit monographisch bearbeitet wurde (MÄDLER, im Druck). Außerdem fand REICHE eine mannigfaltige Begleitfauna von Muscheln (BACKHAUS 1964), Gastropoden, Ostracoden, Insekten, Fischen und Stegocephalen.

Gesteine des Rotliegenden sind z.Zt. nur noch in der Meinertschen Kalkgrube aufgeschlossen; sie bilden die Kerne einzelner Spezialsättel. Über dem Rotliegenden folgen die Sedimente des Unteren Zechsteins (Werra-Serie) vom Basalsandstein über den Kupferschiefer und den Zechsteinkalk bis zur Kalkasche (Linienanhydrit). Der im Zentrum der Kalkgrube aufgeschlossene Gipshut zeichnet sich durch eine charakteristische Feinschichtung aus, welche die Vermutung nahelegt, daß dieser Gips ebenfalls in die Werra-Serie zu stellen ist. Das jüngste Schichtglied bildet das kalkige Basis-Sediment der Staßfurt-Serie (Stinkschiefer). Eine neuere Faunenliste für den Zechstein von Lieth verdanken wir MALZAHN (1966).

Während der Kupferschiefer nur Fische (meist *Palaeoniscus freieslebeni*) und Pflanzenreste geliefert hat, liegt aus dem Zechsteinkalk von Lieth eine reiche Fauna vor. ERNST (1931, S. 87) nennt: *Callophyllum profundum*, *Stenoscisma schlotheimi*, *Crurithyris clannyana*, *Strophalosia* sp., *Euomphalus planorbites*, "*Pleurotomaria*" cf. *antrina* und "*Nautilus*" sp. Darüber hinaus enthält die Fossilliste von MALZAHN (1966) neben 11 Foraminiferen- und 3 Ostracoden-Arten u.a. folgende Invertebraten: *Lingula credneri*, *Dentalium speyeri*, *Straparollus permianus*, *Euomphalus rennstiegensis*, *Ophthalmapseudes rhenanus*, *Miocidaris keyserlingi* sowie Skelettelemente von Ophiuroideen und Asteroideen. Aus dem Stinkschiefer gibt MALZAHN einen unbestimmbaren Fischrest und Pflanzenreste an.

Die Meinertsche Kalkgrube bietet die einmalige Gelegenheit, den tektonischen Bau eines Salzstock-Kernes zu untersuchen. Im Gegensatz zu der fast ungestörten Kreide im Salzstock-Dach von Lägerdorf sind hier die Permschichten extrem deformiert. Das salztektonische Inventar reicht vom einfachen Rotliegend-Sattel bzw. der Zechstein-Mulde über Verwerfungen, Überkippungen und Kulissen-Falten bis zur Mylonit-Zone.

Einen bedeutenden Einfluß auf das heutige Erscheinungsbild hat auch die Subrosion der Kalke und Gipse, die zu Erdfällen und grabenartigen Einbrüchen führte. In einem dieser Karst-Gräben blieb eine einmalige Sandserie mit Braunkohlenflözen des Altquartärs von der Exaration der nachfolgenden Inland-Gletscher verschont.

3.2 Altquartär

In einem eng begrenzten Grabenbereich auf dem Salzstock Elmshorn ist eine komplexe Schichtenfolge aus Braunkohle und Kaolinsand (Lieth-Serie) aufgeschlossen, die aufgrund ihres Floreninhalts dem ältesten Quartär angehört. Der botanische Inhalt spiegelt wine wechselvolle Entstehungsgeschichte wider (Abb. 8). Die Befunde lassen sich unter verschiedenen Gesichtspunkten zusammenfassen:

1. Allgemeine Floren- und Vegetationsgeschichte und - daraus abgeleitet - die Klima geschichte
2. Die lokale Entwicklung im Grabenbereich

Alle Sand- und Schluffschichten sind im Prinzip kaltzeitlicher, alle organogenen Ablagerungen warmzeitlicher Entstehung, wobei graduelle Unterschiede bestehen. In den Kaltzeiten herrschten (so weit bekannt) überwiegend subarktische bis niederarktische Bedingungen. Vereisungsspuren sind nicht bekannt.

Für die Warmzeiten ist eine quartäre Grundsukzession der Waldentwicklung mit spezifisch ältestquartären Merkmalen kennzeichnend (MENKE 1975, 1976). Die Fossilinhalte lieferten bemerkenswerte Beiträge zur Floren- und Vegetationsgeschichte Mitteleuropas.

In den Kaltzeiten und frühen Abschnitten der Warmzeiten war in der Hohlform häufig ein seichtes, nährstoffarmes Gewässer vorhanden, die warmzeitlichen Moore hatten durchweg Hochmoorcharakter.

Bereits während der Ablagerung muß eine Kippung der Schichten durch Senkungsvorgänge erfolgt sein. Diese führten später zu schweren Lagerungsstörungen. Die Lieth-Serie ist zuletzt in der Weichsel-Kaltzeit periglazial gekappt und durch Kryoturbation oberflächlich überformt worden. Die Deckschichten bestehen aus hoch- bis spätglazialen Flugsanden mit interstadialen Bildungen: das Meiendorf-Interstadial als humose bis schluffige Lage und das Alleröd-Interstadial als Nanopodsol. Örtlich sind diese Deckschichten ebenfalls tektonisch gestört.

Tab. 1: Gliederung und Lithologie des Perms von Lieth (verändert nach ERNST 1931)

Zechstein

Staßfurt-Serie

Stinkschiefer: ca. 60 m bituminöse, dünnplattige Kalke mit Bänken von massigem Stinkkalk

Werra-Serie

Werra-Anhydrit: feinkörniger Anhydrit, z.T. feingeschichtet als "Linienanhydrit", überwiegend als Lösungsrückstand: "Kalkasche" (8-20 m).

Anhydritknotenschiefer: 2,5-3 m vorwiegend feingeschichtete, bituminöse, porige Kalke ("Blasenschiefer"); an der Basis 0,5 m massige Bank von "Blasenkalk".

Zechsteinkalk: 4-5 m dünnbankige, unten meist dichte, oben meist feinkristalline Kalke; im oberen Teil mit zwei ca. 0,5 m mächtigen Bänken eines groboolithischen Kalkes.

Kupferschiefer: 0,3-0,5 m dunkler, pyrithaltiger, kohliger Mergelschiefer; an der Oberkante 5-8 cm grünlichgraue Mergel.

Zechsteinkonglomerat: 0,5-1,1 m grünlichgrauer, toniger Kalksandstein.

Rotliegend

Ober-Rotliegend

1,8-2,3 m lockerer, braunroter, tonig-kalkiger Sand.

0,5-0,8 m braunroter, hellgefleckter, toniger Kalksandstein.

"Bänderschiefer": 0,15-0,35 m grauer, kalkig-sandiger Schiefer; im unteren Teil mit ungeschuppten Palaeonisciden (cf. *Phanerosteon*), im oberen Teil mit Steinsalzpseudomorphosen.

"Roter Ton": mächtige ziegelrote, z.T. feinsandige Tonmergel mit Einschaltungen von tonig-kalkigen Sandsteinen sowie unregelmäßig begrenzten Gipskörpern.

Literaturverzeichnis

BACKHAUS, E. (1964): Die Lamellibranchiaten aus den roten permischen Schichten von Lieth bei Elmshorn (Holstein).- Geol. Jb., 82: 103-130, 3 Abb., 1 Taf.; Hannover.

BROMLEY, R.G., SCHULZ, M.-G. & PEAKE, N.B. (1975): Paramoudras: giant flints, long burrows and the early diagenesis of chalks.- Kongl. Dan. Vid. Selsk., Biol. Skrift., 20, 10, 31 S., 10 Abb., 5 Taf.; Kopenhagen.

CLARKE, B. (1982): Die Gattung *Cytherelloidea* ALEXANDER, 1929 (Ostracoda) im Schreibkreide-Richtprofil von Lägerdorf-Kronsmoor-Hemmoor (NW-Deutschland).- Geol. Jb., A 61: 35-71, 11 Abb., 3 Taf.; Hannover.

- (1983): Die *Cytheracea* (Ostracoda) im Schreibkreide-Richtprofil von Lägerdorf-Kronsmoor-Hemmoor (Coniac-Maastricht; Norddeutschland).- Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 54: 65-168, 17 Abb., 3 Tab., 15 Taf.; Hamburg.

EHRMANN, W.U. (1986): Zum Sedimenteintrag in das zentrale nordwesteuropäische Oberkreidemeer.- Geol. Jb., A 97: 3-139, 25 Abb., 26 Tab.; Hannover.

ERNST, G. (1963): Stratigraphische und gesteinschemische Untersuchungen im Santon und Campan von Lägerdorf (SW-Holstein).- Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 32: 71-127, 8 Abb., 1 Prof.-taf., 5 Tab., 2 Taf.; Hamburg.

