

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

HERAUSGEGEBEN VON
ERICH BRUNS

UNTER MITWIRKUNG VON
O. KOLP, G. SAGER, K. VOIGT

Heft 35

Meeresgrund- und Küstenforschung
im Bereich der Ost- und Nordsee

IV

Stechrohrproben

Submarine Uferterrassen, Eustatik
Isostasie



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN
1975

Z-5/1 (35)

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

HERAUSGEGEBEN VON
ERICH BRUNS

UNTER MITWIRKUNG VON
O. KOLP, G. SAGER, K. VOIGT

Heft 35

Meeresgrund- und Küstenforschung
im Bereich der Ost- und Nordsee

IV

Stechrohrproben

Submarine Uferterrassen, Eustatik,
Isostasie

Mit 36 Abbildungen, 15 Tabellen und 1 Falttafel



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

1976

Inst. f. Ostseeforschung-Bibliothek
Wa1\$ 000 165 522



Erschienen im Akademie-Verlag, 108 Berlin, Leipziger Straße 3-4

© Akademie-Verlag, Berlin, 1976

Lizenznummer: 202 · 100/546/76

P 379/75

Gesamtherstellung: VEB Druckerei „Thomas Müntzer“, 582 Bad Langensalza

Bestellnummer: 7621453 (2105/35), LSV 1465

Printed in GDR

EVP 30,-

übe
lun
zeh
D
holc
sich
sche
am l
den
Es
fahrt
kann
Für
O. Kr
G. Sc
Bes
matis
teilung
Herz
Humb
arbeiter
meen z
1969
in Gast
haltener
Bezieh
isostatis
Der V
für Anre
auf diese
Helsinki,
formation
für die M
Dr. W. H.
lenburger
tersuchung
für die Ur
Herren Dr
suchung ei
1*

Vorwort

Das vorliegende Heft 35 der Beiträge zur Meereskunde umfaßt als Band IV der Veröffentlichungen über Meeresgrund- und Küstenforschung aus dem Institut für Meereskunde Warnemünde eine Abhandlung über die jüngste geologische Entwicklung der Ostsee. Darin werden die Ergebnisse von mehr als zehnjährigen Erkundungen am Meeresgrund der südlichen Ost- und Nordsee zusammengefaßt.

Die Untersuchung submariner Terrassen in der südlichen Ostsee stellt das Gegenstück zur Erkundung holozäner Strandlinien in den isostatisch gehobenen Gebieten der nördlichen Ostseeländer dar. Angesichts der von MUNTHE und SAURAMO entworfenen, über die Ostsee hinweg reichenden, paläogeographischen Karten sollten die für die klassischen Entwicklungsphasen der Ostsee typischen Sedimente auch am Meeresgrund nachgewiesen und die Ufer früh- und mittelholozäner Gewässer in den südlichen Mulden der Ostsee verfolgt werden.

Es ist der Vielzahl der durch die Akademie der Wissenschaften der DDR betriebenen Forschungsfahrten und aufwendigen Hilfsmitteln zu danken, daß im Endergebnis eine Synthese vorgelegt werden kann, die als Grundlage weiterer Untersuchungen in dieser Richtung verläßlich erscheint.

Für vielfache Hilfeleistung dankt der Verfasser den Besatzungen der Forschungsschiffe „Professor O. Krümmel“ und „Professor Albrecht Penck“ unter Leitung der Kapitäne W. ALM, G. HARMS und G. SCHOLZ.

Besonderer Dank gebührt dem Kartographen, Herrn H.-E. MULSOW für die Bearbeitung der thematischen Karten und Gestaltung der großen Farbtafel sowie den Mitarbeitern der photographischen Abteilung des VEB Ostseedruck für alle Hilfe beim Druck derselben 1971 in Rostock.

Herzlicher Dank sei auch den Herren Dr. K. DIEBEL vom Geologisch-Paläontologischen Museum der Humboldt-Universität und Geol.-Ing. W. SCHWARZENHOLZ, Berlin, sowie meinem langjährigen Mitarbeiter, Herrn Dr. DIETER LANGE, ausgesprochen, deren Untersuchungen von Ostrakoden und Diatomeen zu den feinstratigraphischen Abgrenzungen führten.

1969 wurde auf Einladung von Herrn Professor Dr. STEN FLORIN dem Verfasser Gelegenheit gegeben, in Gastvorlesungen am Quartärgeologischen Institut der Universität Uppsala die in dieser Arbeit enthaltenen Gedanken, insbesondere über die Untersuchungsergebnisse der Nordseefahrten sowie über die Beziehung zwischen den Kurven des eustatischen Meeresspiegelanstiegs, der Strandlinienverschiebung und der isostatischen Hebung zur Diskussion zu stellen.

Der Verfasser ist sowohl Herrn Professor FLORIN wie auch Herrn Professor J. J. DONNER, Helsinki, für Anregungen und Informationen über den Fortgang schwedischer und finnischer Forschungsarbeiten auf diesem Gebiet zu besonderem Dank verpflichtet, desgleichen Herrn Professor Dr. V. LAPPALAINEN, Helsinki, für die Untersuchung von Diatomeen aus dem Arkona Becken, Herrn Dr. H. IGNATIUS für Informationen über die Seegrundkartierung in der nördlichen Ostsee, Herrn Dr. H. KROG, Charlottenlund, für die Mitteilung neuer Ergebnisse der Untersuchungen in den dänischen Belten und Sunden, Herrn Dr. W. H. ZAGWIJN, Haarlem, für die pollenanalytische Untersuchung von Stichproben aus der Mecklenburger Bucht, der 1963 verstorbenen Dozentin Dr. K. LUBLINER-MIANOWSKA, Gdynia, für die Untersuchung mehrerer Stechrohrkerne aus der Mecklenburger Bucht, Frau Dr. J. BRODNIEWICZ, Poznan, für die Untersuchung der Mollusken, Foraminiferen und Ostrakoden eines Nordseekernes sowie den Herren Dr. K.-E. BEHRE, Wilhelmshaven, und Dr. B. MENKE, Kiel, für die pollenanalytische Untersuchung eines Nordseekernes.

Ausführungen über die submarinen Hauptterrassen der Ost- und Nordsee waren Bestandteil der vom Verfasser in den Jahren 1965—1968 am Geologisch-Paläontologischen Institut der Humboldt-Universität Berlin und in den Jahren 1968—1972 am Geologischen Institut der Ernst Moritz Arndt-Universität in Greifswald gehaltenen Vorlesungen über die europäischen Schelfmeere.

Im Rahmen des RGW berichtete der Verfasser 1974 in Tallinn anlässlich eines Kolloquiums über die geologische Entwicklung der Ostsee und des Schwarzen Meeres von den submarinen Terrassen und begründete den Entwurf der treppenförmigen Kurve des holozänen Meeressanstiegs. Die Veröffentlichung des Vortrags erfolgte in *Baltica* 5, Vilnius 1974.

Die Darstellung des Zusammenhangs zwischen Eustatik und Isostasie im Ostseeraum blieb der vorliegenden Veröffentlichung vorbehalten. Eine Kurzfassung, ergänzt um weitere Analyseergebnisse wird 1976 in Petermanns Geographischen Mitteilungen erscheinen.

Die Bedeutung derartiger Untersuchungen für die Umweltforschung liegt auf der Hand. Der Einfluß zahlreicher Umweltfaktoren auf den Meeresgrund wird in dieser Arbeit vor Augen geführt. Zeitdauer und Ausmaß künftiger Veränderungen des Milieus und fazieller Verschiebungen lassen sich am besten bei einem Rückblick auf die Entwicklung während früherer Abschnitte des Holozäns abschätzen. Das gilt für solar-terrestrische, dynamische, hydrochemische, eustatische, morphologische, biogene und anthropogene Einflüsse.

Der Meeresgrund ist im Vergleich zur Hydro- und Atmosphäre mit ihren raschen Veränderungen das konservative und konservierende Element, das für Jahrhunderte und Jahrtausende alle bedeutenden Vorgänge erfassen und teils in Profilen, teils in graphischen Darstellungen und speziellen Meeresgrundkarten abbilden läßt.

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

Die submarinen Terrassen der südlichen
Ost- und Nordsee
und ihre Beziehung zum eustatischen Meeresspiegel

von OTTO KOLP

mit 36 Abbildungen
sowie einer farbigen Übersichtstafel
der Stechrohrkerne aus der Ost- und Nordsee

Inhalt

1.	Einleitung	6
2.	Die im älteren und mittleren Holozän entstandenen submarinen Hauptterrassen	9
2.1.	Die 60-m-Terrasse in der Bornholm-Mulde	10
2.2.	Die 45-m-Terrasse im Arkona Becken	12
2.3.	Die 45-m-Terrasse in der Nordsee	17
2.4.	Die 30-m-Terrasse in der Mecklenburger Bucht	25
2.5.	Die 24-m-Terrasse am Nordrande der Mecklenburger Bucht südlich von Lolland	28
2.6.	Die 19-m-Terrasse am Südwestrand der Darßer Schwelle	29
2.7.	Die 13-m-Terrasse in der westlichen und südlichen Ostsee sowie im Greifswalder Bodden	33
2.8.	Die 7-m-Terrasse in der westlichen Ostsee und im Greifswalder Bodden	37
3.	Rückblick auf die bisherigen Ergebnisse	37
4.	Die Beziehung zwischen Eustasie, Isostasie und Strandlinienverschiebung dargestellt am Beispiel des östlichen Mittelschwedens.	40
5.	Die treppenförmige Kurve des holozänen Meeresanstiegs	42
6.	Schluß	44
7.	Literatur.	46
8.	Bildanhang, Beilagen	
8.1.	TAFEL I Stechrohrkerne aus dem Bereich der submarinen Hauptterrassen der südlichen Ost- und Nordsee (Falttafel in der Tasche)	
8.2.	TAFEL II Glazialmorphologische Karte des Arkona Beckens und der Bornholm Mulde — Das baltische Yoldia-Meer zur Zeit seiner größten Ausdehnung. M. SAURAMO 1958 — Das baltische Echeneis-Meer an der Wende vom Präboreal zum Boreal. M. SAURAMO 1958	
8.3.	TAFEL III Torf- und Stubbenfunde in der Bornholm Mulde und im Arkona Becken	
8.4.	TAFEL IV Obere Molluskenhorizonte des Nordseekernes 302	
8.5.	TAFEL V Untere Molluskenhorizonte des Nordseekernes 302	
8.6.	TAFEL VI Glazialmorphologische Karte der Mecklenburger Bucht und der Darßer Schwelle — Karte der Mecklenburger Bucht im Boreal (Ancylus-Phase)	
8.7.	TAFEL VII Torfgyttjaschicht im Kern MB5 aus der Mecklenburger Bucht — Ausschnitt aus einem südlich Lolland entnommenen Stechrohrkern	
8.8.	TAFEL VIII Litorina-Meer während des Verhaltens des Meeresspiegels bei — 13 m NN an der Wende vom älteren zum jüngeren Atlantikum (VI/VII)-Mecklenburger Bucht bis Oder Bucht	
8.9.	TAFEL IX Paläogeographische Skizze des Greifswalder Boddens bei einem Wasserspiegelstand von etwa — 13m NN am Ende der Litorina I-Phase	
8.10.	TAFEL X Darstellung der Beziehung zwischen den relativen Kurven S und J der Strandlinienverschiebung und der isostatischen Hebung für das östliche Mittelschweden sowie der absoluten Kurve M des eustatischen Meeresanstiegs im frühen und mittleren Holozän (Falttafel in der Tasche)	

**Herrn Professor Dr. Sten Florin, Uppsala,
in Dankbarkeit und Hochachtung gewidmet**

Zu
Wiss
der K
Sie w
verfo
die U
gebie
Die
wiede
Dem I
wieder
Für
Flachv
und an
Die i
den Stu
Ancylu
Es is
TAPFER
Ergebn
Zu de
daß es s
können.
des Prob
schaftlic

Abstra
stages of
of Science
borders of
followed o
race, foun
muddy ba
sived coas
Submar
present se
a new step
of transgre
There w
repeated se
to 1-3 m a
Seven me
according to
Mastogloia-
It can be
near the coa
by MENKE (1
It may be
be taken awa

Die submarinen Uferterrassen der südlichen Ost- und Nordsee und ihre Beziehung zum Eustatischen Meeresspiegel

von OTTO KOLP

Zusammenfassung: Die in den Jahren 1960–70 vom Institut für Meereskunde Warnemünde der Akademie der Wissenschaften der DDR unter Leitung des Verfassers durchgeführten meeresgeologischen Arbeiten galten u. a. der Erkundung der zu den verschiedenen Entwicklungsphasen der Ostsee gehörenden Sedimente und Uferterrassen. Sie wurden am Rande der Schlickmulden der westlichen und südlichen Ostsee gefunden und soweit wie möglich verfolgt. Schwierigkeiten bei der zeitlichen Einordnung der in 45 m Tiefe angetroffenen submarinen Terrasse ließen die Untersuchungen zeitweilig auf das in der Nordsee südlich der Dogger Bank in derselben Tiefe gelegene Schlickgebiet ausdehnen.

Die in 60 m, 45 m, 30 m, 24 m, 19 m, 13 m und 7 m Tiefe gelegenen submarinen Hauptterrassen zeugten für ein wiederholtes Verharren des Meeresspiegels während des im älteren und mittleren Holozän erfolgten Meeresspiegelanstiegs. Dem Entwurf einer neuen, treppenförmigen Kurve des eustatischen Meeresspiegelanstiegs liegt deshalb die Annahme eines wiederholten Wechsels zwischen Phasen der Transgression und Stagnation bzw. starker Verzögerung zugrunde.

Für größere Regressionen um 5 bis 8 m bot sich trotz systematischer Suche kein Anhalt. Wiederholte Folgen von Flachwassersedimenten in Stechrohrkernen ließen jedoch auf Pendelungen des Meeresspiegels um 1 bis 3 m zu Beginn und am Ende der einzelnen Transgressionsphasen schließen.

Die in der südlichen und westlichen Ostsee deutlich zu unterscheidenden 7 Hauptterrassen und die entsprechenden Stufen des Meeresspiegelanstiegs wurden nach den Phasen der Entwicklungsgeschichte der Ostsee als Yoldia-, Echeneis-, Ancyclus-, Mastogloia-, Cypleus-, Litorina I- und Litorina II-Terrasse bzw. -Stufe bezeichnet.

Es ist festzustellen, daß die auf See gewonnenen Ergebnisse mit den durch Bohrungen an der Küste z. B. von TAPFER (1940) in der Kieler und Lübecker Bucht sowie von MENKE (1968) im Mündungsgebiet der Eider erzielten Ergebnissen gut übereinstimmen.

Zu der dieser Arbeit beigegebenen großen Tafel mit farbigen Abbildungen von Stechrohrkernen ist zu bemerken, daß es sich um solche Proben handelt, die jederzeit in der Nähe der angegebenen Positionen entnommen werden können. In etlichen Publikationen über den eustatischen Meeresspiegelanstieg kam die Diskussion über den Wert des Probenmaterials zu kurz. Gute Abbildungen sollen Qualität und Eignung der Proben für einen bestimmten wissenschaftlichen Zweck mit unter Beweis stellen.

Abstract: Marine geological work of exploring sediments and submarine terraces corresponding to the different stages of development of the Baltic-Sea was carried out by the Institut für Meereskunde Warnemünde of the Academy of Sciences GDR under the leadership of the author during 1960–70. Submarine terraces had been found near the borders of muddy basins in the western and southern part of the Baltic-Sea. Holocene submarine terraces could be followed over great distances of partly more than a hundred miles. Difficulties in age-determination of the 45 m-terrace, found in the southwestern part of the Arkona basin, made it necessary to extend the investigations to the muddy basin south of the Dogger-Bank in the southern part of the North-Sea, because of the existence of a vast extended coastal-terrace in the same depth.

Submarine main-terraces had been found in the depth of 60 m, 45 m, 30 m, 24 m, 19 m, 13 m, and 7 m below present sea-level proving several stagnations of rising sea-level during older and median Holocene. The sketch of a new steppedlike curve of the eustatic rise of sea-level underlies the supposition of repeated changes between phases of transgression and stagnation or considerable retardation.