- (1964): Ontogenie, Phylogenie und Stratigraphie der Belemnitengattung *Gonioteuthis* BAYLE aus dem nordwestdeutschen Santon/Campan.- Fortschr. Geol. Rheinland und Westf., 7: 113-174, 24 Abb., 4 Tab., 4 Taf.; Krefeld.

- (1966): Fauna, Ökologie und Stratigraphie der mittelsantonen Schreibkreide von Lägerdorf (SW-Holstein).- Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 35: 115-150, 8 Abb., 3 Taf., 1 Tab.; Hamburg.

- (1967): Über Fossilnester in *Pachydiscus*-Gehäusen und das Lagen-Vorkommen von Echiniden in der Oberkreide NW-Deutschlands.- Paläont. Z., 41: 211-229, 4 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.

- (1970): Faziesgebundenheit und Ökomorphologie bei irregulären Echiniden der nordwestdeutschen Oberkreide. - Paläont. Z., 44: 41-62, 8 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.

- (1970): Zur Stammesgeschichte und stratigraphischen Bedeutung der Echiniden-Gattung *Micraster* in der nordwestdeutschen Oberkreide.- Mitt.Geol.Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 39: 117-135, 4 Abb., 2 Taf.; Hamburg.

- (1971): Biostatistische Untersuchungen über die Ontogenie und Phylogenie der *Offaster/Galeola*- Stammesreihe aus der borealen Oberkreide.- N.Jb. Geol.Paläont., Abh. 139: 169-225, 23 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

- (1972): Grundfragen der Stammesgeschichte bei irregulären Echiniden der nordwesteuropäischen Oberkreide.- Geol.Jb.,A 4: 63-175, 26 Abb., 7 Taf.; Hannover.

ERNST, G. & SCHULZ, M.-G. (1971): Die Entwicklungsgeschichte der hochspezialisierten Echiniden-Reihe *Infulaster-Hagenowia* in der borealen Oberkreide.- Paläont. Z., 45: 120-143, 8 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.

- (1974): Stratigraphie und Fauna des Coniac und Santon im Schreibkreide-Richtprofil von Lägerdorf (Holstein).- Mitt.Geol.Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 43: 5-60, 15 Abb., 5 Taf.; Hamburg.

ERNST, H. (1978): Zu Bathymetrie und Sedimentstrukturen der Schreibkreide von Lägerdorf/Holstein (Coniac-Santon): Eine quantitative Analyse der Foraminiferen-Faunen.- Mitt.Geol.Paläont.Inst. Univ. Hamburg, 48: 53-78, 2 Profil-Taf., 2 Fig., 1 Taf.; Hamburg.

- (1982): The Marl Layer M 100 in the Maastrichtian of Hemmoor - An Example of Selective $CaCO_3$-Dissolution.- Geol.Jb., A 61: 109-127, 8 Abb., 1 Taf.; Hannover.

- (1984a): Bericht über die Großprobenserie im Schreibkreide-Richtprofil von Lägerdorf/Kronsmoor (M.-Coniac bis U.-Maastricht).- Mitt. Geol.Paläont.Inst. Univ. Hamburg, 57: 137-145, 1 Abb., 1 Tab.; Hamburg.

- (1984b): Ontogenie, Phylogenie und Autökologie des inarticulaten Brachiopoden *Isocrania* in der Schreibkreide-Fazies NW-Deutschlands.- Geol.Jb., A 77: 3-105, 37 Abb., 3 Tab., 8 Taf.; Hannover.

ERNST, H. & SCHULZ, M.-G. (1980): The White Chalk Quarries of Lägerdorf and Kronsmoor.- In: BIRKELUND, T. & BROMLEY, R.G.: The Upper Cretaceous and Danian of NW-Europe. Excursion 069 A: 75-82, 2 Fig., Publ. 26^{e} Congrès géologique international; Paris.

ERNST, W. (1931): Über das Perm von Lieth bei Elmshorn (Holstein).- Mitt.Geol. Staatsinst. Hamburg, 12: 49-124, 6 Taf.; Hamburg.

GRUBE, F. (1955a): Tektonische Untersuchungen in der Oberkreide von Lägerdorf (Holstein).- Mitt.Geol. Staatsinst. Hamburg, 24: 5-32, 4 Abb.; Hamburg.

- (1955b): Fossilführende spätglaziale Karstschlotten im Zechstein des Salzstockes Elmshorn (Holstein).- Mitt.Geol. Staatsinst. Hamburg, 24: 33-39, 2 Abb.; Hamburg.

- (1957): Das Oberflächenbild der Salzstöcke Elmshorn, Lägerdorf - Holstein und Stade (Niedersachsen).- Mitt.Geol. Staatsinst. Hamburg, 26: 5-22, 3 Abb., 1 Skizze; Hamburg.

JÄGER, M. (1983): Serpulidae (Polychaeta sedentaria) aus der norddeutschen höheren Oberkreide (Coniac bis Maastricht), ihre Systematik, Stratigraphie und Ökologie.- Geol.Jb., A 68: 3-219, 7 Abb., 15 Tab., 16 Taf.; Hannover.

KLINGLER, W. (1949): Die obersenone Schreibkreide von Lägerdorf.- Mitt.Geol. Staatsinst. Hamburg, 19: 51-52, 1 Abb.; Hamburg.

KOCH, W. (1977): Biostratigraphie in der Oberkreide und Taxonomie von Foraminiferen.- Geol.Jb., A 38: 11-123, 2 Abb., 1 Tab., 17 Taf.; Hannover.

MALZAHN, E. (1966): Vorläufige Liste der im Meinert'schen Steinbruch Lieth (Holstein) aufgesammelten Fossilien.- Unveröffentl. Bericht, 3 S.; Hannover.

MENKE, B. (1975): Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwestdeutschlands im Pliozän und Frühquartär. Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des Weichsel-Frühglazials.- Geol.Jb., A 26: 3-151, 9 Abb., 3 Tab., 8 Taf.; Hannover.

- (1976): Pliozäne und ältestquartäre Sporen- und Pollenflora von Schleswig-Holstein.- Geol.Jb., A 32: 3-197, 4 Abb., 1 Tab., 52 Taf.; Hannover.

MENKE, B., CHRISTENSEN, S., GRUBE, F. & ROSS, P.-H. (1984): Der Salzstock Lieth/Elmshorn und das Quartär von Westholstein.- In: DEGENS, E.T., HILLMER, G. & SPAETH, C. (Hrsg.): Exkursionsführer Erdgeschichte des Nordsee- und Ostseeraumes: 445-465, 4 Abb.; Hamburg (Geol.-Paläont. Inst.).

SCHMID, F. (1975): Crinoiden-Stielglieder aus dem Maastricht Nordwestdeutschlands und ihre biostratigraphische Auswertung.- Mitt.Geol.Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 44: 235-248, 2 Abb., 3 Taf.; Hamburg.

- (1982): Das erweiterte Unter-/Ober-Maastricht-Grenzprofil von Hemmoor, Niederelbe (NW-Deutschland).- Geol.Jb., A 61: 7-12, 3 Abb.; Hannover.

SCHÖNFELD, J. (1990): Zur Stratigraphie und Ökologie benthischer Foraminiferen im Schreibkreide-Richtprofil Lägerdorf/Holstein.- Geol.Jb., A 117: 3-151, 23 Abb., 10 Tab., 6 Taf.; Hannover.

SCHOLZ, R. (1973): Zur Sedimentologie und Kompaktion der Schreibkreide von Lägerdorf in SW-Holstein.- N.Jb.Miner., Abh. 118: 111-133, 10 Abb., 5 Tab.; Stuttgart.

SCHUBERT, T. (1986): Parallele Merkmalsentwicklung der Bryozoen-Arten von *Woodipora* JULLIEN 1888 im Coniacium bis Maastrichtium NW-Europas.- Geol.Jb., A 98: 3-83, 16 Abb., 9 Taf.; Hannover.

SCHULZ, M.-G. (1978): Zur Litho- und Biostratigraphie des Obercampan-Untermaastricht von Lägerdorf und Kronsmoor (SW-Holstein).- Newsl. Stratigr., 7: 73-89, 3 Fig.; Berlin, Stuttgart.

- (1979): Morphometrisch-variationsstatistische Untersuchungen zur Phylogenie der Belemnitengattung *Belemnella* im Untermaastricht NW-Europas.- Geol.Jb., A 47: 3-157, 66 Abb., 7 Tab., 12 Taf.; Hannover.

- (1982): Erster Nachweis der Belemnitengattung *Belemnitella* (*B. pulchra* n. sp.) im mittleren Untermaastricht NW-Deutschlands.- Geol.Jb., A 61: 279-293, 5 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.

- (1985): Die Evolution der Echiniden-Gattung *Galerites* im Campan und Maastricht Norddeutschlands.- Geol.Jb., A 80: 3-93, 14 Abb., 15 Taf.; Hannover.

SCHULZ, M.-G., ERNST, G., ERNST, H. & SCHMID, F. (1984): Coniacian to Maastrichtian stage boundaries in the Standard Section for the Upper Cretaceous white chalk of NW Germany (Lägerdorf-Kronsmoor-Hemmoor): Definitions and Proposals.- Bull.geol.Soc. Denmark, 33: 203-215, 4 Abb.; Kopenhagen.

SCHULZ, M.-G., ERNST, H. & WEITSCHAT, W. (1984): Stratigraphie und Fauna der Ober-Kreide (Coniac-Maastricht) von Lägerdorf und Kronsmoor (Holstein).- In: Exkursionsführer Erdgeschichte des Nordsee- und Ostseeraumes: 483-517, 7 Abb., 4 Taf.; Hamburg (Geol.-Paläont. Inst.).

SCHULZ, M.-G. & SCHMID, F. (1983): Das Ober-Maastricht von Hemmoor (N-Deutschland): Faunenzonen-Gliederung und Korrelation mit dem Ober-Maastricht von Dänemark und Limburg.- Newsl. Stratigr., 13: 21-39, 3 Fig.; Berlin, Stuttgart.

SCHULZ, M.-G. & WEITSCHAT, W. (1972): Asteroideen aus der Schreibkreide von Lägerdorf (Holstein) und Hemmoor (Nord-Niedersachsen).- Mitt.Geol.Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 40: 107-130, 4 Abb., 4 Taf.; Hamburg.

- (1975): Phylogenie und Stratigraphie der Asteroideen der nordwestdeutschen Schreibkreide. Teil I: *Metopaster/Recurvaster-* und *Calliderma/Chomataster*-Gruppe.- Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 44: 249-284, 5 Abb., 8 Taf.; Hamburg.

- (1981): Phylogenie und Stratigraphie der Asteroideen der nordwestdeutschen Schreibkreide. Teil II: *Crateraster/Teichaster*-Gruppe und Gattung *Ophryaster*.- Mitt.Geol.Paläont.Inst. Univ. Hamburg, 51: 27-42, 1 Abb., 6 Taf.; Hamburg.

SURLYK, F. (1970): Die Stratigraphie des Maastricht von Dänemark und Norddeutschland aufgrund von Brachiopoden.- Newsl. Stratigr., 1: 7-16, 3 Abb.; Leiden.

- (1982): Brachiopods from the Campanian-Maastrichtian boundary sequence, Kronsmoor (NW-Germany).- Geol.Jb., A 61: 259-277, 1 Abb., 4 Taf.; Hannover.

VALETON, I. (1959): Eine vulkanische Tufflage aus der Oberkreide von Hemmoor/Niederelbe.- N.Jb.Geol.Paläont., Mh. 1959: 193-204, 4 Tab., 2 Fig.; Stuttgart.

- (1960): Vulkanische Tuffiteinlagerungen in der nordwestdeutschen Oberkreide.- Mitt.Geol. Staatsinst. Hamburg, 29: 26-42, 1 Taf., 8 Abb.; Hamburg.

VOIGT, E. (1949): Cheilostome Bryozoen aus der Quadratenkreide Nordwestdeutschlands.- Mitt.Geol. Staatsinst. Hamburg, 19: 1-49, 11 Taf.; Hamburg.

- (1954): Nachweis des *Uintacrinus*-Horizonts in der Kreide Schleswig-Holsteins.- N.Jb.Geol.Paläont., Mh. 1954: 224-228; Stuttgart.

VOIGT, E. & HÄNTSCHEL, W. (1956): Die grauen Bänder in der Schreibkreide Nordwestdeutschlands und ihre Deutung als Lebensspuren.- Mitt.Geol. Staatsinst. Hamburg, 25: 104-122, 1 Taf., 1 Text-Fig., 2 Abb.; Hamburg.

Anhang I: 8 Abbildungen und 4 Tafeln

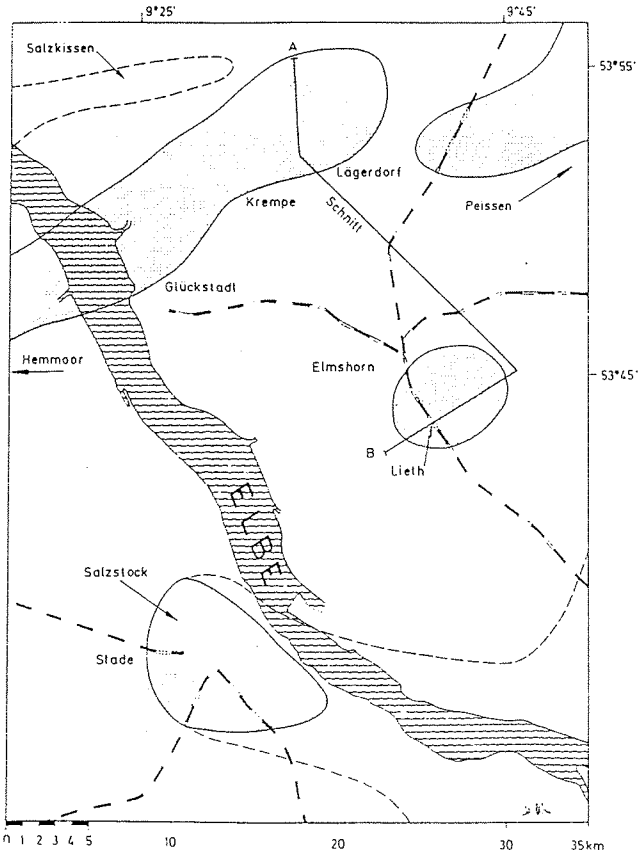


Abb. 1: Salzstöcke im Unterelbe-Raum (verändert nach JARITZ 1973; aus MENKE et al. 1984).

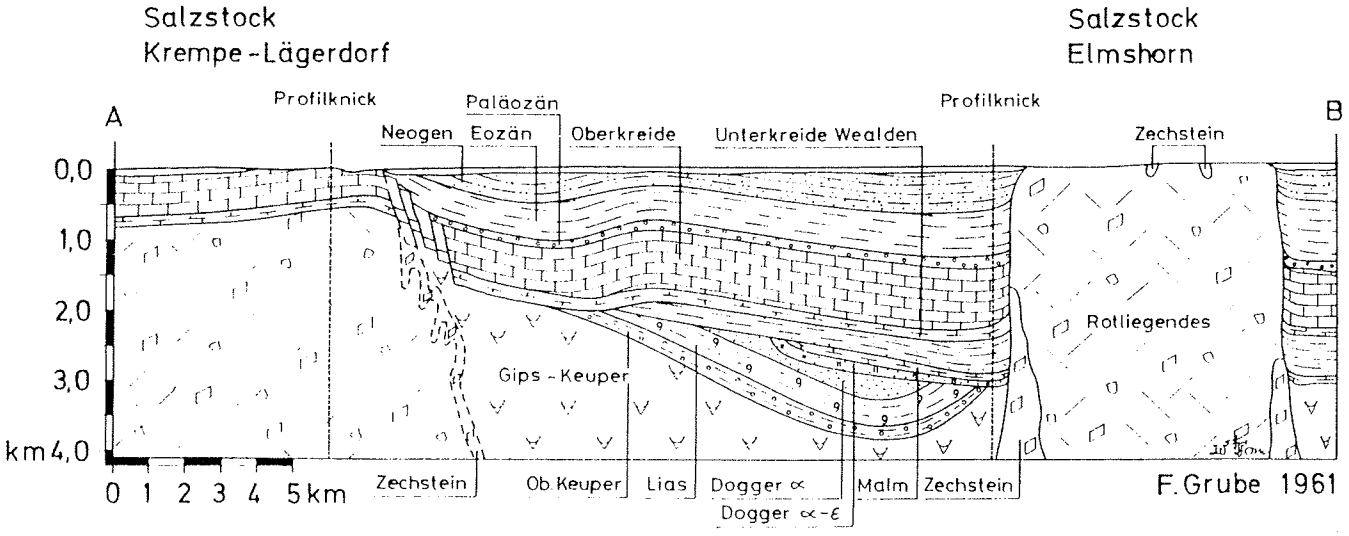
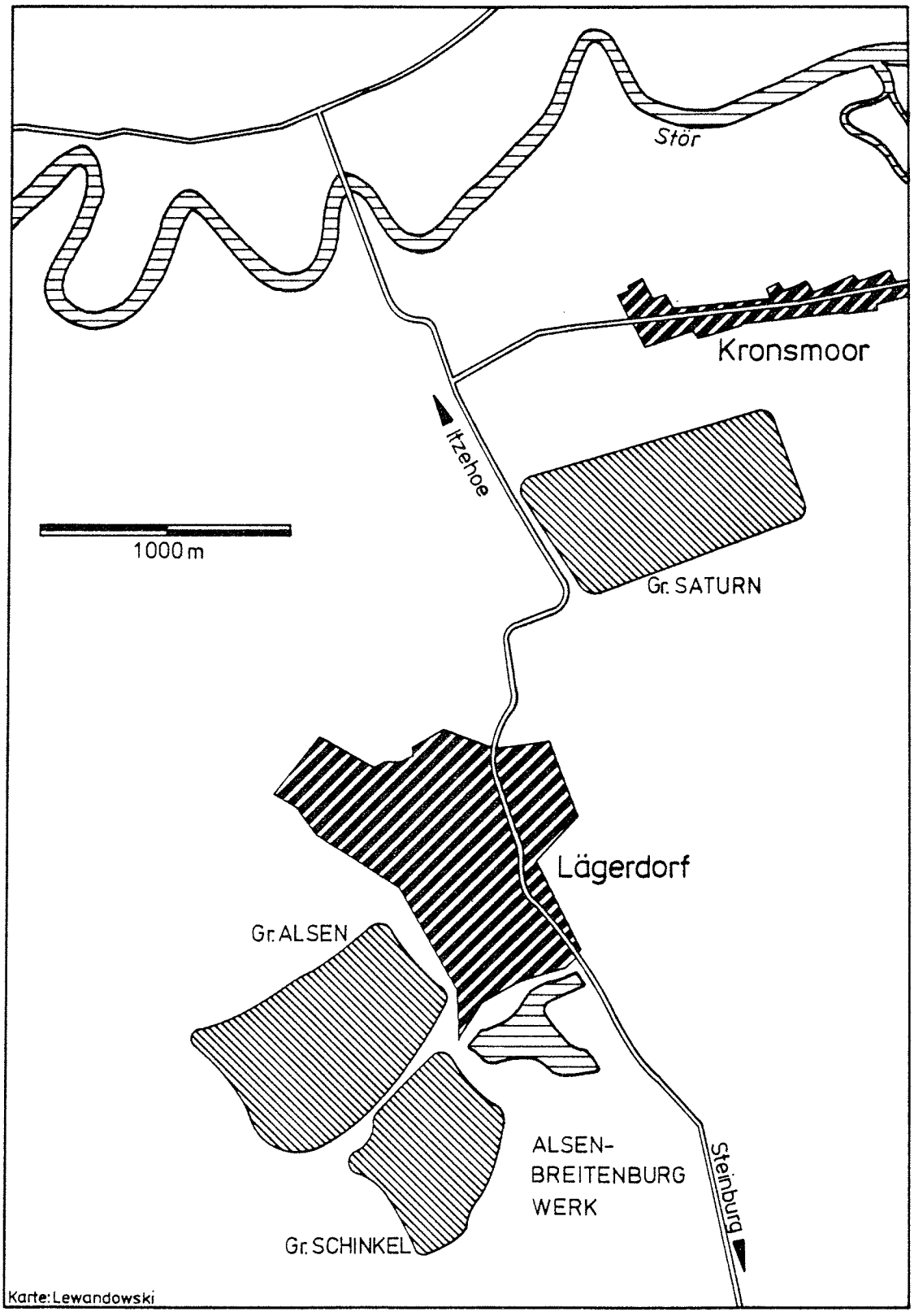