There were found no arguments for regressions of 5 to 8 m in spite of systematical investigations. However repeated sequences of flat-water-sediments in core-samples allow the conclusion of several oscillations amounting to 1–3 m at the beginning and towards the end of a single phase of transgression as a rule.

Seven main-terraces and the corresponding seven steps had been distinguished quite distinct. They were named according to the stages of development of the Baltic-Sea with the classical terms as Yoldia-, Echeneis-, Ancyclus-, Mastogloia-, Cypleus-, Litorina I- and Litorina II-terrace respectively -stage.

It can be pointed out, that the results, gained at the sea, are corresponding in a good manner with those borings near the coast in the bays of Kiel and Lübeck, interpreted by TAPFER (1940) and in the area of the mouth of Eider by MENKE (1968).

It may be remarked in view of the big table with coloured reproductions of core-samples, that these samples can be taken away at every time near the same positions. In many papers about eustatical rise of sea-level the discussion

about the value of the samples had not been sufficient. Good coloured reprints may prove the quality and aptitude to a definite scientific purpose.

Резюме: Проведенные под руководством автора в 1960—70 годах Институтом мореведения Варнемюнде Академии Наук ГДР морские геологические работы имели между прочим цель исследования осадков и береговых террас, относящихся к различным фазам развития Балтийского моря. Они были обнаружены на краях илистых ложбин западной и южной части Балтийского моря и сколько было возможно прослежены. Трудности в повременном причислении обнаруженных на глубине 45 м субмаринных террас заставили временно расширить исследования на лежащую на такой же глубине область илов в Северном море южнее отмели Догчер.

Находящиеся на глубинах в 60 м, 45 м, 30 м, 24 м, 19 м, 13 м и 7 м субмаринные главные террасы говорят за то, что уровень моря многократно на них останавливался во время происходившего повышения уровня в более старом и среднем холодене. Проект новой, ступенькообразной кривой эвстатического повышения уровня моря основан поэтому на предположении многократного чередования между фазами трансгрессии и стагнации.

Несмотря на систематические поиски, указаний на большие регрессии порядка 5 до 8 м не удалось получить. Повторяющиеся наличия плосководных седиментов в колонках грунтов указывают на то, что существовали колебания уровня моря порядка 1—3 м в начале и в конце отдельных фаз трансгрессии.

Ясно различаемые 7 главных террас в южной и западной части Балтийского моря и соответствующие ступени поднятости уровня моря были названы по фазам истории развития Балтийского моря, а именно иолдиевой, ехинейской, анциловой, мастохлоиевой, циплейской, I литофиновой и II литофиновой террасой или ступенью.

Следует отметить, что полученные в море результаты хорошо согласуются с результатами бурений на побережья например по Тапферу (1940 г.) в Кильской и Любекской бухтах, а также по Менке (1968 г.) в устьевой области видера.

В отношении приложенной к этой работе большой таблице с многокрасочными рисунками колонок грунтов следует отметить, что это такие пробы, которые могут быть взяты в любое время вблизи указанных позиций. В различных работах об эвстатическом подъеме уровня моря дискуссия о ценности материала проб была слишком краткой. Хорошие рисунки являются доказательством пригодности и качества проб для исследования определенной научной цели.

1. Einleitung

Die Entwicklungsgeschichte der Ostsee galt seit den letzten Jahrzehnten des vergangenen Jahrhunderts vor allem in den nordischen Ländern als ein zentrales Problem. Mit der Ausdehnung geologischer Aufnahmen auf den marinen Bereich ergaben sich neue Möglichkeiten für die weitere Erforschung der Geschichte dieses Meeres, an der nunmehr Wissenschaftler aller Anliegerstaaten beteiligt sind.

Die durch das Institut für Meereskunde Warnemünde seit 1960 systematisch betriebenen Echolotungen und Sedimentprobenentnahmen mit Vibrationsstechrohren führten zur Entdeckung alter Uferzonen meist brackischer Gewässer, die sich am Rande der mit Schlick bedeckten Mulden der südlichen Teile der Ost- und Nordsee erstreckten und nur in ganz bestimmten Tiefen zu finden waren. Damit konnte das paläogeographische Bild für jene Gebiete abgerundet werden, die der Forschung bisher nicht zugänglich waren (Abb. 1). Es ergaben sich Anhaltspunkte für die Phasen des baltischen Yoldia-Meeres, des Echeneis-Meeres, des Ancylus-Sees, des Mastogloia-Meeres und des Litorina-Meeres.

Dabei ist zu erwähnen, daß die Zuordnung der am Südwestrand des Arkona Beckens in 45 m Tiefe gelegenen Terrasse anfänglich Schwierigkeiten bereitete, die dazu führten, daß die Untersuchungen auf die in der südlichen Nordsee weit verbreitete, ebenfalls in 45 m Tiefe gelegene Terrasse ausgedehnt wurden. Die dort mögliche, zeitliche Einstufung ließ sich wegen des Kommunizierens der Ost- und Nordsee während der Echeneis-Phase auf die 45 m-Terrasse des Arkona Beckens übertragen.

Die Uferterrassen in der Bornholm Mulde (—60 m NN), am Südwestrande des Arkona Beckens sowie am Rande der in der Nordsee südlich der Dogger Bank gelegenen Mulde (—45 m NN), in der Mecklenburger Bucht (—30 m und —24 m NN), am Rande der Darßer Schwelle (—19 m NN) und im Greifswalder Bodden (—13 m NN) waren an Hand brackischer und limnischer Sedimente zu verfolgen.

An alten Außenküsten kamen teils submarine Geschiebemergelkliffs, Strandterrassen mit Geröllbedeckung, Dünenkomplexe und fossile Schwermineraleisen als Indikatoren des einstigen Verlaufs der Uferlinie hinzu.

Es
farb
Tafe
ment
sand
Die a
folger

Die
bereit
Schlu

Typ
der Be
meist
12 m T
dium-B
Kern 3
an. Sch
bei der
schicht

Anges
Holz un
Ufersedi
Holz, Mo
untersch
von Meer
Alters ge
Milieus er

Die Erd
Nordsee s

Untersu
an absolut
die von d
Untersuch
beurteilend

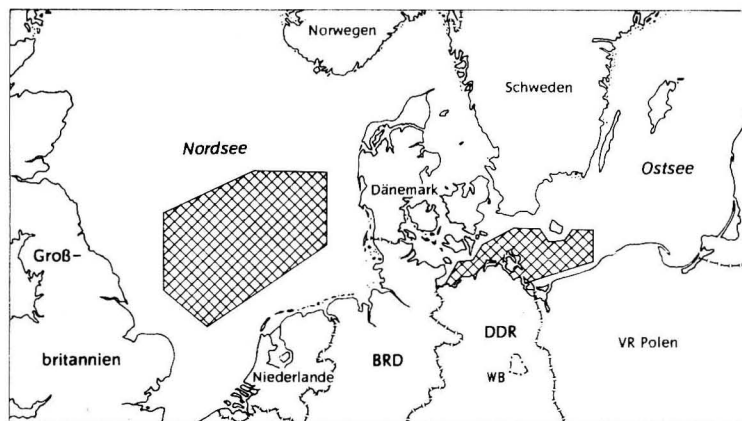


Abb. 1. Untersuchungsgebiete in der südlichen Ost- und Nordsee

Es ist ein besonderes Anliegen dieser Arbeit, dem Leser einige Beispiele typischer Sedimentfolgen farblich vor Augen zu führen, um das Probenmaterial einer kritischen Betrachtung zu unterwerfen. Auf Tafel I sind Stechröhrkerne aus der südlichen Ost- und Nordsee zu erblicken. Die Serie der Ufersedimente im zentralen Teil der Mecklenburger Bucht umfaßt vom Liegenden nach dem Hangenden: Ufersand, Kalkmudde, Torfgyttja mit feinen Schluffbändern, kalkhaltigen Schluff und humosen Schluff. Die abgebildeten Nordseekerne enthalten unterschiedliche, für Uferzonen charakteristische Sedimentfolgen. Allen gemeinsam ist der häufige Wechsel von Ton- und Schlufflagen mit humosen Bändern.

Die Beurteilung von alten Uferhorizonten wird bisweilen dadurch erleichtert, daß sie zwischen bereits bekannten Sedimenten eingeschaltet sind wie z. B. im Arkona Becken zwischen grünlichem Schluff-Ton der Echeneis-Phase im Liegenden und subrezentem, marinem Schlick im Hangenden.

Typische Molluskenhorizonte erleichtern ebenfalls die Gliederung eines Stechröhrkernes. So wird der Beginn der Litorina II-Transgression in Bodden- und Haffgewässern der südlichen Ostseeküste meist durch eine Schalenbreccie von vorwiegend Cardium und Mytilus über einer Torfgyttja aus 11 bis 12 m Tiefe angedeutet. In Kernen aus 40—45 m Tiefe der südlichen Nordsee schließt häufig ein Cardium-Horizont die boreale Sedimentserie ab. Der in Nordseekernen häufige Turritellen-Horizont (Taf. I, Kern 302) deutet die Sohle der durch Strömung und Orbitalbewegung ständig umgelagerten Sanddecke an. Schalen rezenter Mollusken gelangen in den Tälern von Megasandrrippeln auf diese Sohle und werden bei der fortschreitenden Umlagerung der Megarrippeln verschüttet. Die Braunfärbung der oberen Sandschicht zeugt von Sauerstoffzufuhr.

Angesichts der in Kernen vorliegenden Sedimentfolgen ist darauf hinzuweisen, daß Einzelfunde von Holz und Molluskenschalen sowie diejenigen Torfproben, die nicht im ungestörten Verband mit anderen Ufersedimenten angetroffen werden, als unsicher zu bezeichnen sind. Brandung und Strömung vermögen Holz, Molluskenschalen und steinzeitliche Artefakte auf weiten Strecken mitzuführen und um Höhenunterschiede von etlichen Metern zu verlagern. Es ist zu bedenken, daß für die Beurteilung des Wertes von Meeresgrundproben nicht nur die Kenntnis des Entnahmeortes, der Tiefenlage und des festgestellten Alters genügt. Die Zuordnung zu einem bestimmten, weit verbreiteten Horizont und die Kenntnis des Milieus erscheinen noch wichtiger.

Die Erörterung des eustatischen Problems an Hand der submarinen Terrassen der südlichen Ost- und Nordsee setzt eine Reihe von Überlegungen voraus.

Untersuchungen des postglazialen Meeresspiegelanstiegs haben nur dann einen Sinn, wenn eine Annäherung an absolute Beträge für möglich gehalten wird. Dies erscheint für diejenigen Meeresgebiete zutreffend, die von den Zentren der noch anhaltenden isostatischen Aufwölbung am weitesten entfernt liegen. Untersuchungen sollten nicht von solchen Küsten ausgehen, die im Spät- und Postglazial schwer zu beurteilenden isostatischen Veränderungen unterlagen.

Es ist auch wichtig, daß tektonische Bewegungen im südlichen Ost- und Nordseegebiet während des Holozäns im Vergleich zu den eustatisch bedingten Veränderungen eine untergeordnete Rolle spielten.

Deshalb möchte der Meeresgrund in beiden Untersuchungsgebieten für den Zeitraum der letzten 10000 Jahre als quasistabil angesehen werden, so daß das heutige Normalniveau des Meeresspiegels als Bezugshorizont gelten kann. Dies scheint nicht weniger berechtigt und erfolgversprechend als die Festlegung des Amsterdamer Pegelnullpunktes (NN), die zu vergleichbaren Messungen jüngster Wasserstandsänderungen an den Nord- und Ostseeküsten führte.

Untersuchungen im Ostseeraum werden dadurch begünstigt, daß weite Bereiche des einstigen Meeresgrundes in den nördlichen Ostseeländern über den heutigen Meeresspiegel gehoben sind, so daß Untersuchungen der Strandlinienverschiebung in verschiedenen Landesteilen Schwedens und in Südwestfinnland mit großer Genauigkeit durchgeführt werden konnten. Die auf dem Festland und am Meeresgrund erzielten Ergebnisse bestätigten einander im wesentlichen.

Die deutlich ausgebildeten submarinen Terrassen können nur bei wiederholten, längeren Halten des Meeresspiegels während kälterer Klimaabschnitte entstanden sein. Sie sind mit den präborealen Eishalten, die im Ostseeraum durch die letzten Salpausselkästadien in Erscheinung traten, den borealen Eisvorstößen der nordamerikanischen Cochrane-Phase und den aus Alaska bekannten subborealen Gletschervorstößen des „little Ice age“ in Zusammenhang zu sehen.

Während in den Darstellungen des holozänen Meeresanstiegs von TAPFER, SEIFERT, JELGERSMA u. a. Autoren die in bestimmten Tiefen festzustellende zeitliche Streuung der Proben der Annahme eines zeitlichen Verharrens des Meeresspiegels entgegenkommt, erschien die den Kurven von FAIRBRIDGE und NEWMAN (1959, 1964) zu entnehmende Behauptung, daß der Meeresspiegel niemals oder nur kurzfristig zur Ruhe gekommen wäre, nicht zutreffend. Für die von beiden Autoren verzeichneten, wiederholten Regressionen um 5 bis 8 m ergaben sich bei den Untersuchungen in der südlichen Ost- und Nordsee keine Anhaltspunkte. Jüngere Ufersedimente fanden sich stets in geringerer Meerestiefe als ältere Gytjtjen und Basistorfe. Dies galt jedoch nicht für ältere Torfe, die schon vor der marinen Überflutung in verschiedenen Niveaus gebildet wurden. Sie konnten nicht als Marken des eustatischen Meeresanstiegs gelten und waren vor der Untersuchung holozäner Küstenlinien am Meeresgrund auszugliedern wie z. B. die präborealen Torfe am Rande der Darßer Schwelle, die in fast gleichem Niveau mit atlantischen Torfgyttjen von -19 m NN gefunden wurden.

Aus demselben Grund besaßen die aus der Zeit der Landbrücke zwischen Schonen und Rügen stammenden Kiefernstubben, die vor der schwedischen Küste bei Kaseberga und Karlskrona aufgefischt wurden, für die Frage der Uferterrassen und des Meeresspiegelstandes nur einen beschränkten Wert.

Die zu einundderselben Uferterrasse gehörenden Sedimentfolgen ließen jedoch Niveauunterschiede bis zu 3 m erkennen. Z. B. fanden sich in der Uferzone des an der Wende vom Präboreal zum Boreal südlich der Dogger Bank gelegenen weiten Haffs gleichaltrige Torfgyttjen zwischen -46 m und -44 m NN. Boreale Torfgyttjen in der Mecklenburger Bucht wurden zwischen -30 m und -27 m NN angetroffen. Die frühatlantischen Gytjtjen vor der Südküste Lollands liegen zwischen -25 m und -23 m NN. Der durch Torfgyttja gekennzeichnete Litorina I-Horizont fand sich im Bereich der alten Flußmündungen und Seegatts zwischen Warnemünde und Arkona sowie im Greifswalder Bodden zwischen -13 m und -10 m NN.

Eine Variationsbreite bis zu 3 m wurde teils auf ein langsames Zurücksinken und Wiederansteigen des Meeresspiegels während einer Stagnationsphase zurückgeführt, das von finalen Pendelungen der vorangegangenen Transgressionsphase und von initialen Pendelungen der folgenden Transgression überlagert wurde. Derartige Pendelungen traten in Stechrohrkernen durch wiederholte Sequenzen der Flachwassersedimente in Erscheinung. Zum Beispiel ließ der auf Tafel I abgebildete Nordseekern 302 einen dreimaligen Wechsel der Flachwassersedimente von tonigem Schlick, Torfgyttja, Uferschlamm, Molluskenschalen und scharfem Ufersand erkennen. In isostatisch gehobenen Gebieten blieben Strandwälle als Marken finaler Pendelungen zurück, deren Höhe nach dem Meer hin um 2 bis 3 m abnimmt.

Zur
Aufna
Alle
Meeres
Die
Meeres
im süd
Die 4
Echener
Schwell
dringen
(Tab. 1)
Die 4
können
Zu der
der für d
zung zw

2. Die im älteren und mittleren Holozän entstandenen submarinen Hauptterrassen

Als submarine Hauptterrassen werden weit verbreitete und jederzeit auffindbare Uferterrassen mit eindeutiger Sedimentfolge bezeichnet, die sich auf Grund mikro- und makropaläontologischer Befunde den klassischen Entwicklungsphasen der Ostsee zwanglos zuordnen lassen.