Abb. 2: Geologischer Schnitt zwischen den Salzstöcken Lägerdorf-Krempe und Lieth-Elmshorn (aus MENKE et al. 1984).

Abb. 3: Lageplan der Kreidegruben im Gebiet Lägerdorf-Kronsmoor (aus SCHULZ, ERNST & WEITSCHAT 1984). Die "Alte Englische Grube" (horizontal schraffiert) ist verfüllt.



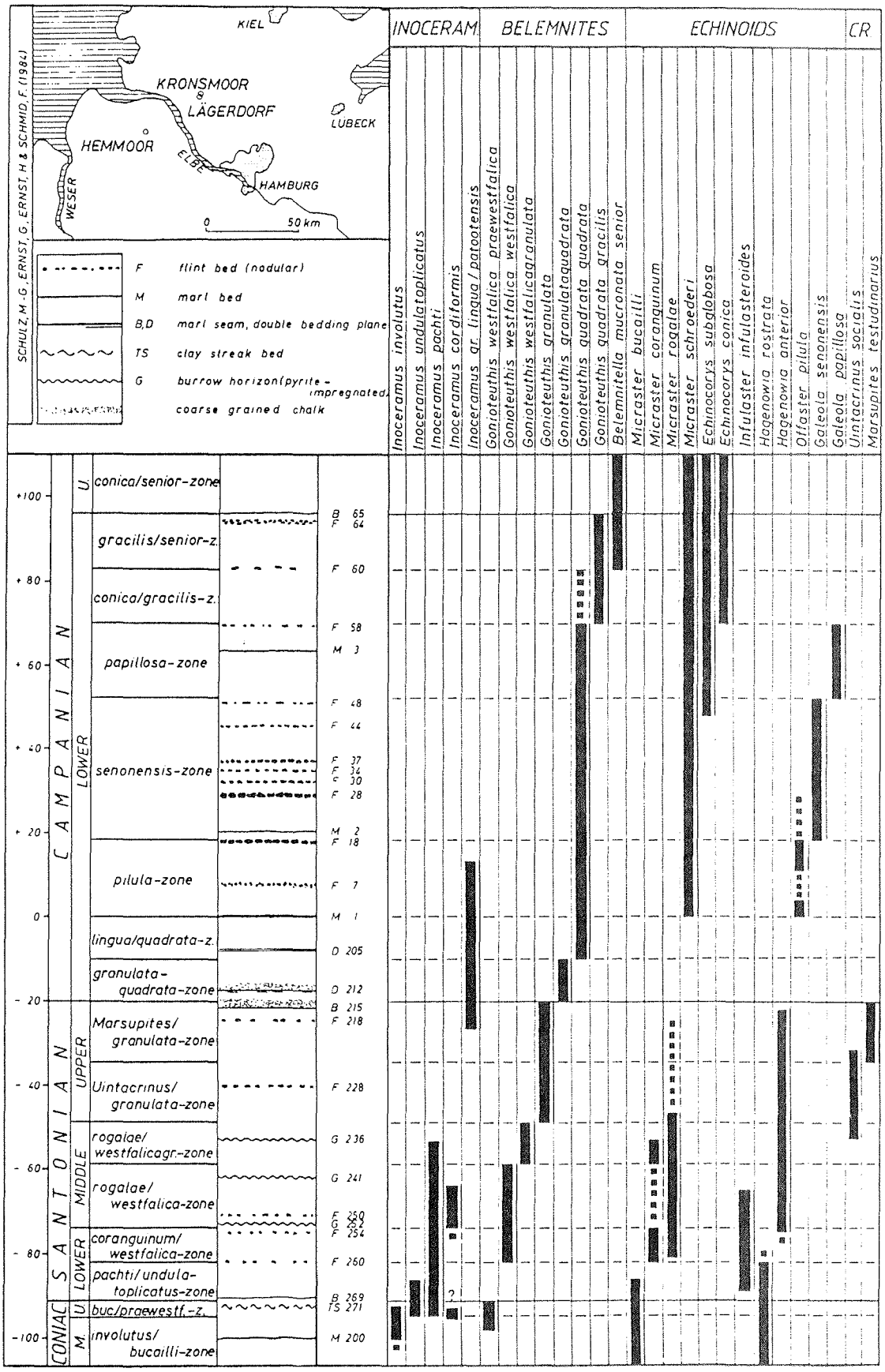


Abb. 4: Stratigraphische Reichweite wichtiger Leitfossilien in der Schreibkreide (Coniac bis Unter-Campan) von Lägerdorf (aus SCHULZ et al. 1984).