Die Erkundung submariner Terrassen des südlichen Ostseeraumes (Abb. 2) umfaßte den Zeitraum 1960–1970. Es folgten nacheinander paläogeographische Erkundungen in der Mecklenburger Bucht (1960/61), im Bereich der Darßer Schwelle und Kadet Rinne sowie im westlichen Teil des Arkona Beckens (1960/61), im Bereich der Darßer Schwelle und Kadet Rinne sowie im westlichen Teil des Arkona Beckens (1962), im südlichen Teil des Bornholm Beckens (1963), in der Oder Bucht (1964) und im Greifswalder Bodden (1965).

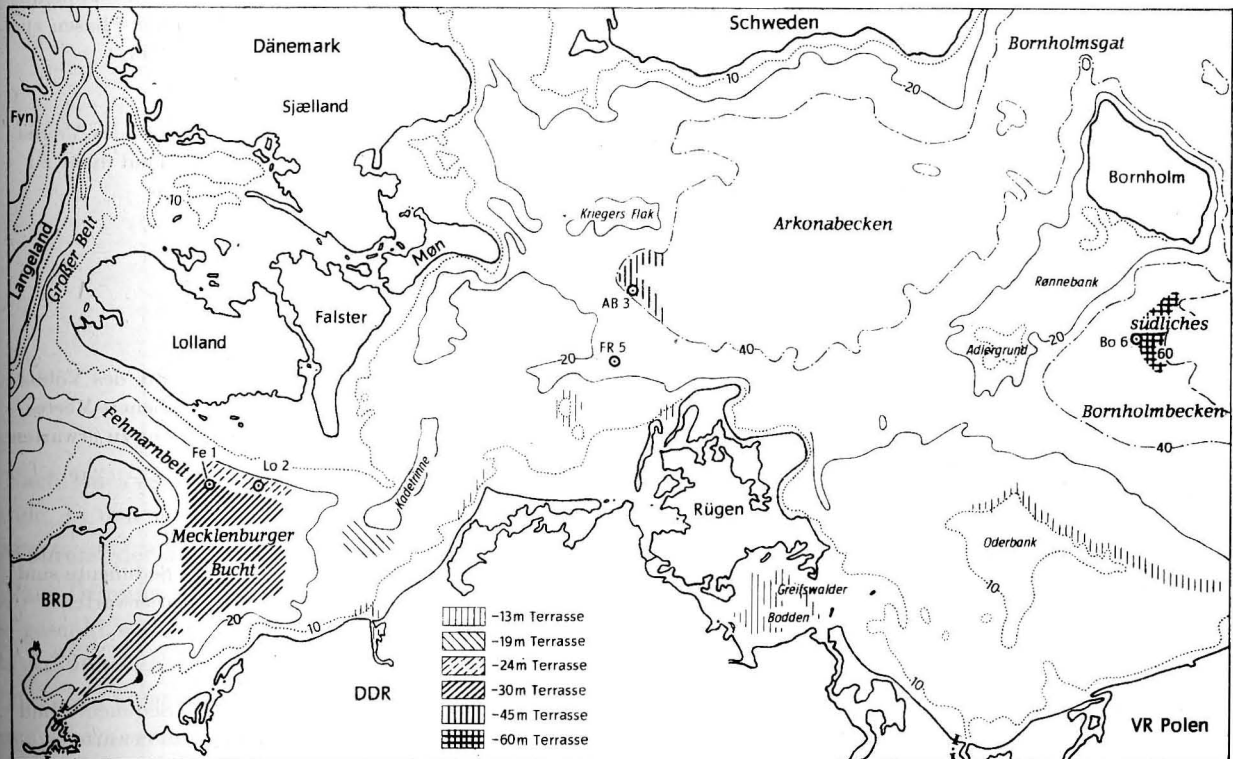


Abb. 2. Submarine Terrassen der südlichen und westlichen Ostsee

Zur Klärung des eustatischen Geschehens während des Präboreals und Boreals erfolgten zusätzliche Aufnahmen im Bereich der südlich der Dogger Bank gelegenen 45-m-Terrasse.

Alle submarinen Hauptterrassen konnten als Marken für Stagnationsphasen des stufenweise erfolgten Meeresspiegelanstiegs angesehen werden.

Die 60-m-Terrasse in der südlichen Bornholm Mulde kennzeichnet den Spiegelstand des Yoldia-Meeres zur Zeit seiner größten Ausdehnung im nördlichen Ostseeraum und der weitesten Regression im südlichen Ostseeraum.

Die 45-m-Terrasse am Südwestrand des Arkona Beckens läßt den Meeresspiegelstand am Ende der Echeneis-Transgression erkennen. Die höher gelegenen Terrassen der Mecklenburger Bucht, der Darßer Schwelle sowie der Oder Bank und des Greifswalder Boddens entstanden im Zuge des weiteren Vordringens des Weltmeeres durch die dänischen Belte und Sunde im jüngeren Boreal und im Atlantikum (Tab. 1).

Die 45-m-Terrasse in der südlichen Nordsee und die 13-m-Terrasse vor der südlichen Ostseeküste können als Leithorizonte gelten.

Zu den die 13-m-Terrasse kennzeichnenden Torfgyttjen und Basistorfen kommt als hangende Schicht der für die hochmarine Litorina II-Phase typische Cardium-Klei hinzu, dessen Unterkante eine Abgrenzung zwischen der 1. Stillstandsphase und der 2. Transgressionsphase des Litorina-Meeres vornehmen

läßt. Ferner wies FLORIN (1963) darauf hin, daß die Litorina I-Terrasse im östlichen Mittelschweden in einer Höhe von 64–70 m über dem Meeresspiegel topographisch besonders deutlich ausgeprägt erscheint.

Tabelle 1
Übersicht über die submarinen Terrassen und Sedimente der südlichen und westlichen Ostsee

Meeresteile Wassertiefe	Bezeichnung und Niveau der Terrasse; zugehörige Ufer- sedimente	Bezeichnung, Zeit, Betrag und Sediment der folgenden Trans- gression	Letztglaziales Sediment im Untergrund	Zu erwartende und nicht zu erwartende Sedimente
Bornholm Mulde südlicher Teil 60–70 m	Yoldia-Terrasse – 60 m NN Schluff grau, humos	Echeneis-Transgression im jüngeren Präboreal, 15 m, Schluff tonig, graugrün	Bänderton rosa	Es müßten Sedimente sämtlicher Phasen zu finden sein
Arkona Becken 40–50 m	Echeneis-Terrasse – 45 m NN Schluff tonig, graugrün	Boreale Transgression im älteren Boreal (Va), 15 m, Schluff hellgrau	Bänderton rosa	Sedimente des Yoldia- Meeres sind nicht zu erwarten
Mecklenburger Bucht: Zentraler Teil 25–28 m	Ancylus-Terrasse – 30 m NN Kalkgyttja, Torf- gyttja, Ufersand	Fortsetzung der bore- alen Transgression im jüngeren Boreal (Vb), 6 m, Schluff graubraun	Bänderton rosa	Sedimente des Yoldia- und Echeneis-Meeres sind nicht zu erwarten
Randliches Gebiet vor der dänischen Küste 22 m	Mastogloia-Terrasse – 24 m NN Schluff mit Torf- bändern	Mastogloia-Transgres- sion an der Wende Boreal/Atlantikum, 5 m, Schluff grau	Bänderton blaugrau	
Darßer Schwelle 18 m	Cypleus-Terrasse – 19 m NN Torfgyttja, Schluff humos gebändert	Litorina I-Transgres- sion im mittleren Atlantikum, 6 m, Feinsand	Geschiebemergel, Ton grau	Ältere Sedimente sind nicht zu erwarten
Breitling, Libben, Plantagenet Grund, Oder Bank, Greifswalder Bod- den 9–12 m	Litorina I-Terrasse – 13 m NN Torfgyttja, Basistorf	Litorina II-Transgres- sion im jüngeren Atlantikum, 6 m, Cardium-Klei, -Breccie, -Schlick	Geschiebemergel	Ältere Sedimente sind nicht zu erwarten
Prerow Bank, Oder Bank, Greifswalder Bod- den 6–7 m	Litorina II-Terrasse – 7 m NN kalkige und humose Absätze, Steinwälle	Subboreale Trans- gression	Geschiebemergel	Ältere Sedimente sind nicht zu erwarten

2.1. Die 60-m-Terrasse in der Bornholm-Mulde

Die 60-m-Terrasse tritt als flache Uferzone am Rande der sich zwischen Bornholm und der Stolpe Bank in südwestlicher Richtung erstreckenden, mit Schlick bedeckten Mulde in Erscheinung.

Die Eisrandlagen J_{1-3} der Bornholm-Phase lassen uns das südlich Bornholm gelegene Becken als Großgletschermulde auffassen (Abb. 3, TAFEL II).

Während sich die nördlich und südlich um Bornholm geflossenen Großgletscher in der nordrügenschon Phase H in der Oder Bucht vereinigt hatten, war während der Bornholm-Phase die etappenweise Trennung beider Großgletscher auf der Oder Bank, dem Adler Grund und der Rönne Bank erfolgt. Die Rekonstruktion der Staffeln J_{1-3} gelang teilweise auf Grund von Durchragungen des Geschiebemergels sowie der Verbreitung grober Restsedimente in den Stauchungszonen. Weiteren Anhalt boten die in

Ge
mo
der
mo
erf
Blö

Nach
Mulde.

Wäh
Nach
tief gese
das Ark

Um et
Danach

Der vo
mit Tief
Spiegel d

Der an
hielt u. a
4 m lange
Sediment

Die zun
Ton weise
lungen de
beim grau
umgelager

Der auf
0,5 sm von
Schlick mit

weitere Pre
Die von
Greifer erfa
bezeichnet

Geschiebemergel eingebetteten, flachen Blockwälle am Meeresgrund, die als Jahresmoränen (annual moraines) angesehen werden können (Abb. 4). Ihr Streichen und Fallen kennzeichnete die Naht zwischen den beiden Großloben im Arkona Becken und der südlichen Bornholm Mulde. Ein Teil dieser Jahresmoränen lag während der Litorina I-Stillstandsphase des Meeresspiegels in der Brandungszone. Es erfolgte die Umwandlung in Geschiebestreifen und Blockwälle dadurch, daß der Mergel zwischen den Blöcken herausgewaschen und die Blockpackung in der Vertikalen verdichtet wurde.

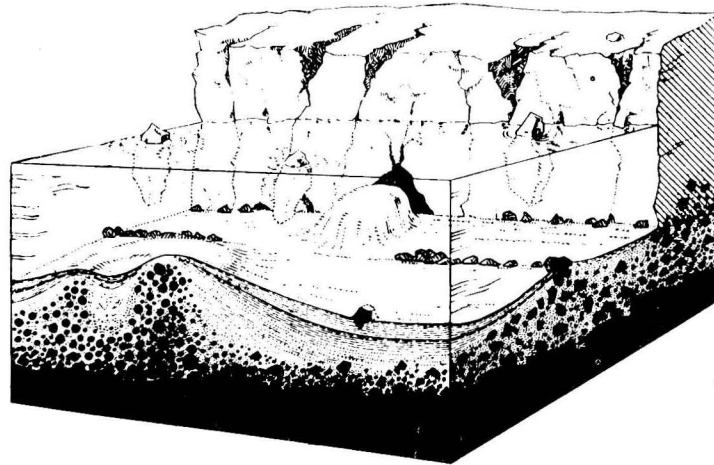


Abb. 4. Entstehung von Jahresmoränen (annual moraines) oder Geschiebestreifen nach E. GRANLUND 1949

Nach Rückverlegung der Grenze des lebendigen Eises verblieben Toteiskörper im zentralen Teil der Mulde. In den sie umgebenden Eisstauseen wurden Schluff und Bändertone abgesetzt.

Während der allerödzeitlichen Phase des Baltischen Eissees bedeckte rosa Ton die gesamte Mulde.

Nach Öffnung des breiten Abflusses durch das Mälar-Gebiet war der Spiegel des Baltischen Eissees so tief gesenkt worden, daß weite Teile des Seebodens trockenfielen. Der gesamte Bereich westlich Rügens, das Arkona Becken und die Oder Bucht gehörten zum Festland (Abb. 31, S. 39).

Um etwa 8000 v. u. Z. erreichte der Weltmeerspiegel das Niveau des mittelschwedischen Durchlasses. Danach kam es zum Einstrom von Meerwasser und zur marinen baltischen Yoldia-Phase (Abb. 5, TAF. II).

Der von der Einmündung weit entfernte Meeresteil südlich von Bornholm bildete ein flaches Gewässer mit Tiefen bis zu 20 m. In der bei -60 m NN gelegenen Uferzone entstanden keine Kliffs, da der Spiegel des Yoldia-Meeres nur den flachen, zentralen Teil der Mulde erreichte.

Der am 17. 8. 1963 südlich Bornholm bei einer Wassertiefe von 59 m entnommene Stechrohrkern enthielt u. a. eine 12 cm starke Torfgyttja im ungestörten Schichtverband (Taf. I). Die Schichtfolge des 4 m langen Stechrohrkernes ist Tab. 2 zu entnehmen. Der rosa Ton im Liegenden stellt das letztglaziale Sediment dar.

Die zum Teil humosen Sedimente zwischen der oberen, nur 38 cm starken Schlickdecke und dem rosa Ton weisen auf eine alte Uferzone hin. Der wiederholte Wechsel zwischen Schluff und Ton läßt Pendelungen des Wasserspiegels vermuten. Die Farbe, der höhere Schluffanteil und das Fehlen von CaCO_3 beim grauen Ton lassen darauf schließen, daß dieser Ton im Gegensatz zum rosa Ton in der Uferzone umgelagert wurde.

Der auf demselben in E-W-Richtung gefahrenen Streck an der Nachbarstation BM7 im Abstand von 0,5 sm von Station BM6 gezogene Kern ließ die gleiche Schichtfolge, aber an Stelle der Torfgyttja nur Schlick mit feinen humosen Bestandteilen erkennen. 1972 konnten in der Nähe mit einem Stechkasten weitere Proben des humosen Horizontes entnommen werden.

Die von PRATJE (1933) am Fuße des Westhangs der Stolpe Bank bei gleicher Wassertiefe mit dem Greifer erfaßte Torfgyttja war von THOMSON pollenanalytisch untersucht und als „vorancycluszeitlich“ bezeichnet werden, (Abb. 8, TAF. III).

Tabelle 2

Profilbeschreibung des Stechrohrkernes BM6 aus der Bornholm Mulde
($\varphi = 54^{\circ}47' N$; $\lambda = 14^{\circ}53' E$) Wassertiefe 59 m

Teufe im Kern cm	Schicht- stärke cm	untere Grenze —m NN	Sediment	CaCO ₃
0— 15	15	59,15	Schluff schlickig, grau	—
15— 27	12	59,27	Schluff tonig, blaugrau	—
27— 38	11	59,38	Schlick weich, olivgrau	—
38— 62	24	59,62	Ton weich, blaugrau, ab 59 cm humos	—
62— 74	12	59,74	Torfgyttja	—
74— 75	1	59,75	Schlick mit humosem Filz	—
75— 76	1	59,76	Torfgyttjaband	—
76— 87	11	59,87	Ton mausgrau, humos mit Holzresten, zuunterst Torffilz	—
87— 89	2	59,89	Schluff grau	—
89—139	50	60,39	Ton graubraun	—
139—160	21	60,60	Schluff grau, zerfließend	+
160—400	240	63,00	Ton rosa	+

Auf Grund der Pollenanalyse von 2 Stichproben des Kernes BM6 entschied KROG (1965) für spätes Präboreal, während J. MAJEWSKI (1966) an Hand des von ihr entworfenen Pollendiagramms auf frühes Boreal erkannte (Abb. 7).

Nach SCHWARZENHOLZ (1967) ließen die Diatomeen in den über der Torfgyttja angetroffenen Sedimenten ein marines Milieu und eine Abnahme der Salinität nach dem Hangenden feststellen.

Dieser Befund kam einer Zuordnung der 60-m-Terrasse zur baltischen Yoldia-Phase entgegen. Leider enthielten die Sedimente des Liegenden unter der Torfgyttja keine Diatomeen.

Es ist zu beachten, daß Ort und Tiefenlage der in der Bornholm-Mulde gefundenen, humosen Sedimente den von MUNTHE (1940) und SAURAMO (1957) entworfenen paläographischen Karten entsprechen.

Das Jahr des ersten marinen Einflusses in SW-Finnland wurde von DONNER (1969) mit 7921 v. u. Z. angegeben.

Nach DONNER (1964) entstand eine Hauptterrasse in SW-Finnland im Zeitabschnitt zwischen 7800 und 7600 v. u. Z. Demnach wäre mit einem Verharren des Meeresspiegels im mittleren Präboreal zu rechnen, das von BEHRE (1966) als kalter Abschnitt IVb der „jüngsten Parktundrenzeit“ gekennzeichnet wurde, während es sich bei den Abschnitten IVa und IVc um wärmere Abschnitte handelte. Dies paßt gut zu den Befunden im Ost- und Nordseeraum, nach denen je ein Meeresspiegelanstieg zu Anfang und gegen Ende des Präboreals erfolgte.

2.2. Die 45-m-Terrasse im Arkona Becken

Die am Südwestrand des Arkona Beckens gelegene 45-m-Terrasse wurde 1962 bei Stechrohrprobenentnahmen zwischen Kriegers Flak und der Nordküste der Insel Rügen entdeckt. Es wurden im September 1962 an 11 Stationen Stechrohrkerne gezogen, die zwischen liegendem, spätglazialen rosa Ton und hangendem, subrezentem Schlick 1 bis 2 m Schluff mit tonigen und humosen Lagen enthielten, die auf eine Uferzone schließen ließen. Zahlreiche in folgenden Jahren entnommene Stechrohrkerne bestätigten diesen Befund und spiegelten die paläogeographische Entwicklung des Arkona Beckens im Spätglazial und älteren Holozän deutlich wider.

Während der letzten Vereisung waren Großgletscher aus dem Arkona Becken in westlicher und nördlicher Richtung vorgestoßen. An den Aufragungen von Kriegers Flak und Möen erfolgte die Teilung der Eisströme nach dem Öre Sund und der Mecklenburger Bucht. Die bis zur spätglazialen Bornholm-Phase J dauernde Funktion von Kriegers Flak als Eisstromteiler kommt durch gut erhaltene Stauungen am Nordost- und Südostrand der Geschiebemergelauftragung zum Ausdruck (Abb. 32, S. 39).

Nach Rückverlegung des lebendigen Eisrandes und Abschmelze des im Arkona Becken verbliebenen Toteises während des Alleröd-Interstadials umfaßte der Baltische Eisseee die gesamte Mulde. In diesem

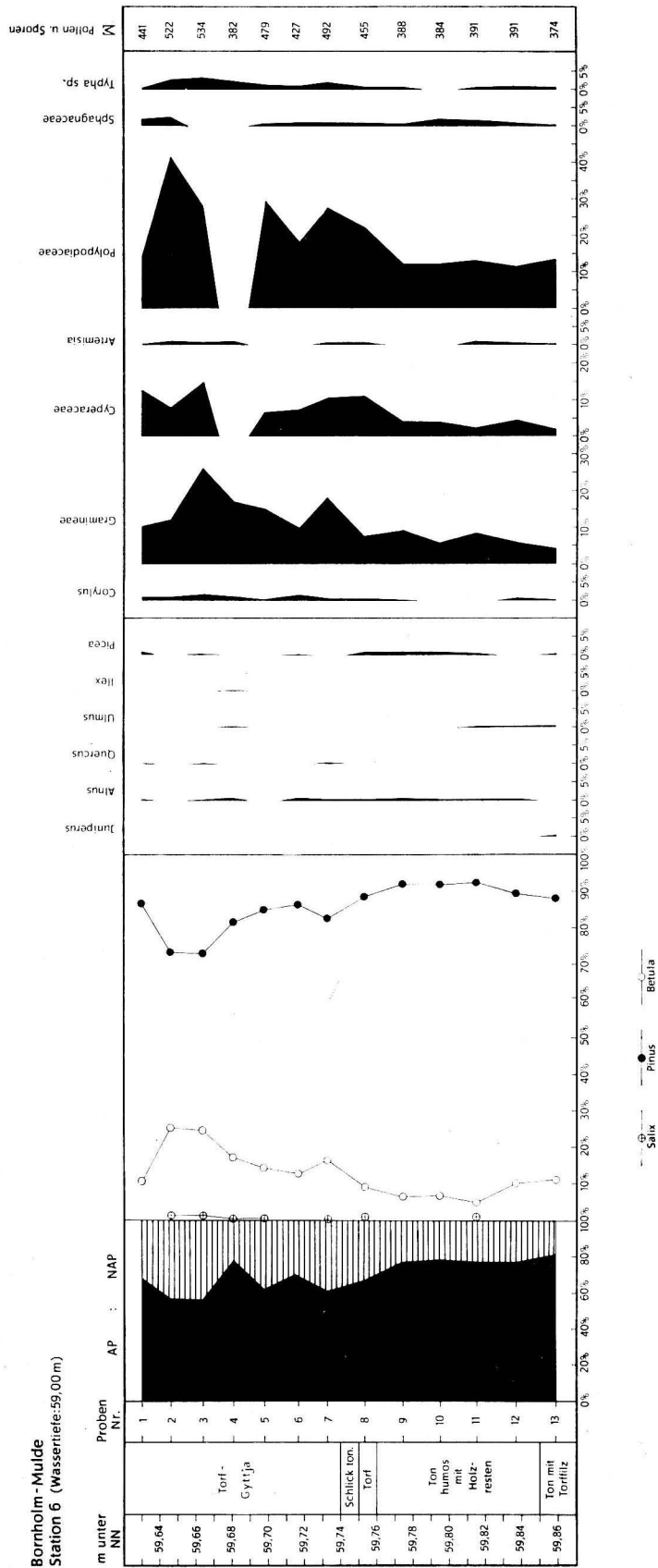


Abb. 7. Pollendiagramm für die Torfgyttjaschicht des in der südlichen Bornholm Mulde an Station EM6 entnommenen Stechrohrkernes nach J. MA-JEWSKI 1966

Gewässer gelangte der bereits erwähnte, weiche, kalkhaltige, rosa Ton zum Absatz, in dem bisweilen helle Schlufflinsen und einzelne Steine, die auf treibendes Eis schließen lassen, angetroffen wurden (Taf. I).

Nach Öffnung der Billinger Pforte und Absenkung des Baltischen Eissees fiel das Arkona Becken trocken. In der folgenden Zeit breitete sich eine Flugsanddecke über den rosa Ton, die bei der Echeneis-Transgression verebnet und auseinandergezogen wurde (Abb. 6, TAF. II).

Das bei Tonne 4 südlich von Kriegers Flak mit einem 5 m langen Vibrationsstechrohr in W-E-Richtung auf 3,5 m Länge untersuchte Profil läßt das Auskeilen des vom Beckenrand her auf den rosa Ton gelangten, graubraunen Feinstandes verfolgen (Abb. 9). Darüber findet sich eine hellgraugrüne bis schwach türkisfarbene Schicht tonigen Schluffs (Taf. I), die nach dem Rand des Beckens bei etwa -44 m NN ausläuft.

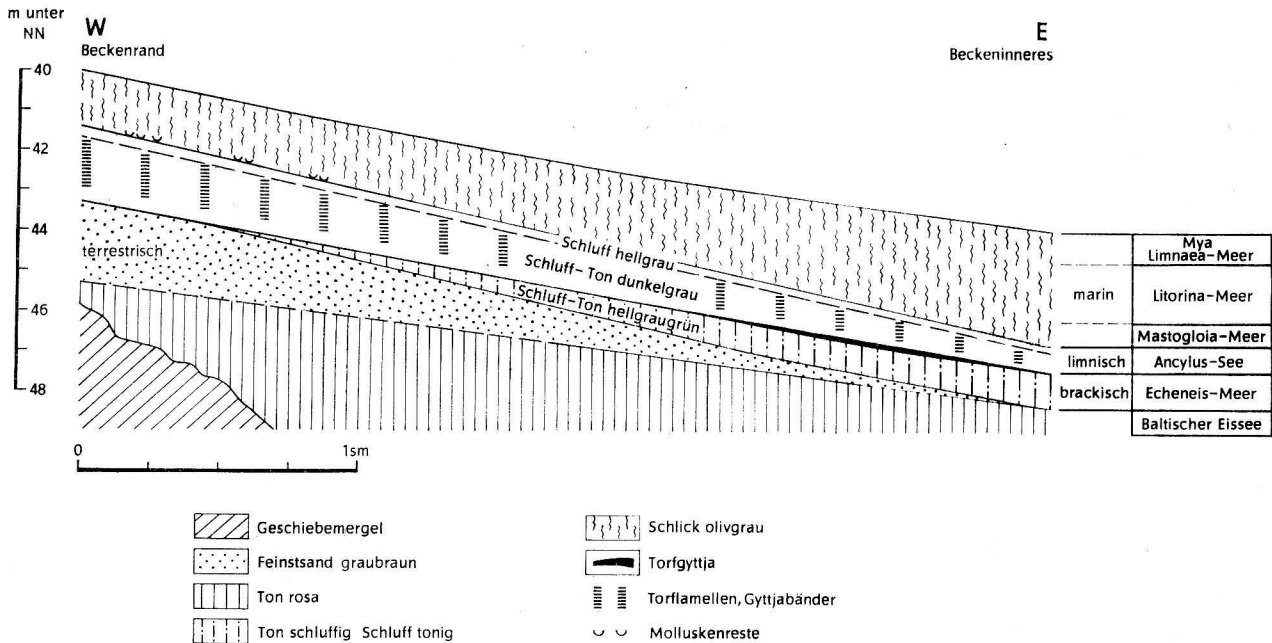


Abb. 9. Profil bei Tonne 4 südlich von Kriegers Flak-Uferzone am SW-Rand des Arkona Beckens

Im Hangenden schiebt sich eine anfangs 180 cm starke, graubräunliche Schluffschicht keilförmig nach dem Zentrum der Mulde hin vor. Im unteren Teil dieser Schicht findet sich in Teufen zwischen -45 m und -48 m NN eine bis zu 12 cm starke Torfgyttja eingeschaltet, während der obere Teil zahlreiche humose Bänder im Wechsel mit dunkleren, tonigen Lagen und helleren Schlufflagen aufweist. Die Schicht schließt nach oben mit einer 5 bis 10 cm starken Decke hellgrauen Schluffs ab. Die gesamte Schluffschicht gelangte offenbar in der Uferzone eines flachen Gewässers bei zunächst verharrendem und später langsam steigendem Wasserspiegel zum Absatz. Die Verzahnung der Schichten erscheint für eine Uferzone charakteristisch. Darüber folgt die bis mehrere Meter mächtige Schicht marinen Schlicks, deren Oberfläche nach dem zentralen Teil des Arkona Beckens flach abfällt.

Die von V. LAPPALAINEN vorgenommene Diatomeenanalyse des Stechrohrkernes 04 läßt den genetischen Zusammenhang verstehen (Abb. 10).

Die Proben Nr. 1-3 enthielten keine und Probe Nr. 4 nur sehr wenige Diatomeen.

Die aus der hellgraugrünen Schluffschicht stammenden Proben Nr. 5-12 enthielten sämtlich Salzwasserarten neben brackisch-limnischen und limnischen Arten. Dabei nahm die Anzahl der Salzwasserdiatomeen von etwa 40% in Probe Nr. 5 bis auf 6% in Probe Nr. 12 stetig ab. Es ist demnach in der 65 cm starken, hellgraugrünen Schluffschicht ein allmählicher Übergang von der Flora eines recht salzigen Brackwassers in diejenige eines nur schwach salzigen Brackwassers zu verzeichnen.

Probe Nr. 13 enthielt nur noch Süßwasserarten, so daß der hangende, graubraune humose Schluff ein Süßwassersediment darstellt. Dies trifft nach Feststellungen von D. LANGE auch für die gesamte, in diesem Kern etwa 80 cm starke Schluff-Tonschicht mit humosen Lagen zu (Tab. 3).

Abb. 10.

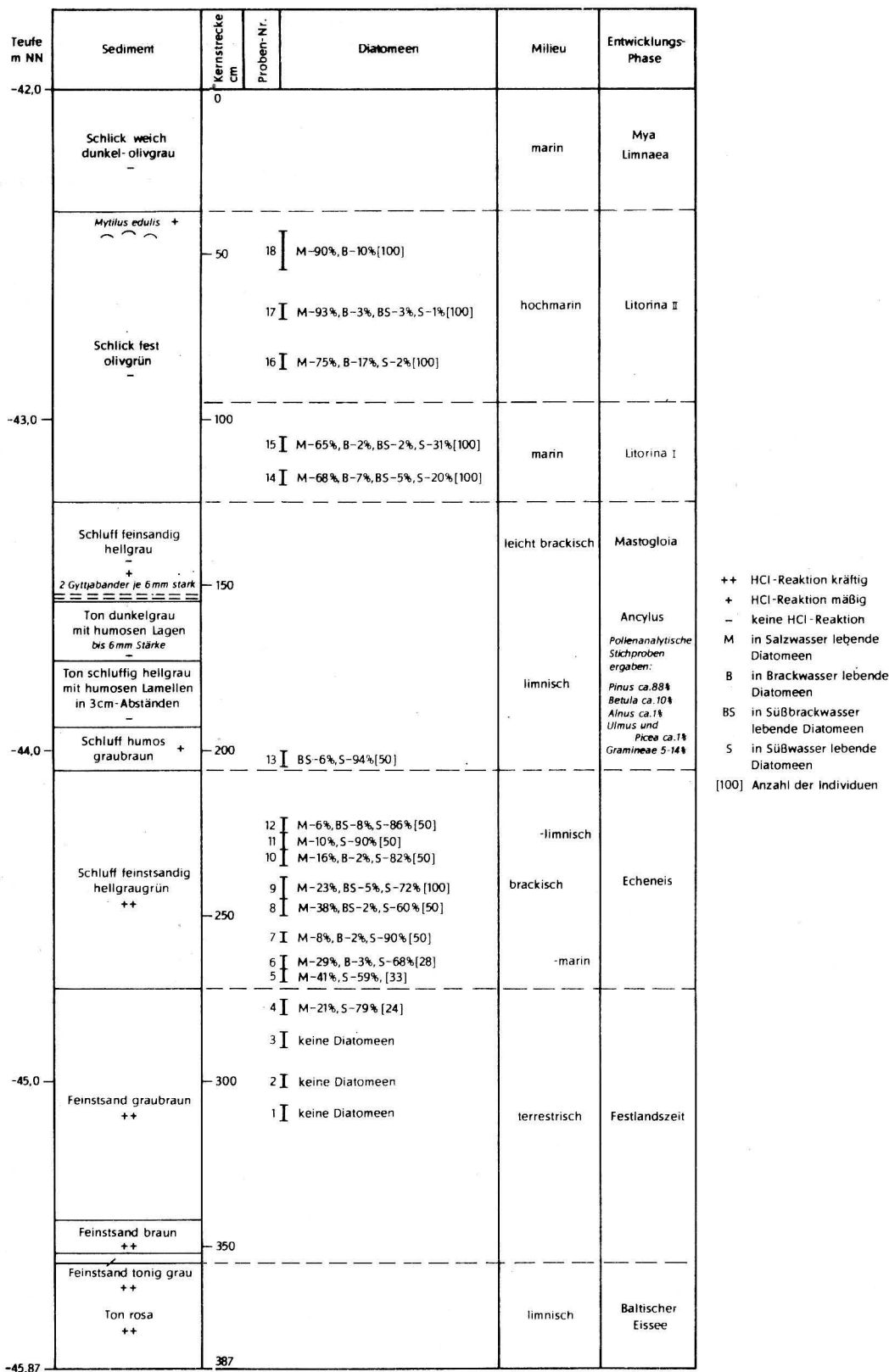


Abb. 10. Ergebnis der Diatomeenanalyse des Stechröhrkernes 04 vom SW-Rand des Arkona Beckens, 0,5 sm ostwärts Tonne 4, Wassertiefe: 42,0 m nach V. LAPPALAINEN, Helsinki 1964

Tabelle 3

Diatomeen des Süßwasserhorizontes im Arkona Becken
nach D. LANGE, Inst. f. Meereskunde Warnemünde 1972

Häufigkeit in einer Probe (150 Exempl.):	Milieu:
a = Einzelexemplar	M = Meerwasserformen
b = selten (2–5 Exempl.)	B = Brackwasserformen
h = häufig (6–20 Exempl.)	S = Süßwasserformen
sh = sehr häufig (21–50 Exempl.)	(B) = bis ins Brackwasser reichende Süß- bzw. Meerwasserformen
m = massenhaft (50 Exempl.)	