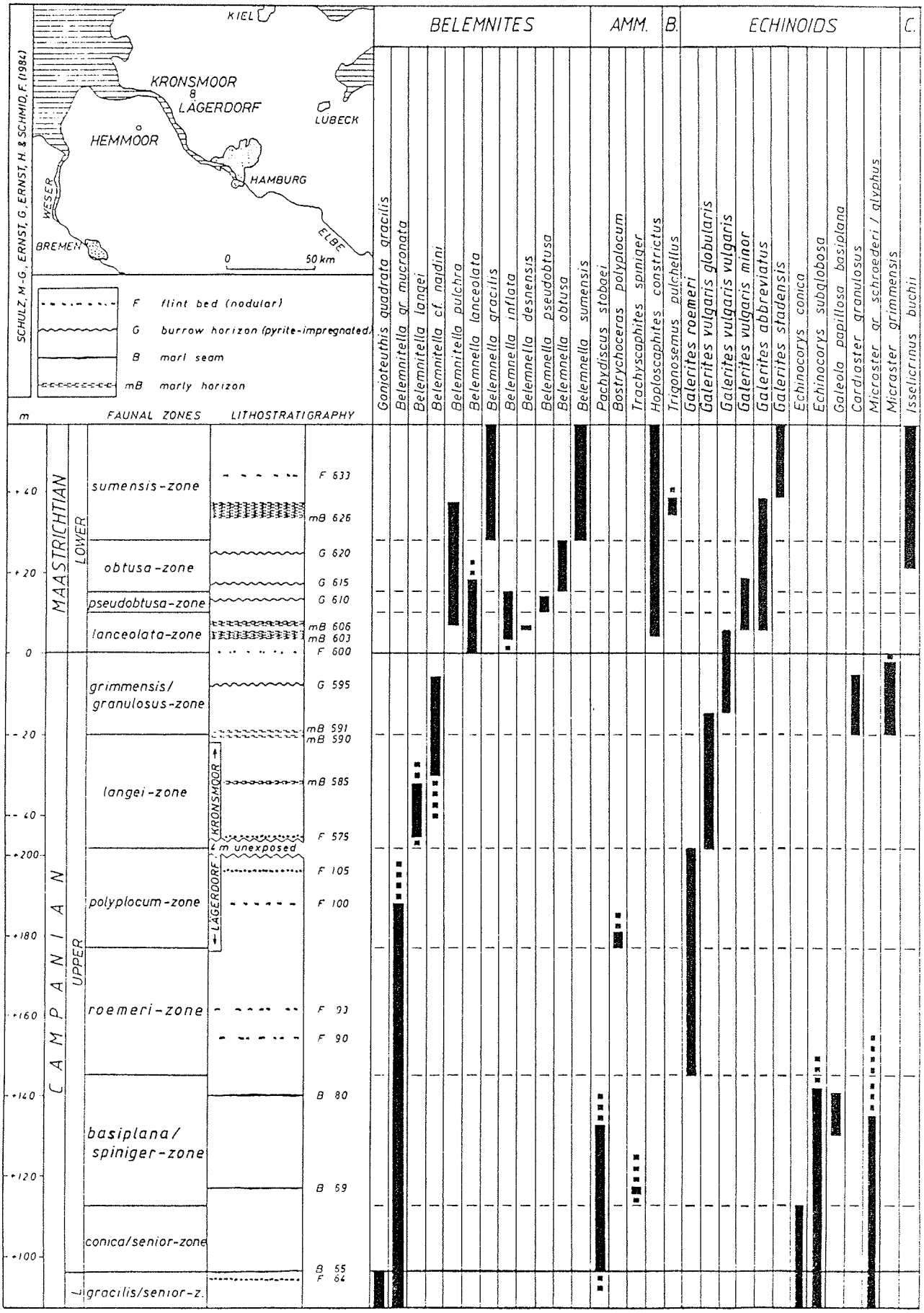


Abb. 5: Stratigraphische Reichweite wichtiger Leitfossilien in der Schreibkreide (Ober-Campan bis Unter-Maastricht) von Lägerdorf und Kronsmoor (ergänzt nach SCHULZ et al. 1984).

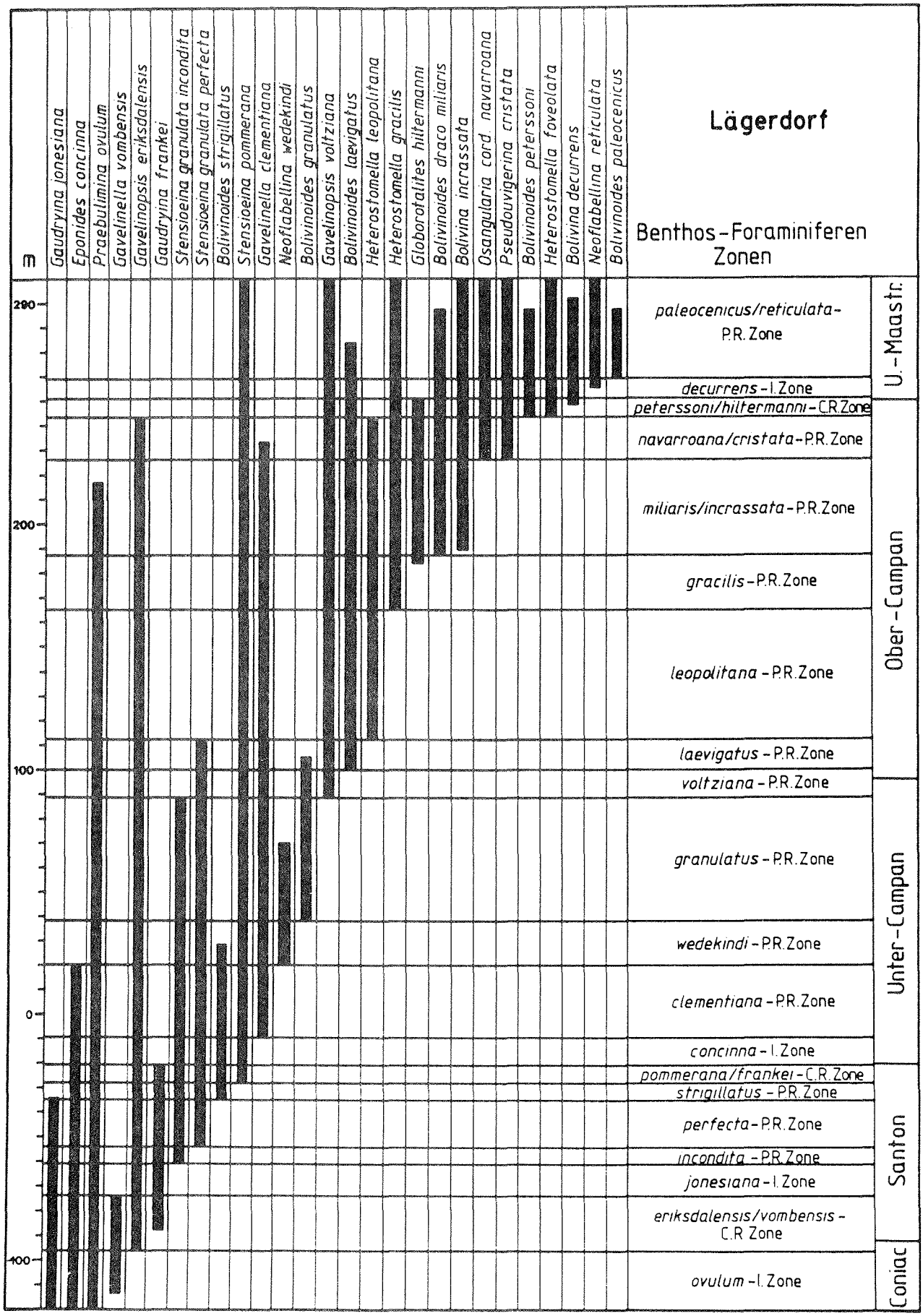


Abb. 6: Stratigraphische Reichweite leitender Benthos-Foraminiferen im Profil von Lägerdorf-Kronsmoor (aus SCHÖNFELD 1990).