Lebensweise:

p = planktonisch
e = epiphytisch
b = benthonisch

Species	Häufigkeit	Lebensweise	Milieu
<i>Achnanthes Lanceolata</i> (BRÉBISSON) GRUNOW	a	e	(B) S
<i>Amphora ovalis</i> KÜTZING	a	e	(B) S
<i>Amphora ovalis</i> var. <i>pediculus</i> KÜTZING	h	e	(B) S
<i>Cocconeis placentula</i> EHRENBERG	h	e	(B) S
<i>Coscinodiscus plicatulus</i> GRUNOW	a	p	M
<i>Cyclotella comta</i> EHRENBERG (KÜTZING)	sh	p	S
<i>Cyclotella Kützingiana</i> THWAITES	a	p	S
<i>Cyclotella Meneghiniana</i> KÜTZING	h	p	(B) S
<i>Cyclotella striata</i> (KÜTZING) GRUNOW	s	p	M B
<i>Cymbella cistula</i> (HEMPER) GRUNOW	a	e	S
<i>Cymbella cymbiformis</i> (KÜTZING) VAN HEUSCK	s	e	S
<i>Diatoma elongatum</i> AGARDH	sh	p	B S
<i>Diploneis didyma</i> EHRENBERG	a	b	M B
<i>Diploneis</i> sp.	a	b	
<i>Epithemia Hyndmanni</i> W. SMITH	s	e	S
<i>Epithemia Muellerei</i> FRICKE	s	e	S
<i>Epithemia turgida</i> (EHRENBERG) KÜTZING	s	e	(B) S
<i>Epithemia zebra</i> (EHRENBERG) KÜTZING	a	e	(B) S
<i>Fragilaria construens</i> (EHRENBERG) GRUNOW	a	e	(B) S
<i>Fragilaria pinnata</i> var. <i>lanceolata</i> (SCHUMANN) HUSTEDT	s	(p) e	S
<i>Gomphonema acuminatum</i> EHRENBERG	a	e	(B) S
<i>Gomphonema angustatum</i> (KÜTZING) RABENHORST	a	e	S
<i>Gomphonema olivaceum</i> (LYNGBYE) KÜTZING	a	e	(B) S
<i>Melosira granulata</i> (EHRENBERG) RALFS	h	p	S
<i>Melosira islandica</i> O. MÜLLER	s	p	S
<i>Melosira (Paralis) sulcata</i> (EHRENBERG) KÜTZING	s	p	M
<i>Meridion circulare</i> AGARDH	a	e	S
<i>Navicula cincta</i> var. <i>leptocephala</i> (BRÉBISSON) GRUNOW	a	b	(B) S
<i>Navicula gracilis</i> EHRENBERG	a	e b	B S
<i>Navicula hungarica</i> var. <i>capitata</i> (EHRENBERG) CLEVE	s	b	S
<i>Navicula oblonga</i> KÜTZING	h	b	(B) S
<i>Navicula radiosa</i> KÜTZING	h	b	S
<i>Navicula viridula</i> KÜTZING	a	b	(B) S
<i>Nitzschia capitellata</i> HUSTEDT	s	b	B S
<i>Pinnularia viridis</i> (NITZSCH) EHRENBERG	a	b	S
<i>Rhoicosphenia curvata</i> (KÜTZING) GRUNOW	a	e	B (S)
<i>Rhopalodia gibba</i> (EHRENBERG) O. MÜLLER	h	e	B S
<i>Stephanodiscus astrea</i> (EHRENBERG) GRUNOW	m	p	B S
<i>Stephanodiscus dubius</i> (FRICKE) HUSTEDT	m	p	B S
<i>Synedra affinis</i> var. <i>fasciculata</i> (KÜTZING) GRUNOW	s	e	B S
<i>Synedra capitata</i> EHRENBERG	s	e	(B) S
<i>Synedra tabulata</i> var. <i>rupicula</i> (GRUNOW) CLEVE	h	e	M B S
<i>Synedra ulna</i> (NITZSCH) EHRENBERG	h	e	(B) S
<i>Tabellaria fenestra</i> (LYNGBYE) KÜTZING	h	e	(B) S

Die Analyse der Schlickproben Nr. 14—18 des Kernes 04 ergeben ein deutliches Übergewicht mariner Arten. Dabei war eine Zunahme der im Salzwasser lebenden Diatomeen von etwa 65% in den Proben Nr. 14, 15 bis 90% und darüber in den Proben Nr. 17, 18 zu verzeichnen.

Die vorläufigen Befunde lassen bei einer Grobansprache der Sedimentfolge in Stechrohrkernen vom Südwestrand des Arkona Beckens nach petrographischen Merkmalen und der Färbung einen Brackwasser-, Süßwasser- und marinen Horizont unterscheiden.

Im Hinblick auf die von MUNTHE und SAURAMO dargestellten Entwicklungsphasen der Ostsee lassen der über dem spätglazialen rosa Ton und Feinstsand angetroffene, bis 100 cm starke Brackwasserhorizont und der hangende, bis 180 cm starke Süßwasserhorizont aus Tiefen zwischen —48 m und —42 m NN sofort aufmerken.

Der im Arkona Becken weit verbreitete, hellgraugrünliche Schluff-Ton stellt offenbar das Sediment der Echeneis-Phase dar. Die fortwährende Abnahme mariner Diatomeen in dieser Schicht ist auf die Verengung und allmähliche Schließung der mittelschwedischen Meeresstraße am Ende dieser Phase zurückzuführen.

Die Torfgyttja deutet auf ein Verharren des Meeresspiegels im Niveau von etwa —45 m NN, das bei gleichzeitig fortgesetzter isostatischer Hebung Mittelschwedens zur Isolierung des Ancylus Sees führte. Das Ergebnis der Diatomeenanalyse spricht für einen kontinuierlichen Übergang von der Echeneis-Phase in die Ancylus-Phase.

Abweichungen der lokalen Diatomeenflora von den für beide Phasen typischen Florengemeinschaften lassen sich auf Grund der weiten Entfernung von der mittelschwedischen Meeresstraße, des nur engen Durchlasses von Bornholms Gat und der damaligen Wassertiefe im Arkona Becken von weniger als 10 m erklären.

Der beginnende Anstieg des Ancylus Sees wird durch die als Wasserstandsmarken anzusehenden, humosen Lamellen belegt. Die Diatomeenanalyse ließ einen auffälligen Sprung zwischen der die Ancylus-Phase repräsentierenden, humosen Schluffschicht und der hangenden Schlickschicht verzeichnen. Dies kann als Hinweis auf die nach Überwindung der Darßer Schwelle durch das Meer erfolgte, rasche Änderung des Milieus im Arkona Becken gewertet werden.

In der 2 bis 3 m mächtigen Schlickschicht läßt sich der untere Abschnitt mit etwa 65% marinen Diatomeen bereits der brackisch-marinen Litorina I-Phase zuordnen, während über 90% marine Diatomeen im mittleren Abschnitt ein hochmarines Milieu während der Litorina II-Phase erkennen lassen.

Die Diatomeenanalyse der obersten, rezenten Schlickdecke ergab im Mittel 87% Salzwasserformen, 7% Brackwasserformen und 6% Süßwasserformen.

Die zeitliche Einstufung der einzelnen Horizonte bereitete wegen der schlechten Erhaltung der Pollen Schwierigkeiten. Sie erfolgte in Zusammenhang mit den Befunden für die in der südlichen Nordsee ebenfalls vorhandene 45-m-Terrasse. Dabei war die Überlegung entscheidend, daß bis zum Ende der Echeneis-Transgression die Ost- und Nordsee kommunizierten und daß es sich bei den südlichen Teilen beider Meere um die in postglazialer Zeit isostatisch am wenigsten veränderten Meeresteile handelt.

2.3. Die 45-m-Terrasse in der Nordsee

Bei einem Blick auf die Tiefenkarte des südlichen Teils der Nordsee, dessen Abgrenzung etwa durch die 100-m-Isobathe erfolgt, fallen die zentral gelegene Dogger Bank und die sich südlich erstreckende, 40—50 m tiefe, große Mulde ins Auge. An beiden Enden der Mulde setzen im NE und SW Rinnen an, welche um die bei der marinen Überflutung abradierten Geschiebemergelplateaus des Tail Ends und des Südwest-Flachs herumführen (Abb. 11).

Im Vergleich zu der im Südwesten gelegenen, Outer Silver Pit genannten, schmalen tiefen Rinne erscheint die am Nordostende der Dogger Bank vorbeiführende Schlickrinne flach und breit. Beide Rinnen dienten während der spätglazialen Festlandszeit des südlichen Nordseegebietes der Entwässerung der großen Mulde und dem Abfluß von Elbe, Weser und Ems, wie es von REID (1913) in einer paläogeographischen Skizze dargestellt wurde.

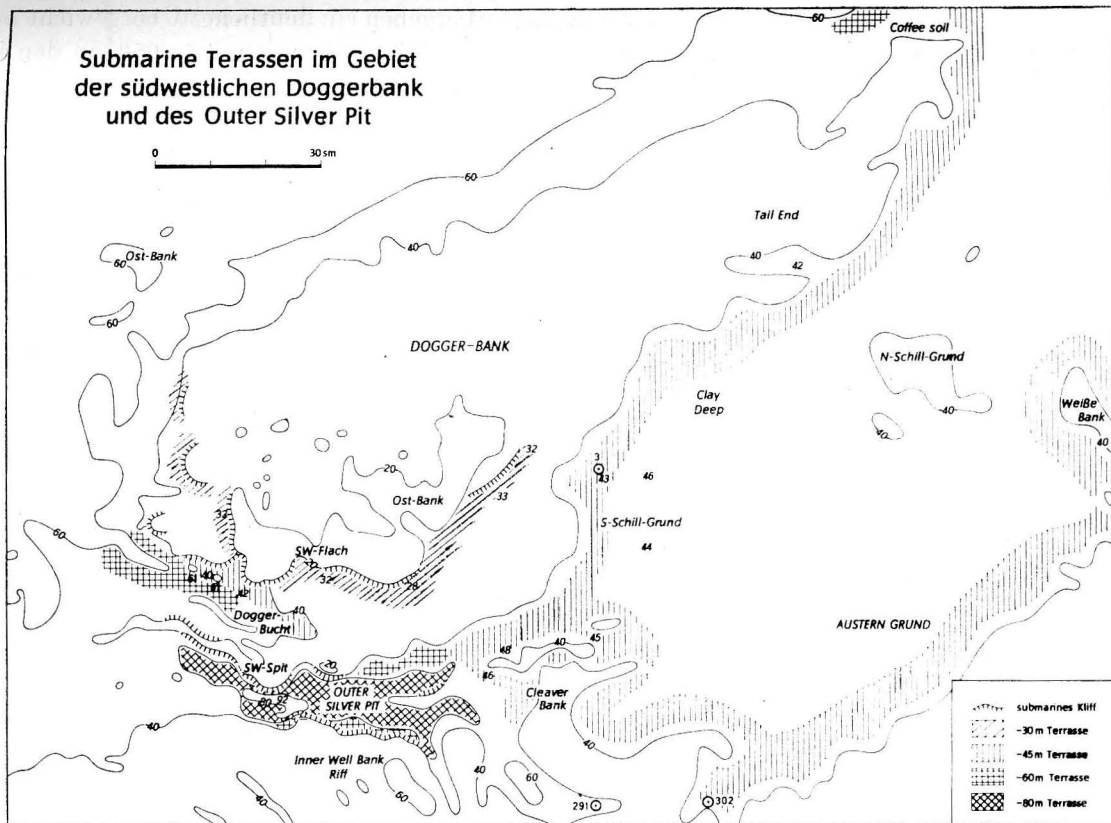


Abb. 11. Submarine Terrassen der südlichen Nordsee im Bereich der Dogger Bank und des Outer Silver Pit

Die untermeerische Landschaft in der Umgebung von Outer Silver Pit gleicht einer norddeutschen Endmoränenlandschaft mit tief eingeschnittenen Rinnenseen. Das Sediment am Grunde von Outer Silver Pit besteht aus hellbraunem Lehm, der von den seitlichen Hängen über eine Steinsohle geflossen ist.

An den Rändern der Dogger Bank bot sich die beste Gelegenheit, nach submarinen Terrassen zu suchen. So ließ sich z. B. vom 20-m-Plateau des Südwest-Flachs nach der Dogger Bucht hin ein treppenförmiger Abstieg über eine 30-m- und 45-m-Terrasse hinweg bis auf die 60-m-Terrasse am Grunde der untermeerischen Bucht verfolgen.

An den steil abfallenden Nord- und Südhängen von Outer Silver Pit findet sich jeweils eine schmale 60-m-Terrasse, die im östlichen Teil nach der Aufgabelung der Rinne in zwei flacher werdende Fortsätze eine Verbreiterung erfährt. In die als 80-m-Terrasse anzusehende Grundfläche von Outer Silver Pit ist die als Skate Hole bezeichnete, längliche Mulde eingeschnitten, die eine größte Tiefe von 102 m aufweist.

Am entgegengesetzten Ende der Dogger Bank erstreckt sich nördlich der als Coffee Soil bezeichneten Platte (—45 m NN), auf der harter, grauer Geschiebemergel unter wenigen Zentimetern Sand ansteht, eine breite 60-m-Terrasse im Geschiebemergel, die von einer 1 bis 2 m starken Schluff- und Feinstsand-schicht bedeckt ist.

Die von B. SCHULZ (1937) entworfene Tiefenkarte der südlichen Nordsee, in der das Relief in über 50 m Tiefe unberücksichtigt bleibt, führt uns die paläogeographische Situation an der Wende vom Präboreal zum Boreal vor Augen (Abb. 12).

Die flachen Erhebungen des nördlichen Schillgrundes und der Weißen Bank, welche die südöstlich der Dogger Bank gelegene Mulde nach NE abschlossen, ließen breitere Seegatts nach dem Meer hin offen, während im Südwesten beiderseits der Cleaver Bank zwei schmale Durchlässe vorhanden waren. Es ist zu bedenken, daß in der Darstellung von SCHULZ nur die 40-m-Isobathe wiedergegeben wurde, während die 45-m-Isobathe, die von uns als für einen längeren Zeitabschnitt gültige Uferlinie angesehen werden kann, die beiderseitigen Ausgänge der Mulde enger erscheinen ließe.

Hint
breites
von fa
im Ber
Es e
der Tie
der Ost
Vor
mente
geprägt
hatte u
der obe
Das f
maxim
ordentl
oder an
kernen
gelangt
Berei
Ufersed
Länge e
Grund d
entnom
Richtig
13).