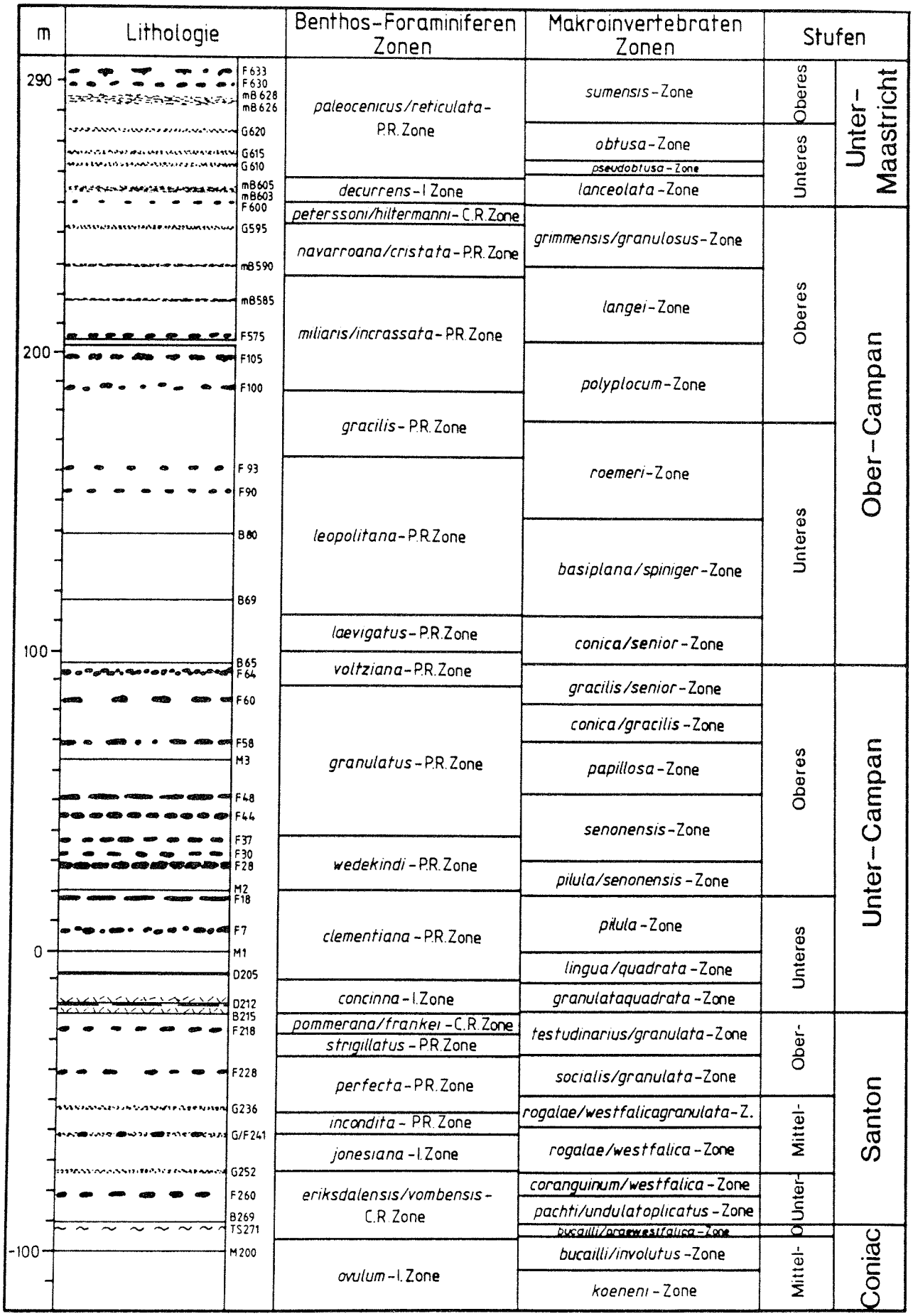


Abb. 7: Zonengliederung nach Benthos-Foraminiferen (SCHÖNFELD 1990) und Makroinvertebraten (SCHULZ et al. 1984) des Schreibkreide-Richtprofils von Lägerdorf-Kronsmoor (aus SCHÖNFELD 1990).

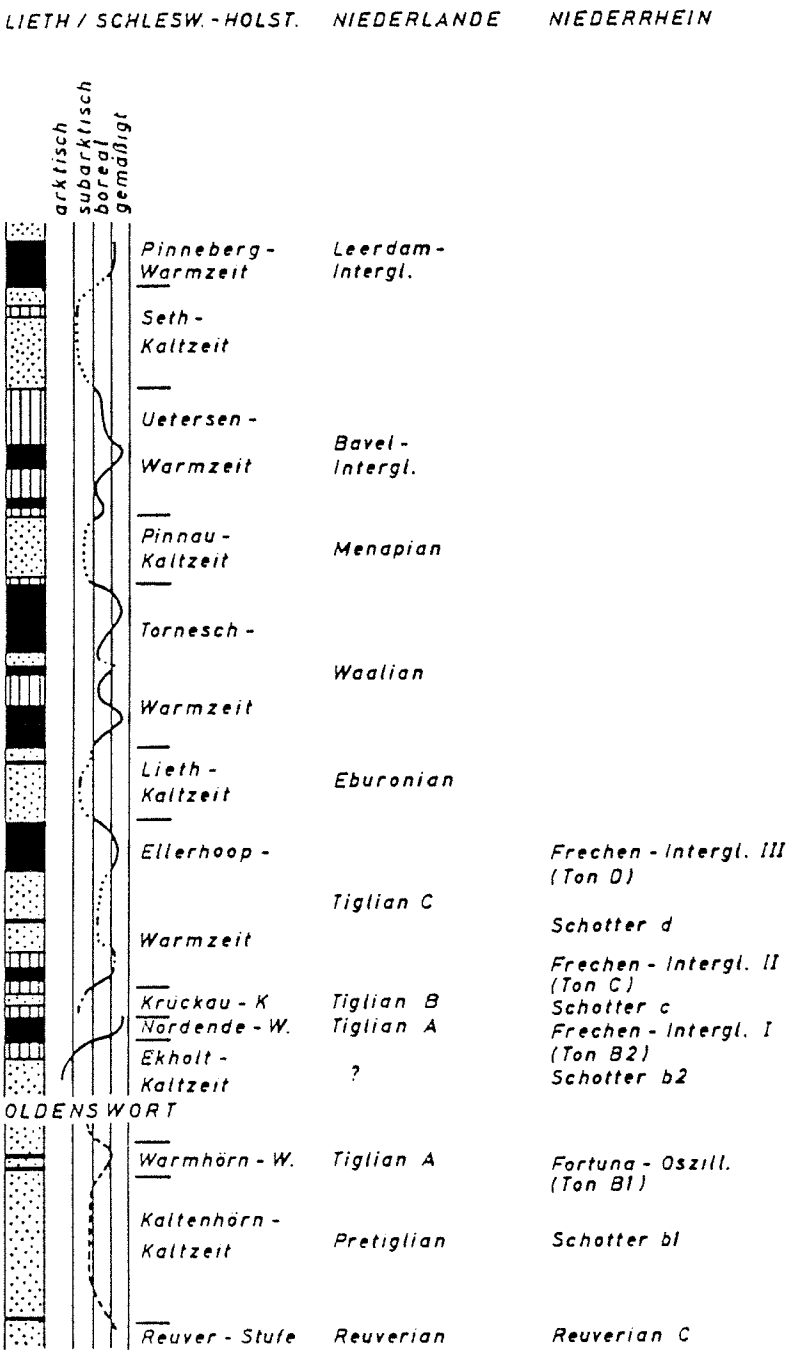


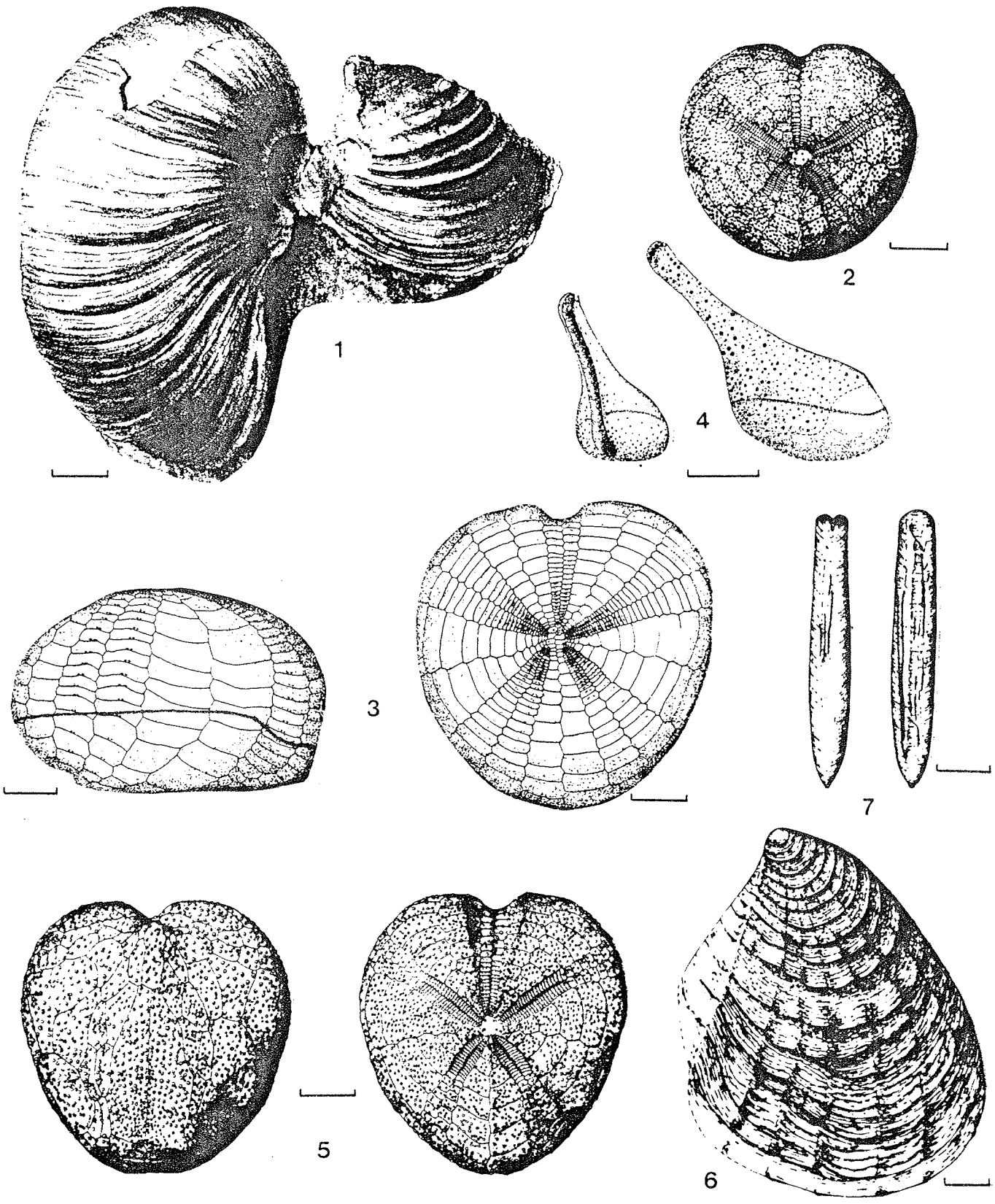
Abb. 8: Stratigraphie des Altquartärs (Lieth-Serie) von Lieth (aus MENKE et al. 1984).