Das s
harten,

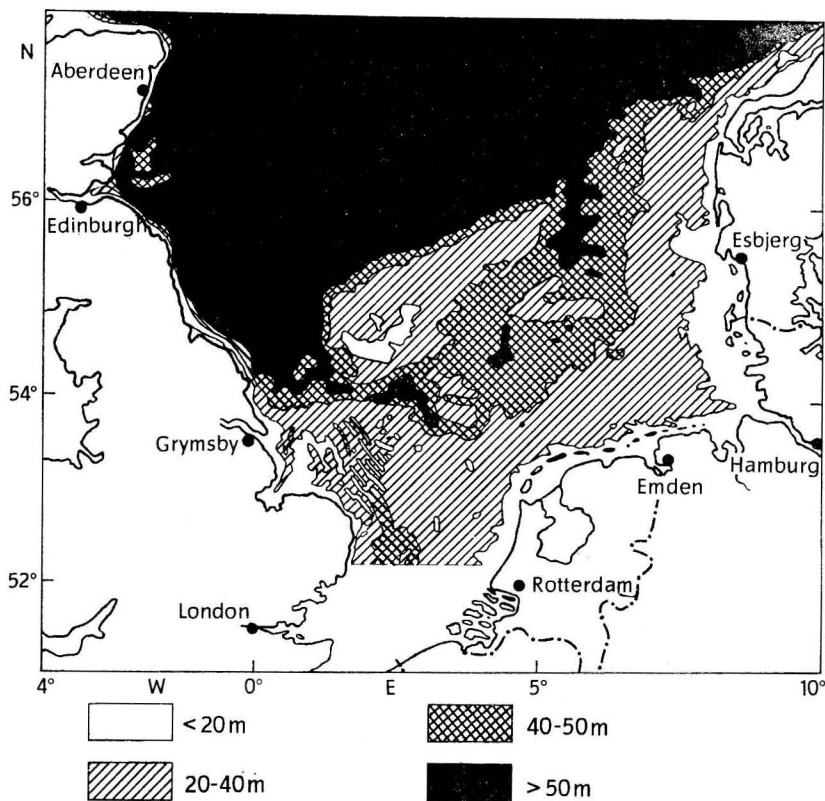


Abb. 12. Tiefenkarte der südlichen Nordsee nach B. SCHULZ 1937

Hinter den mit Dünen besetzten, breiten Bänken und Gründen erstreckte sich ein mehr als 50 m breites Haff, dem nach Norden hin eine durch Haken und Strandwälle weitgehend abgeschnürte Bucht von fast demselben Ausmaß vorgelagert war. Wiederholte Einschnürungen der offenen Wasserfläche im Bereich des Vorfeldes mochten bewirkt haben, daß sich Gezeiten im Haff kaum noch auswirkten.

Es erschien als lohnendes Ziel, die Sedimente der Uferzone dieses großen Gewässers zu suchen, die der Tiefenlage und vielleicht auch dem Alter nach mit den am Südwestrande des Arkona Beckens in der Ostsee angetroffenen Ufersedimenten übereinstimmten.

Vor der ersten Forschungsfahrt in dieses Gebiet erhob sich die Frage, ob nicht frühholozäne Sedimente durch Grundseen und Gezeitenströmungen restlos zerstört wären, da doch das von VAN VEEN geprägte Wort von der untermeerischen Sandwüste in der südlichen Nordsee weite Verbreitung gefunden hatte und jüngste Aufnahmen von über 10 m hohen Sandmegarippeln eine ebenso große Mächtigkeit der oberen, bewegten Sandschicht erwarten ließen.

Das Seegebiet südlich der Dogger Bank erwies sich jedoch hinsichtlich der Gezeitenströmungen von maximal 0,5 sm/h und einer Stärke der oberen, bewegten Sandschicht von nur 10 bis 100 cm als außerordentlich günstig. Die Stärke der oberen Sanddecke wechselte, je nachdem man sich auf dem Rücken oder am Fuß einer Großrippel befand. Es war nicht verwunderlich, daß hin und wieder in Stechrohrkernen kleine Gegenstände gefunden wurden, die von Schiffen über Bord gegeben worden waren. Sie gelangten im Zuge der Sandumlagerung an die Sohle der oberen, bewegten Schicht.

Bereits während der ersten Forschungsfahrt konnten Stechrohrproben gewonnen werden, die alte Ufersedimente in einer bis zu 2 m starken Schicht und Torfgyttjakerne von mehreren Dezimetern Länge enthielten und somit günstige Verhältnisse am Rande der großen Mulde erkennen ließen. Auf Grund der Schichtfolge in 4 m langen Stechrohrkernen, die in der Nähe des Südlichen Schillgrundes entnommen wurden, konnte bereits nach der ersten Reise ein Normalprofil gezeichnet werden, dessen Richtigkeit durch die auf zwei weiteren Fahrten eingebrachten Stechrohrproben bestätigt wurde (Abb. 13).

Das senkrecht zur alten Uferlinie in Nord-Südrichtung verlaufende Profil beginnt zuunterst mit einem harten, grauen Geschiebemergel, dessen obere 20 cm sich als entkalkt erwiesen. Damit war in mehreren

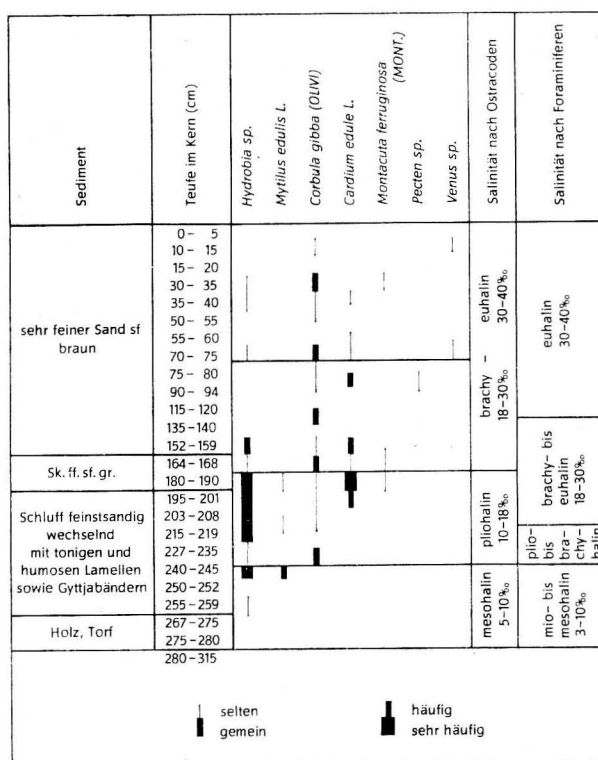


Abb. 14. Salinitätsbereiche des Nordseekernes 03 nach K. DIEBEL und E. PIETRZENIUK 1971, P. V. LIPINSKI und F. WIEGANK 1969

Tabelle 4

Liste der in der 62 cm starken Molluskenschicht des Stechrohrkernes 291 enthaltenen Mollusken, Foraminiferen, Ostrakoden, und Diatomeen Wassertiefe: 42,0 m, Teufe im Stechrohrkern: 1,98–2,60 m

		+ einzelne Exemplare, ++ nicht häufig, +++ häufig.	
Mollusca nach I. BRODNIOWICZ			
<i>Hydrobia ulvae</i> (PENNANT)	+++	<i>Eucythere declivis</i> NORMAN	+
<i>Hydrobia stagnorum</i> (GMELIN)	+++	<i>Cytheromorpha fuscata</i> BRADY	+
<i>Littorina saxatilis saxatilis</i> (OLIVI)	+++	<i>Loxoconcha elliptica</i> BRADY	+++
<i>Littorina saxatilis rudis</i> (METON)	++	<i>Loxoconcha sp.</i>	+
<i>Turritella communis</i> (RISSO)	+	<i>Cytherura gibba</i> O. F. MÜLLER	+++
<i>Mytilus edulis</i> (LINNÉ)	++	<i>Semicytherura nigrescens</i> BAIRD	++
<i>Macoma baltica</i> (LINNÉ)	++		
Foraminifera nach I. BRODNIOWICZ			
<i>Trochammina sp.</i>	+	Diatomeae nach D. LANGE	
Polymorphinidae	+	<i>Melosira arenaria</i> MOORE	++
<i>Quinqueloculina sp. 1</i>	+	<i>Hyalodiscus scoticus</i> (KÜTZING) GRUNOW	+
<i>Quinqueloculina sp. 2</i>	+	<i>Hyalodiscus stelliger</i> BAILEY	+
<i>Ammonia beccarii var.</i>	++	<i>Stephanodiscus astrea</i> (EHRENBERG) GRUNOW	++
<i>Ammonia batava</i> (HOFKER)	++	<i>Cyclotella comta</i> (EHRENBERG) KÜTZING	+++
<i>Ammonia tepida</i> (CUSHMAN)	++	<i>Actinopterychus undulatus</i> (BAILEY) RALFS	++
<i>Ammonia inflata</i> (SEG.)	+++	<i>Rhaphoneis amphicerus</i> EHRENBERG	+
<i>Nonion depressulum</i> (WALTER & JACOB)	+++	<i>Rhaphoneis surirella</i> (EHRENBERG) GRUNOW	+
<i>Protelphidium orbiculare</i> (BRADY)	+	<i>Grammatophora oceanica</i> (EHRENBERG) GRUNOW	++
<i>Elphidium incertum</i> (WILLIAMSON)	+	<i>Synedra tabulata</i> (AGARDH) KÜTZING	+++
<i>Elphidium clavatum</i> (CUSHMAN)	+++	<i>Synedra crystallina</i> (AGARDH) KÜTZING	+++
<i>Elphidium excavatum</i> (TERQUEM)	+	<i>Cocconeis placentula</i> EHRENBERG	+++
<i>Elphidium crispum</i> (LINNÉ)	+	<i>Cocconeis scutellum</i> EHRENBERG	++
<i>Elphidium gunteri</i> (COLE)	+	<i>Diploneis didyma</i> EHRENBERG	++
<i>Elphidium subarcticum</i>	++	<i>Mastogloia braunii</i> GRUNOW	++
<i>Elphidium sp. 1</i>	+	<i>Navicula avenacea</i> BRÉBISSE	++
<i>Elphidium sp. 2</i>	+	<i>Navicula radiosa</i> KÜTZING	++
Ostracoda nach I. BRODNIOWICZ			
<i>Cyprideis torosa</i> JONES	+++	<i>Rhopalodia gibberula</i> (EHRENBERG) MÜLLER	+++
		<i>Epithemia turgida</i> (EHRENBERG) KÜTZING	++
		<i>Campylodiscus echeneis</i> EHRENBERG	+++

Kern Nr. 291 enthielt eine mehrere Dezimeter starke Molluskenschicht, die wegen des massenhaften Auftretens von *Hydrobia ulvae* als Hydrobien-Horizont bezeichnet wurde. Tab. 4 bietet eine Übersicht der in diesem Brackwasserhorizont enthaltenen Mollusken, Foraminiferen, Ostrakoden und Diatomeen. Es wurde eine Doublette des auf der Farbtafel I abgebildeten Stechrohrkernes untersucht.

Die Analysen des Molluskenhorizontes in Kern 291 lassen ein Übergewicht brackischer Arten erkennen. Die Anwesenheit auch mariner und limnischer Arten ist mit dem Entnahmeort der Probe an der Mündung des südwestlichen Abflusses des großen Haffes in Zusammenhang zu sehen. Die Mächtigkeit der Molluskenschicht von 62 cm spricht für Nahrungsreichtum, wie er beim Aufeinandertreffen von Meerwasser und schwach brackischem Wasser im Mündungsbereich infolge des Absterbens zahlreicher Mikroorganismen sowie chemischer Ausfällung und Anreicherung von Nährstoffen zu erwarten ist.

Das Ergebnis der Diatomeenanalyse weiterer Horizonte der Stechrohrprobe von Station 291 wurde in Tab. 5 zusammengefaßt.

Tabelle 5
Schichtenverzeichnis und Diatomeenflora des Stechrohrkernes 291 nach D. LANGE

Teufe im Kern cm (0 = -43,0 m NN)	Schichtdicke cm	Sediment Zusammensetzung der Diatomeenflora M = Salzwasserdiatomeen K = Kalk B = Brackwasserdiatomeen S = Süßwasserdiatomeen [100] = Anzahl der Individuen
0 — 38,0	38	Feinsand, graubraun, stark schluffig. Vereinzelt Bruchstücke von Molluskenschalen, K. 0—5 cm: M = 94%; B = 6%; S = 0%; [50]
38,0— 65,0	27	„Turritellen-Horizont“, graubraun, feinstsandig bis schluffig, K. Keine Diatomeen.
65,0— 85,0	20	Feinsand, graubraun, schwach schluffig. Vereinzelt Molluskenschalen, K. Keine Diatomeen.
85,0—110,0	25	Wechselagerung von Schluff, hellgrau und Ton, dunkelgrau in mm starken Lagen, K. Keine Diatomeen.
110,0—125,0	15	Feinsand, hellbraun. 118—120 cm: M = 21%; B = 60%; S = 19%; [50]
125,0—198,0	73	Wechselagerung von Ton, dunkelgrau, schluffig, K. und Schluff, grau, schwach feinsandig, KKK. Stärke der Lagen im cm-Bereich. 129—130 cm: M = 19%; B = 75%; S = 6%; [100] 141—142 cm: M = 15%; B = 83%; S = 2%; [150] 151—152 cm: M = 11%; B = 86%; S = 3%; [160] 160—162 cm: M = 7%; B = 89%; S = 4%; [160] 171—173 cm: M = 6%; B = 92%; S = 2%; [206] 184—186 cm: M = 7%; B = 79%; S = 14%; [168]
198,0—260,0	62	„Hydrobien-Horizont“ M = 9%; B = 83%; S = 8%; [363]
260,0—310,0	50	Wechselagerung von Schluff, hellgrau, schwach feinsandig, KKK und Ton, dunkelgrau, schwach schluffig, K, mit eingeschalteten millimeterstarken, humosen Lammellen. 262—264 cm: M = 10%; B = 88%; S = 2%; [195] 286—270 cm: M = 17%; B = 82%; S = 1%; [179] 271—273 cm: M = 24%; B = 76%; S = 0%; [79] 275—276 cm: M = 38%; B = 48%; S = 14%; [21]

Die Diatomeenflora der untersten Schicht, in der Schluff- und Tonbänder mit humosen Lamellen abwechseln, läßt einen kontinuierlichen Übergang von einem brackisch marinen zu einem nur noch brackischen Milieu feststellen. Der Hydrobien-Horizont sowie die unteren Lagen der hangenden Schluff- und Tonschicht sind in die brackische Phase einzubeziehen, während die Zusammensetzung der Individuen noch in derselben Schicht nach oben hin auf eine Zunahme des Salzgehaltes und Rückkehr zum brackisch-marinen Milieu schließen läßt.

Na
Salin
zänen
In d
Torfg
erken
zuneh
rend d
und Sa
Auß
tellen-
Uferzo
der gro
horizon
Hydr
zur Ser
weisen
zum ma
Bereich
Eine
von BE
dargest
Das v
der hang
bändern
Flachmo
Ufersedin
und der
als Basist
führlich
stillen Bu
Die Zei
Überflutu
Es ist
bathe erst
Nach FAR
schritten u
Das Ges
gefaßt.
Die Unt
eines große
Erkundung
Ufersedime
spiegels im
Geringe
kernes 302
scharfen St
Der in de
Cardium ed
—45 m bis
darauf schli
offene Meer
und rasch zu

Nach ersten Salzwassereinbrüchen in die Mulde südlich der Dogger Bank war ein Rückgang der Salinität zu verzeichnen. Die endgültige Zunahme des Salzgehaltes weist auf den Fortgang des holozänen Meeresanstiegs nach einem zeitweiligen Verharren des Meeresspiegels.

In dem dritten auf Farbtabelle I abgebildeten Nordseekern Nr. 302 ist ein dreimaliger Wechsel zwischen Torfgyttja und dunkelgrauem Ton bzw. hellem Sand mit Molluskenschalen und dunkelgrauem Ton zu erkennen, der auf wiederholte Pendelungen des Meeresspiegels um 1 bis 2 m schließen läßt. Es ist anzunehmen, daß die Torfgyttja nur wenige Dezimeter unter dem Wasserspiegel abgesetzt wurde, während die dunkelgrauen, tonigen Lagen auf 1 bis 2 m tiefes Wasser schließen lassen. Bei den Mollusken- und Sandhorizonten dürfte es sich um Muschelspülsäume und Strandsand handeln.

Außer einem Hydrobien-Horizont sind in diesem Kern mehrere Cardien-Horizonte und ein Turritellen-Horizont enthalten (Abb. 15–18, TAF. IV, V). Während Hydrobien-Horizonte nur in der alten Uferzone vorkommen, sind ein Cardien- und ein Turritellen-Horizont fast in jedem Stechrohrkern aus der großen Mulde vorhanden. Es handelt sich bei den Molluskenschichten um unverwechselbare Leit-horizonte, die auf einschneidende Veränderungen der hydrographischen Verhältnisse schließen lassen.

Hydrobien-Horizonte, die innerhalb eines Stechrohrkernes wiederholt auftreten können, gehören zur Serie brackischer Ufersedimente im meso- bis pliohalinen Bereich (5–18‰). Cardien-Horizonte weisen auf den brachyhalinen Bereich (18–30‰) und kennzeichnen den Übergang vom brackischen zum marinen Milieu, während durch den Turritellen-Horizont ein hochmarines Milieu im euhalinen Bereich (30–40‰) angezeigt wird.