Anmerkung zu:

Tafeln I-IV

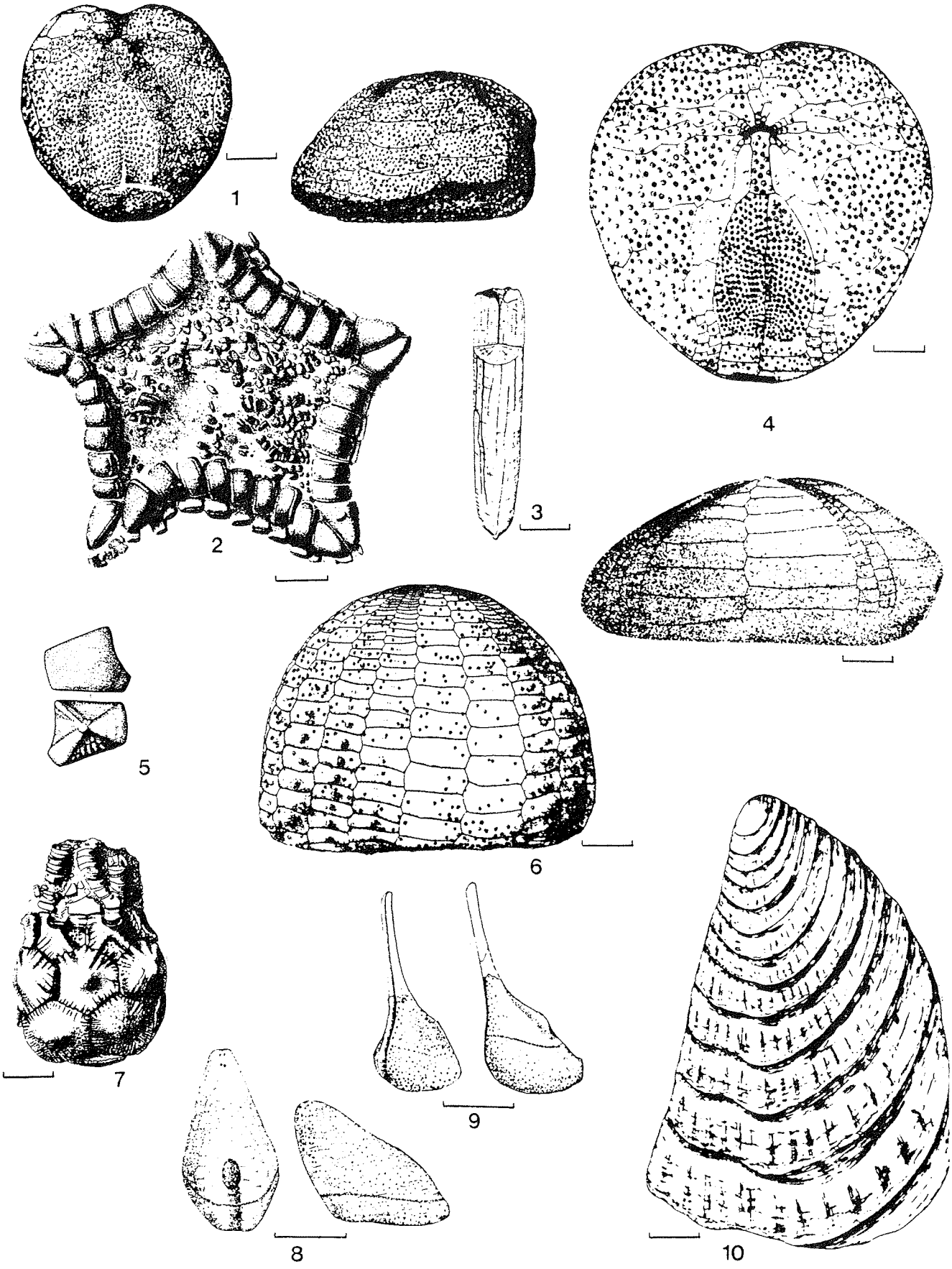
Fossilien der Schreibkreide (Coniac-Maastricht)

Die Länge des Maßstabes beträgt jeweils 1 cm. Nicht alle abgebildeten Fossilien stammen von Lägerdorf bzw. Kronsmoor. Die Tafeln wurden unverändert aus SCHULZ, ERNST & WEITSCHAT (1984) übernommen (Nachweis der Abbildungsvorlagen siehe dort).



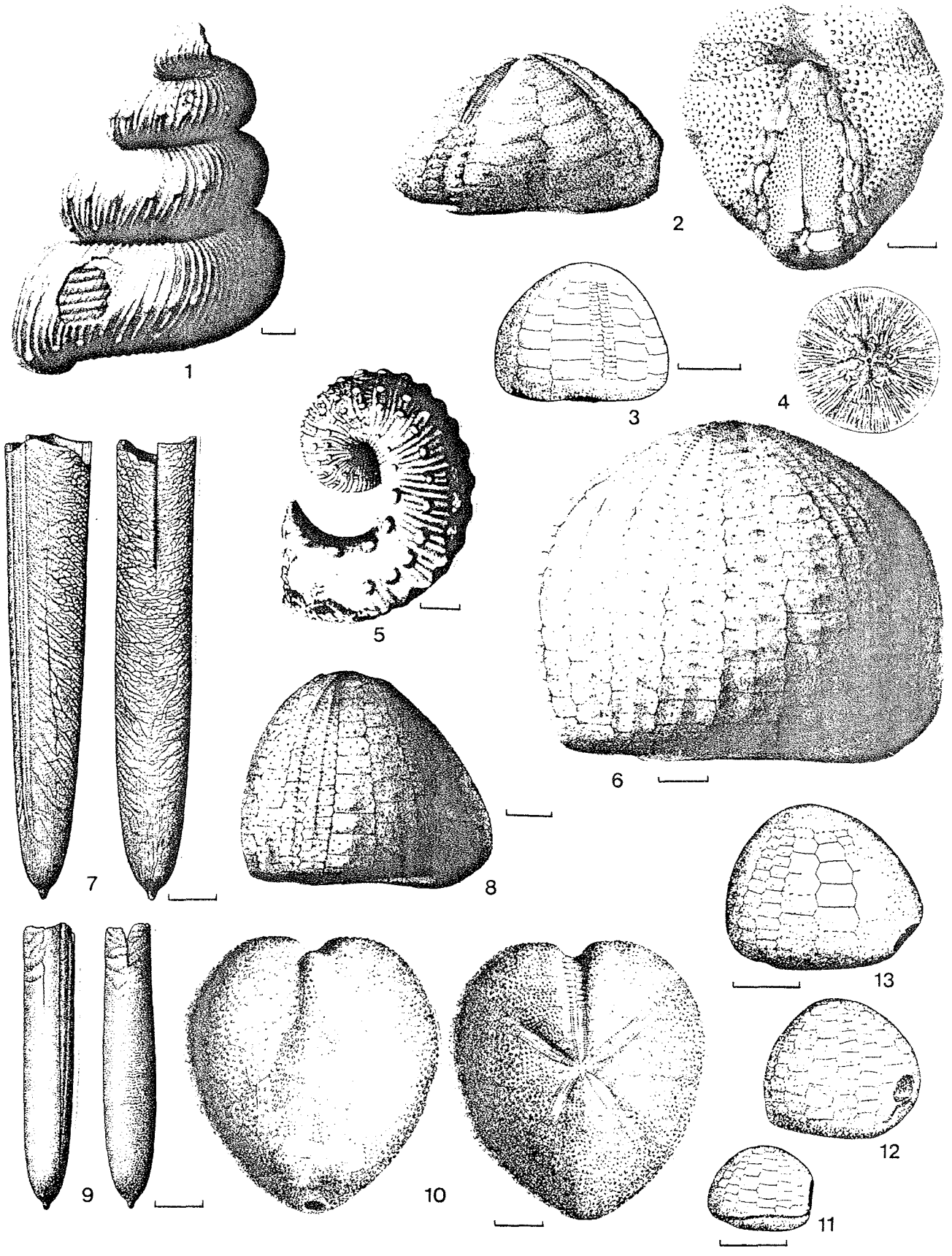
Tafel I: Fossilien des Coniac.

1. *Inoceramus involutus* , 2. *Micraster cayeusi* , 3. *Cardiaster aequituberculatus* , 4. *Hagenowia rostrata* , 5. *Micraster bucailli* , 6. *Inoceramus fasciculatus* , 7. *Gonioteuthis westfalica praewestfalica* .