Eine Doublette des an Station 3 beim Südlichen Schillgrund entnommenen Stechrohrkernes wurde von BEHRE und MENKE (1969) pollenanalytisch untersucht. Die Schichtfolge entspricht dem in Abb. 13 dargestellten Normalprofil.

Das von BEHRE und MENKE entworfene Pollendiagramm umfaßt den Flachmoortorf sowie die Serie der hangenden Ufersedimente, in welcher Feinsand- und Tonschichten mit eingeschalteten Torfgrusbändern und humosen Lagen abwechseln (Abb. 19). Der dem Geschiebemergel unmittelbar aufliegende Flachmoortorf konnte eindeutig ins Präboreal gestellt werden, während sich die gesamte Serie der Ufersedimente als boreal erwies. Im Diagramm ist zwischen der Pollenzusammensetzung des Torfes und der untersten Sandschicht ein deutlicher Sprung zu erkennen, so daß der Torf nicht ohne weiteres als Basistorf bezeichnet werden kann. Die von beiden Bearbeitern auf Grund der Makrofossilien ausführlich dargestellte Lokalentwicklung spricht für den Absatz der Ufersedimente in einer flachen, stillen Bucht mit reichlicher Zufuhr organogener Reste.

Die Zeit der Bildung des Flachmoortorfes wird mit 7500–7000 v. u. Z. angegeben, während die Überflutung der 45-m-Terrasse zwischen 7000 und 6500 v. u. Z. erfolgt sein soll.

Es ist als wichtiges Ergebnis der pollenanalytischen Untersuchung anzusehen, daß die 45-m-Isobathe erst im Boreal und somit 500 bis 1000 Jahre später, als bisher angenommen, überschritten wurde. Nach FAIRBRIDGE (1959, 1961) sollte die 45-m-Isobathe schon während des Alleröd-Interstadials überschritten und zu Beginn des Boreals bereits die 20-m-Isobathe erreicht worden sein (Abb. 20).

Das Gesamtergebnis der Forschungsfahrten in die südliche Nordsee sei in Folgendem kurz zusammengefaßt.

Die Untersuchungen ließen südlich der Dogger Bank im Niveau von –45 m NN die Ufersedimente eines großen Haffs nachweisen. Paläogeographische Einzelheiten ergaben sich bei der systematischen Erkundung der sich über 200 sm erstreckenden Ufer des alten Gewässers. Die Stärke der die Serie der Ufersedimente umfassenden Schicht von mehreren Metern läßt auf ein längeres Verharren des Meeresspiegels im Niveau von etwa –45 m NN schließen.

Geringe Pendelungen des Meeresspiegels um –45 m NN kommen in der Schichtfolge des Stechrohrkernes 302 durch mehrfachen Wechsel von tonigen Flachwasserabsätzen, Torfgyttjen sowie Lagen scharfen Strandsandes mit Mollusken zum Ausdruck.

Der in den meisten Stechrohrkernen anzutreffende, verhältnismäßig kleine und dünne Schalen von *Cardium edule* und *Mytilus* enthaltende Cardien-Horizont zeugt von dem Fortgang der die Stufe von –45 m bis –30 m NN umfassenden, frühborealen Transgression. Die Fauna dieses Horizontes läßt darauf schließen, daß das Gebiet des einstigen Haffs noch eine Zeitlang durch eine Inselkette gegen das offene Meer geschützt blieb wie etwa das heutige Wattenmeer. Die in der großen Mulde bereits vorhandene und rasch zunehmende Wassertiefe ließ jedoch den Absatz eines wattenschlickartigen Sediments nicht

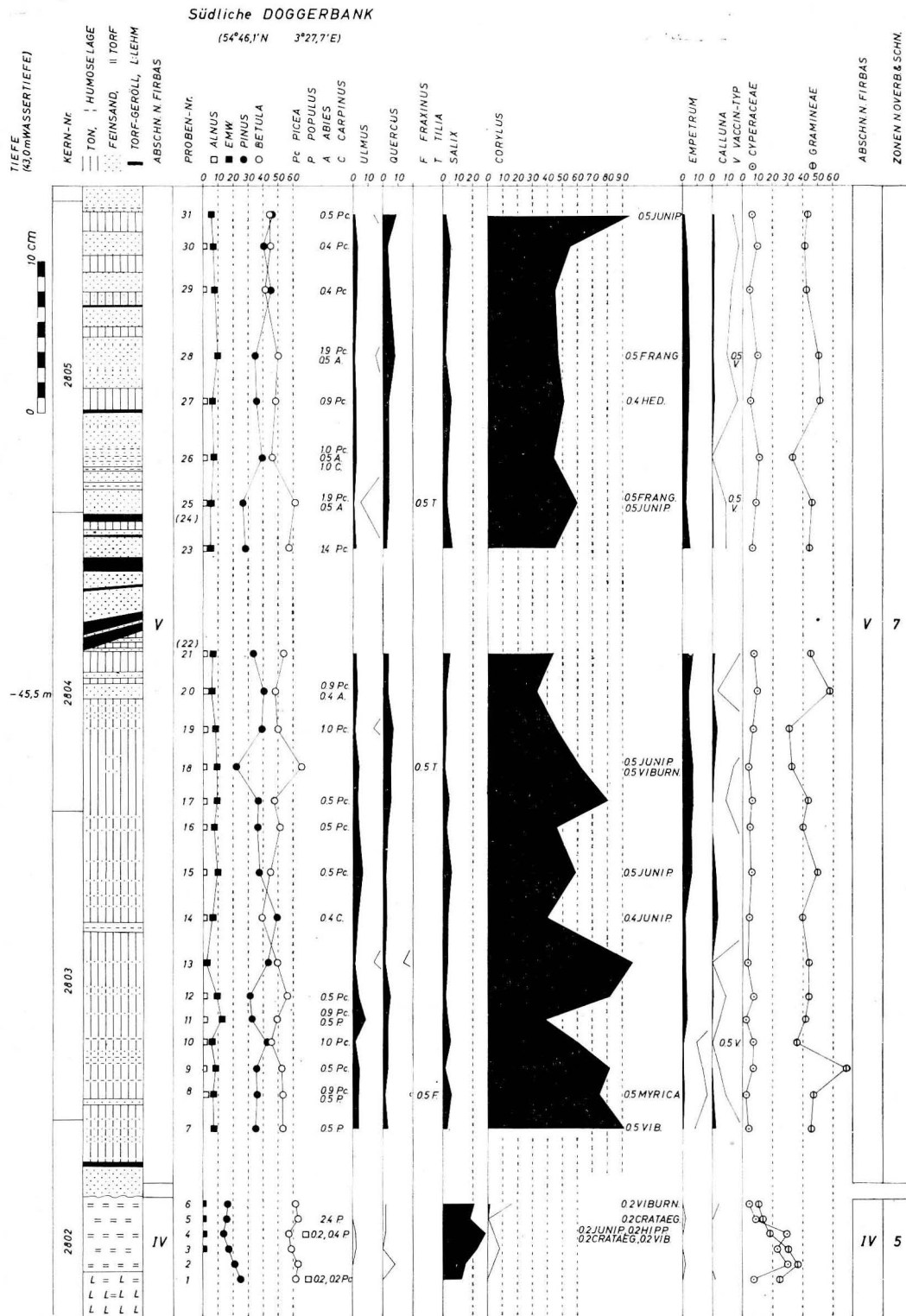


Abb. 19. Pollendiagramm eines Ausschnitts des Stechrohrkernes von Stat. 3 südlich der Dogger Bank nach K. E. BEHRE und B. MENKE 1969

mehr zu. Statt dessen finden wir im Hangenden eine Schicht grauen Schluffs oder Feinsandes, deren Molluskeninhalt nach oben hin abnimmt. Nach dem von BEHRE und MENKE mitgeteilten Ergebnis läßt die Pollenzusammensetzung in dieser Schicht eine kontinuierliche Entwicklung feststellen, so daß der untere Teil noch dem Boreal und der obere Teil dem Atlantikum zugerechnet werden kann, ohne daß sich zwischen beiden eine scharfe Grenze ziehen läßt.

Erst an
 verzeichn
 scher Zei
 tionsgebie
 nicht wur
 lassen, die
 schied zu
 die mehre
 Das Erg
 dem die 4
 erreicht w
 Während
 Transgress
 Es ist abz
 zu verfolg
 gleichen W

Die Meck
 zu dem au
 gebiet des
 Tiefe in der
 Die beide
 burger Bu
 setzung der
 hinüberführ
 die außer d
 Darßer Schw
 flußt. Sie tri

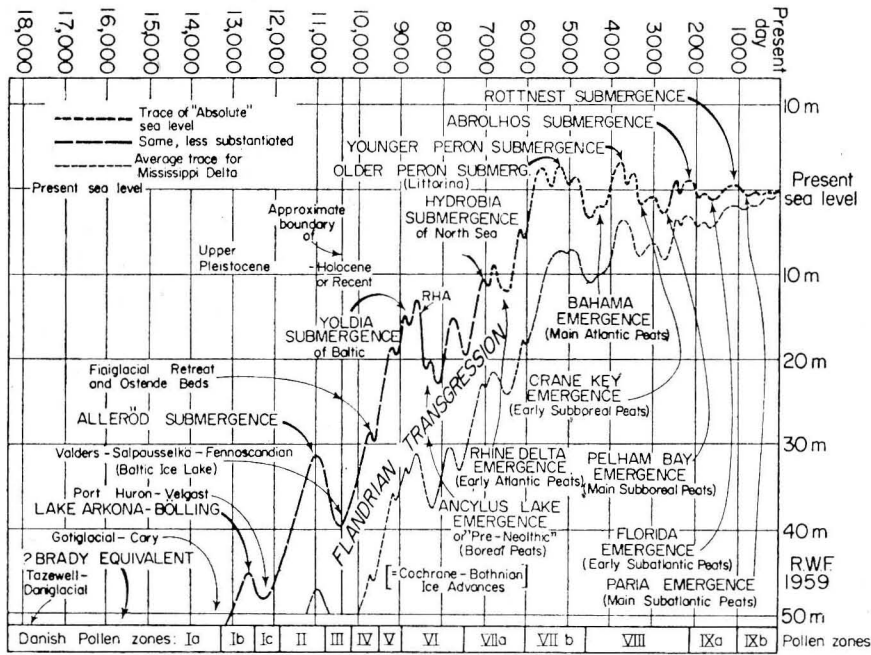


Abb. 20. Kurven des holozänen Meeresanstiegs nach FAIRBRIDGE und NEWMAN 1956

Erst an der Unterkante des Turritellen-Horizontes ist pollenanalytisch ein deutlicher Sprung zu verzeichnen. Die Ursache möchte darin zu suchen sein, daß das Untersuchungsgebiet seit postatlantischer Zeit in den Bereich einer sedimentarmen Zone gelangte, die den meist zwischen den Sedimentationsgebieten von Kurzschweb und Langschweb vorhandenen Tiefensprung umfaßt. Es nimmt deshalb nicht wunder, wenn sich subrezente und rezente Pollen in einer schwachen, obersten Schicht finden lassen, die nur noch bei sehr starken Stürmen und Gezeiten umgelagert wird. Hierin liegt der Unterschied zu solchen Gebieten des Meeresgrundes, die schon seit langem der Schlickzone angehören, so daß die mehrere Meter starke Schlickschicht ein kontinuierliches Pollendiagramm erwarten läßt.

Das Ergebnis der Untersuchungen in der Nordsee paßt gut zu den Befunden im Arkona Becken, in dem die 45-m-Stufe am Ende der Echeneis-Phase, d. h. gegen Ende des Präboreals um 7000 v. u. Z. erreicht wurde.

Während des frühen Boreals, etwa in der Zeit zwischen 7000 und 6500 v. u. Z. erfolgte eine marine Transgression in der Nordsee gleichzeitig mit dem Anstieg des Ancylus-Sees im südlichen Ostseeraum. Es ist abzuschätzen, daß der Meeresanstieg ungefähr mit dem am Südwestrande des Arkona Beckens zu verfolgenden Anstieg des Ancylus-Sees Schritt hielt, so daß am Ende der Ancylus-Phase mit etwa gleichen Wasserspiegelständen westlich und östlich der Darßer Schwelle gerechnet werden kann.

2.4. Die 30-m-Terrasse in der Mecklenburger Bucht

Die Mecklenburger Bucht und Darßer Schwelle bilden einen Teil der westlichen Ostsee und gehören zu dem auch als Beltsee bezeichneten Übergangsbereich zwischen der Nord- und Ostsee. Im Schlickgebiet des zentralen Teils der Mecklenburger Bucht erreicht die Wassertiefe 28 m, während die größte Tiefe in der Lübecker Bucht 25 m und im Fehmarn Belt 30 m beträgt.

Die beiderseits von der 20-m-Tiefenlinie begrenzte Darßer Schwelle trennt die Seegebiete der Mecklenburger Bucht und des Arkona Beckens. Im engeren geologischen Sinne wird die untermeerische Fortsetzung der Moränenzüge der Velgaster Staffel, die vom Fischland und Darß nach dem Gedser Rev hinüberführt, als Darßer Schwelle bezeichnet. Morphologisch ist die insgesamt etwa 40 sm breite Schwelle, die außer den Moränenzügen der Velgaster Staffel auch die Falster-Rügen-Sandplatte umfaßt, als Darßer Schwelle anzusehen, die den Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee entscheidend beeinflusst. Sie tritt hydrographisch als ausgeprägte Grenzzone in Erscheinung (Abb. 21, TAF. VI).

Die Kadet Rinne findet sich als schmale, langgestreckte Mulde in die Schwelle eingesenkt. Nördlich der beiden, durch Moränen hervorgerufenen Einschnürungen der Rinne sind die größten Wassertiefen von 32 und 30 m zu verzeichnen. Die maximale Satteltiefe der Darßer Schwelle beträgt vor beiden Enden der Kadet Rinne 18 m.

Die Mecklenburger Bucht kann ebenso wie die Bornholm Mulde und das Arkona Becken als Schurfmulde eines spätglazialen Großgletschers angesehen werden, aus der weitreichende finale Gletschervorstöße in den Großen Belt sowie in die Kieler und Lübecker Bucht erfolgten (Abb. 21). Die letzten Vorstöße erreichten den Westausgang des Fehmarn Belts und das Südwestende der Lübecker Bucht in der Zeit zwischen dem Langeland Stadial (F) und Velgaster Stadial (G). Diese Vorstöße werden durch Stauchungen des Geschiebemergels am Öjet, auf der Sagas Bank, dem Walkyrien Grund und dem Steiriff sowie verschiedenen Geschiebemergelauftragungen vor der Wismar Bucht belegt. Während des Velgaster Stadials wurden die Stirn moränen zwischen dem Fischland/Darß und Gedser Rev aufgeschüttet. Nach weiterer Rückverlegung der Lobenlinie des lebendigen Gletschereises bis nach dem Dornbusch und der Insel Möen (Stadium H) gelangte Feinsand auf der Falster-Rügen-Platte von über 10 m Mächtigkeit zum Absatz.

Während der im Holozän bis ins Boreal dauernden Festlandszeit des westlichen Ostseeraumes betrug die Entfernung der Mecklenburger Bucht vom offenen Meer etwa 250 km. Die Einzugsgebiete der Mecklenburger Bucht und der Kieler Bucht, wurden durch das Flußsystem des „Dana Älfs“ entwässert, der als Abfluß des Ancylus-Sees die Darßer Schwelle durchschnitt und in einer schmalen Rinne inmitten der 10 bis 20 km breiten Mulde des Fehmarn Belts und des Großen Belts dem Meer zustrebte. Der Fluß durchbrach etliche Stirn moränen z. B. am Öjet, zwischen Omö und Broen, bei Halskov und weiter nördlich in Höhe des Sejerö Revs und vor Rosnäs, die später als Schwellen mit einer maximalen Satteltiefe von etwa -25 m NN das Vordringen des Meerwassers in den westlichen Ostseeraum verzögerten (Abb. 22, TAF. VI).