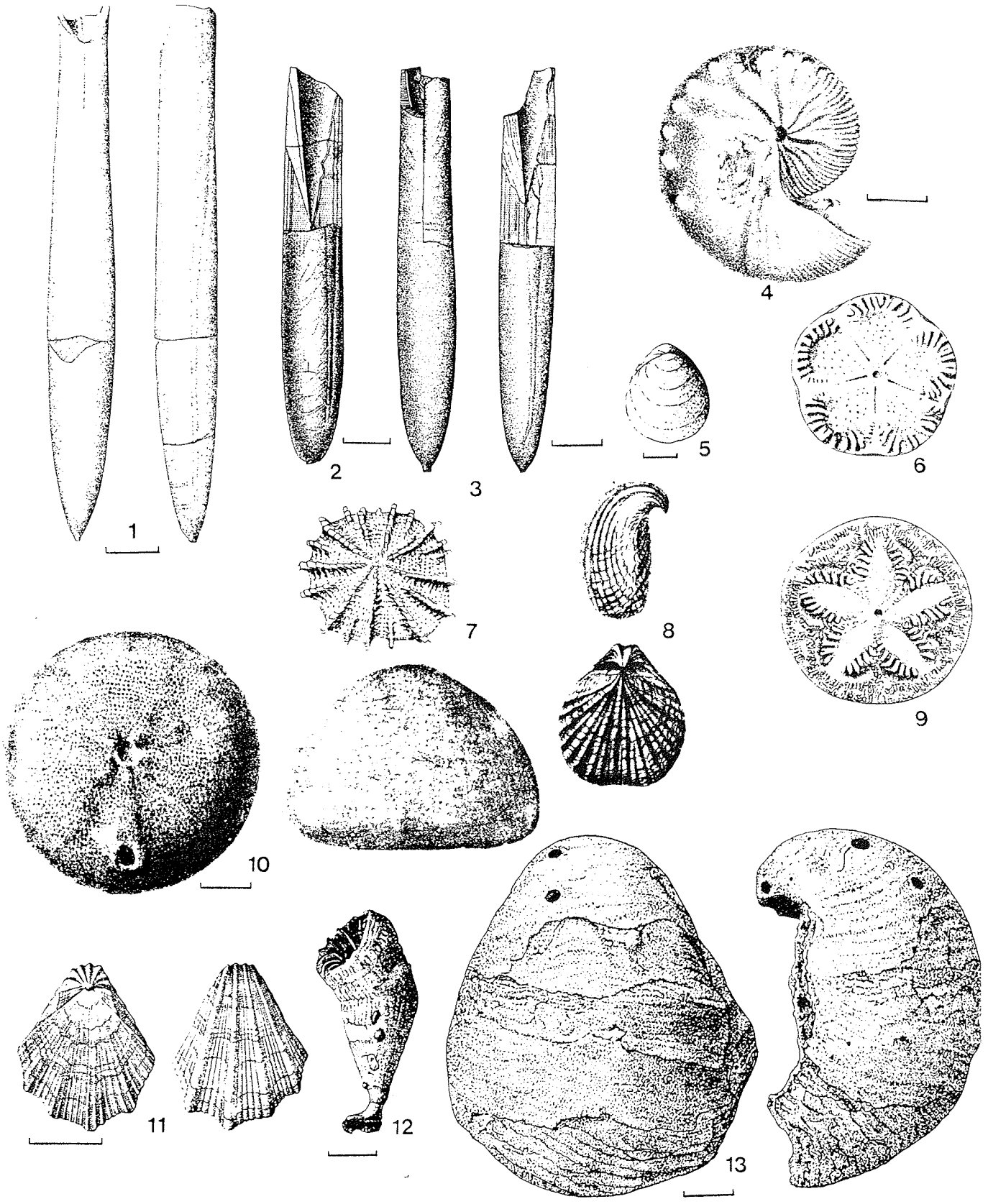
Tafel II: Fossilien des Santon.

1. *Micraster coranguinum*, 2. *Metopaster parkinsoni*, 3. *Gonioteuthis westfalica*, 4. *Micraster rogalae*, 5. *Uintacrinus socialis* (x2), 6. *Echinocorys scutata*, 7. *Marsupites testudinarius*, 8. *Infulaster infulasteroides*, 9. *Hagenowia anterior*, 10. *Inoceramus pachti*.



Tafel III: Fossilien des Campan.

1. *Bostrychoceras polyplocum*, 2. *Isomicraster stolleyi*, 3. *Galerites roemeri*, 4. *Austinocrinus rothpletzi* (x 3,5), 5. *Trachyscaphites spiniger*, 6. *Echinocorys subglobosa*, 7. *Belemnitella mucronata*, 8. *Echinocorys conica*, 9. *Gonioteuthis quadrata*, 10. *Micraster schroederi*, 11. *Offaster pilula*, 12. *Galeola senonensis* 13. *Galeola papillosa*



Tafel IV: Fossilien des Maastricht.

1. *Belemnella lanceolata* , 2. *Belemnella obtusa* , 3. *Belemnella sumensis* , 4. *Hoploscaphites constrictus* , 5. *Carneithyris subcardinalis* , 6. *Isselicrinus buchii* (x5), 7. *Isocrania costata* (x4), 8. *Trigonosemus pulchellus* (x2), 9. *Austinocrinus bicoronatus* (x4), 10. *Galerites abbreviatus* , 11. *Neithea sexcostata* , 12. *Parasmilia excavata* , 13. *Pycnodonte vesicularis* .

Anhang II: Teilnehmerliste

1. ALMOGI, Alhuva, Dr.; Jerusalem
2. wie 1.
3. ASHRAF, Mohammad; Hannover
4. BOESS, Jürgen, Dr.; Hannover
5. BUJAK, O.; Wettmar
6. BÜLOW, Werner v., Dr.; Schwerin
7. DIERSCHE, Dr.; Raesfeld
8. FECHNER, Glenn, Dr.; Berlin
9. FROST, Wolfram, Dr.; Mainz
10. HARTUNG, W., Prof.Dr.; Oldenburg
11. HEUMANN, Georg; Bonn
12. JUDENHAGEN, Werner, Dipl.-Ing.; Wolfsburg
13. LEOPOLD, Michael, Dipl.-Geol.; Karlsruhe
14. LIENAU, Hans-Werner, Dipl.-Geol.; Hamburg
15. MARKS, Stephan; Münster
16. MEISWINKEL, Gabriele; Bonn
17. MÖRS, Thomas, Dipl.-Geol.; Bonn
18. NEBELSICK, James, Mag.; Wien
19. RODE, Harald; Bremen
20. SCHEER, Udo, Dipl.-Geol.; Essen
21. SCHNEIDER, Michael; München
22. SCHWAB, Max, Prof.Dr.; Halle
23. THIEL, Hans-Volker, Dr.med.; Düsseldorf
24. wie 23.
25. TRUNKO, Laszlo, Prof.Dr.; Karlsruhe

In dieser Reihe bereits erschienen:

Nr. 1 Wefer, G., E. Suess und Fahrtteilnehmer
Bericht über die "Polarstern"-Fahrt ANT IV/2, Rio de Janiero - Punta Arenas, 6.11. - 1.12.1985.
60 Seiten, Bremen 1986

Nr. 2 Hoffmann, G.
Holozänstratigraphie und Küstenlinienverlagerung an der andalusischen Mittelmeerküste.
173 Seiten, Bremen 1988

Nr. 3 Wefer, G., U. Bleil, P.J. Müller, H.D. Schulz, W.H. Berger, U. Brathauer, L. Brück, A. Dahmke, K. Dehning, M.L. Duarte-Morais, F. Fürsich, S. Hinrichs, K. Klockgeter, A. Kölling, C. Kothe, J.F. Makaya, H. Oberhänsli, W. Oschmann, J. Posny, F. Rostek, H. Schmidt, R. Schneider, M. Segl, M. Sobiesiak, T. Soltwedel,V. Spieß
Bericht über die Meteor-Fahrt M6-6 Libreville - Las Palmas, 18.2.1988 - 23.3.1988.
97 Seiten, Bremen 1988.

Nr. 4 Wefer, G., G.F. Lutze, T.J. Müller, O. Pfannkuche, W. Schenke, G. Siedler, W. Zenk
Kurzbericht über die Meteor-Expedition Nr. 6, Hamburg - Hamburg, 28.10.1987 - 19.5.1988.
29 Seiten, Bremen 1988

Nr. 5 Fischer, G.
Stabile Kohlenstoff-Isotope in partikulärer organischer Substanz aus dem Südpolarmeer (Atlantischer Sektor).
161 Seiten, Bremen 1989

Nr. 6 Berger, W.H. & G. Wefer
Partikelfluß und Kohlenstoffkreislauf im Ozean.
Bericht und Kurzfassungen über den Workshop vom 3.-4. Juli 1989 in Bremen.
57 Seiten, Bremen 1989