Als der Meeresspiegel gegen Ende der ancylus-zeitlichen, borealen Transgression das Niveau von etwa -28 m NN erreicht hatte, erfolgte ein erster Einschub salzigen Wassers in das im zentralen Teil der Mecklenburger Bucht vorhandene, flache Gewässer. Nach Zurücksinken des Meeresspiegels um etwa 2 m während der anschließenden Stagnationsphase vollzog sich eine allmähliche Aussüßung des Gewässers vor der gegen Ende des Boreals einsetzenden Mastogloia-Transgression, die zur Überflutung der genannten Schwellen im Großen Belt und Fehmarn Belt führte.

Von der Entdeckung der Ufer und Sedimente eines präitorinen, limnischen bzw. schwach brackischen Gewässers im zentralen Teil der Mecklenburger Bucht war bereits 1961 berichtet worden. Die erste umfangreichere Zusammenfassung der Ergebnisse der Untersuchungen von Stechröhrkernen aus der Mecklenburger Bucht erfolgte 1965 in Heft 12-14 der Beiträge zur Meereskunde. Dazu ist zu bemerken, daß damals Schlußfolgerungen bezüglich des eustatischen Meeresspiegelanstiegs dadurch erschwert wurden, daß am Rande der Bucht submarine Torfe und Torfgyttjen aller Altersstufen vom Alleröd bis zum Atlantikum gefunden wurden, ohne daß Klarheit über den unterschiedlichen Wert dieser Funde für die Beurteilung des holozänen Meeresspiegelanstiegs herrschte.

Erst auf Grund der in den folgenden Jahren in der südlichen Nordsee gewonnenen Erkenntnisse konnten die im Niveau von -30 m NN und höher angetroffenen präborealen und älteren Torfe bei der Untersuchung des Überflutungsvorgangs in der Mecklenburger Bucht außer Acht gelassen werden.

Die erst spät erkannten Pendelungen des Meeresspiegels am Ende und zu Beginn eines Teilanstiegs ließen den wiederholten Wechsel von Strand- und Flachwasserabsätzen leichter deuten und bestimmte Schichtfolgen unterscheiden. Mittel- und Feinsandschichten mit kleinen Süßwassermollusken als Strandsediment sowie stärkere Sandbeimengung in Gytten und schlammigen Absätzen der ufernahen Flachwasserzone ließen jeweils den Beginn der durch einzelne Pendelungen des Wasserspiegels hervorgerufenen Sedimentationszyklen erkennen.

Im Normalprofil des zentralen Teils der Mecklenburger Bucht folgt über einem rosafarbenen Bänder-ton eine 0,5 bis 1 m starke Schicht kalkhaltigen Sandes oder Schluffs, dessen Körnung nach dem Handen abnimmt (Tafel I, Kern Fe 1). Der obere Teil der am Rande der Bucht stärker werdenden Schicht weist mitunter Wurzelfäden und pflanzliche Reste auf. Das gilt vor allem an den alten Einmündungen der Flüsse in das zentrale Gewässer. Während es sich beim Bänder-ton um das Sediment eines spätglazialen Stausees handelt, weisen der kalkhaltige Feinsand und Schluff auf ein späteres

Gewässerschließung
Da
feine
Mit
ment
Schlu
Dur
Milieu
In d
wurde
zeitwe
Nach
neben
einem
haliner

Se
S
M
sa
Sc
gra
G
Pfla
fa
T
g
K
mu
hell
gr
Sch
tor
mit W
fas
Sch
Fein
Bänder
ros

Unters
Halobio

Abb

Die Torfgyttja bei der Mastogloia-Marine Mollusken wider. Das sind die sa Pollenanalyse
H. SCHULZ

Gewässer hin. Die hangende Kalkgyttja und eine schwache Feinsanddecke lassen auf seine Verlandung schließen.

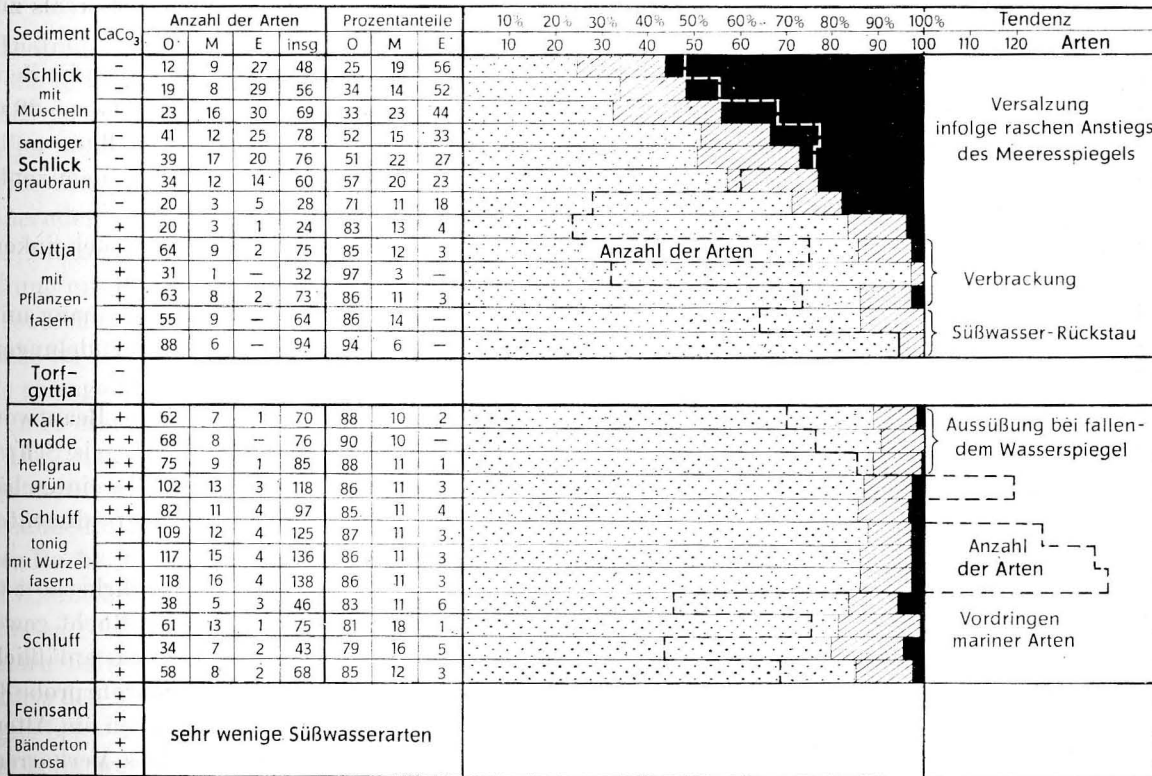
Darüber folgt eine im Flachwasser abgesetzte Torfgyttja, die im unteren und oberen Teil zahlreiche feine Schlufflamellen aufweist, während der mittlere Abschnitt kompakter erscheint (Abb. 23, Taf. VII).

Mit einer weiteren, zentimeterstarken Feinsandlage beginnt ein neuer Zyklus von Flachwassersedimenten: Feinsand, kalkreicher Schluff, wechselnde Schluff- und Tonlagen sowie humoser, graubrauner Schluff. Damit enden die im Süß- bzw. Brackwasser abgesetzten Sedimente.

Durch den hangenden, im unteren Teil sandigen Schlick mit Mollusken wird ein brackisch-marines Milieu gekennzeichnet, das sich im oberen, reinen Schlick weiter nach der marinen Seite verschiebt.

In den schluffig-tonigen Sedimenten sowohl des Liegenden als auch des Hangenden der Torfgyttja wurden von DIEBEL (1965) zahlreiche Süßwasserostrakoden gefunden, die auf ein flaches Gewässer mit zeitweilig dichtem Bewuchs schließen ließen.

Nach SCHWARZENHOLZ (1965) waren auf Grund des Auftretens einer Reihe von euhalinen Diatomeen neben vorwiegend oligohalinen Formen im Liegenden der borealen Torfgyttja Schwankungen zwischen einem rein limnischen und schwach brackischen Milieu zu verzeichnen (Abb. 25). Der Rückgang mesohaliner und euhaliner Arten in der Kalkmudde ließ auf eine Aussüßung schließen.



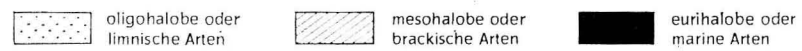
Unterscheidungen nach dem Halobiensystem von R.W. Kolbe  oligohalobe oder limnische Arten mesohalobe oder brackische Arten euhalobe oder marine Arten

Abb. 25. Entwicklung der Diatomeenflora in der Mecklenburger Bucht nach W. SCHWARZENHOLZ 1964

Die Torfgyttja wurde im rein limnischen Milieu abgesetzt, während der mit Feinsand und einer Kalkgyttja beginnende Zyklus den allmählichen Übergang vom limnischen zum schwach brackischen Milieu der Mastogloia-Phase umfaßte. Das mit der untersten sandigen Schlickschicht einsetzende, brackisch-marine Milieu der Litorina I-Phase spiegelt sich in der raschen Zunahme mariner Diatomeen deutlich wider. Das Auftreten von *Campylodiscus clypeus* blieb auf einen 1-3 cm starken Horizont im Liegenden der sandigen Schlickschicht beschränkt.

Pollenanalytische Bearbeitungen von Stechrohrkernen aus der Mecklenburger Bucht wurden durch H. SCHULZ (1965) und K. LUBLINER-MIANOWSKA (1965) in den Beiträgen zur Meereskunde veröffentlicht.

Demnach erfolgte die Bildung der Torfgyttjaschicht im flachen Wasser an der Wende vom älteren zum jüngeren Boreal (Va/Vb). Die unter der Torfgyttja liegende, pollenreiche Kalkmudde wurde von beiden Bearbeitern ins ältere Boreal gestellt. Die zwischen beiden Sedimenten vorhandene Schichtlücke kommt in den Pollendiagrammen nicht zum Ausdruck.

Auf Grund von Stichproben konnte durch ZAGWIJNN (1965) auch noch der obere Teil der liegenden Feinsand- bzw. Schluffschicht mit dunklen Wurzelfäden in das ältere Boreal einbezogen werden.

Die an einzelnen Stationen unterschiedliche Stärke der Torfgyttja läßt auf die teilweise Zerstörung dieser Schicht schließen. Die über der Torfgyttja hangende, kalkreiche Feinstsand- oder Schluffschicht ist nach allen 3 Autoren dem älteren Atlantikum zuzuordnen.

Der scharfe Sprung an der Grenze Vb/VI in dem von LUBLINER-MIANOWSKA entworfenen Pollendiagramm läßt auf eine größere Schichtlücke zwischen der borealen Torfgyttja und der frühatlantischen kalkreichen Schluffschicht schließen.

Die Grenze zwischen den Zonen VI/VII des Atlantikums ist nach LUBLINER-MIANOWSKA zwischen dem humosen Schluff und der Schicht sandigen Schlicks mit Mollusken, in der erstmals Foraminiferen angetroffen werden, zu ziehen.

Innerhalb der hangenden Schlickschicht erfolgt ein kontinuierlicher Übergang nach den Zonen VIII und IX.

Zusammenfassend ist folgende Entwicklung der Mecklenburger Bucht während des Boreals zu verzeichnen.

Gegen Ende der frühborealen Transgression erfolgte ein erster Salzwassereinschub in den im Zentrum der Mecklenburger Bucht gelegenen, flachen Süßwassersee, nachdem der Meeresspiegel etwa -28 m NN erreicht hatte. Nach Zurücksinken des Meeresspiegels um etwa 2 m kam es zur Aussüßung und Verlandung des Sees. Davon zeugt die Torfgyttja, die in den meisten Stechrohrkernen aus dem zentralen Teil der Mecklenburger Bucht vorhanden ist.

Die tiefere Lage der Gyttja in der Mitte der Bucht mag sich aus dem Vorgang der bei sinkendem Wasserspiegel nach dem Zentrum der Mulde hin fortschreitenden Torfbildung erklären.

Es liegt nahe, die sich wiederholenden Schichtfolgen der alten Uferzone im Zusammenhang mit den von SCHWARZENHOLZ festgestellten Veränderungen der Diatomeenflora mehreren Pendelungen bis zum Zurücksinken des Meeresspiegels auf etwa -30 m NN zuzuschreiben.

Es ist am Beispiel des zentralen Teils der Mecklenburger Bucht zu erkennen, daß die Beantwortung der Frage nach einem Transgressionskontakt infolge von Pendelungen des Meeresspiegels Schwierigkeiten bereiten kann. Es läßt sich nicht wie bei plötzlich marin überfluteten peat-bogses eine schärfere Grenze ziehen. Hier kennzeichnet ein Schichtenkomplex, der verschiedene Flachwassersedimente umfaßt, den für einen längeren Zeitraum gültigen, mittleren Wasserstand.

Im Hinblick auf die von KROG (1960, 1965) im Großen Belt entnommenen Stechrohrkerne ist eine gute Übereinstimmung der Proben Nr. 96, 219 und 271 mit den in der Mecklenburger Bucht gewonnenen Proben bezüglich der Schichtfolge um das 30-m-Niveau vorhanden. Die von KROG anlässlich der Beschreibung der aus dem mittleren Abschnitt des Großen Belts stammenden Stechrohrprobe GB96 angeführte Torfgyttjaschicht aus 29,5 m bis 29,7 m Tiefe besitzt nach C_{14} -Bestimmungen ein Alter von 6600 ± 140 J. v. u. Z. Hier wie dort weist die Torfgyttjaschicht auf ein zeitweiliges Verharren des Meeresspiegels im Boreal hin.

Währenddessen herrschte sowohl in der von einem Fluß durchzogenen Seenkette im Großen Belt als auch in der Mecklenburger Bucht ein limnisches Milieu.

2.5. Die 24-m-Terrasse am Nordrande der Mecklenburger Bucht südlich von Lolland

Die am Rande der Mecklenburger und Lübecker Bucht bei etwa -24 m NN im Geschiebemergel erkennbare Terrasse (KOLP 1961, Tafel 23/24) ließ in Zusammenhang mit den im gleichen Niveau südlich von Lolland angetroffenen, dezimeterstarken Torfgyttjaschichten sowie Schluff mit zahlreichen millimeterstarken humosen Lagen auf eine weitere Uferzone schließen (Abb. 24, TAF. VII).

Der auf Tafel I abgebildete Stechrohrkern Lo2 zeigt das Normalprofil im Bereich der 24-m-Terrasse. Über einem blaugrauen Bänderton folgt ein kalkhaltiger Fein- bis Mittelsand, der die Überflutungs-

serie
und I
Na
nen S
Die
dar. I
entno
Die
entnor
Schich

Die Dia
schwach
Es ist
seearten
Ancylus
annäherr
Die Di
brackung
Diese S
Schlicks i
Die ger
sein einer
hin. Die
Milieu der
der sedim
burger Bu
Im Hinb
menfassen
Fehmarn I
Recknitz d
spiegels be
Die beim
die damali
lagen die a
Die zeitl
erst nach E
kernes DS8

Nach eine
Darßer Schw
südlichen En
(KOLP 1965,

serie einleitet. In der hangenden, etwa 1 m starken Schicht lassen Hunderte von wechselnd schluffigen und humosen Lagen einen Abschnitt starker Verzögerung der weiteren Transgression erkennen.

Nach pollenanalytischen Untersuchungen stärkerer Torfgyttjalagen aus einigen vor Lolland gewonnenen Stechrohrkernen fällt die Zeit der Bildung dieser Schicht ins spätere Boreal (Vb).

Die obere Schicht feinsandigen grauen Schlicks stellt den Rest eines nicht viel jüngeren Sediments dar. Die rezente Decke sandigen, dunkelgrauen Schlicks weist wie auch in den anderen, vor Lolland entnommenen Kernen nur eine Stärke von wenigen Zentimetern auf.

Die Diatomeenflora des an Station Lo4 ($\varphi = 54^{\circ}27,9' \text{ N}$; $\lambda = 11^{\circ}40,6' \text{ E}$) bei 22,0 m Wassertiefe entnommenen Stechrohrkernes wurde von D. LANGE (1973) untersucht. Das Profil umfaßt folgende Schichten:

Tabelle 6

Schichtenfolge des Stechrohrkernes Lo4

0–22,00 m NN	Wasser	–23,18 m NN	Gyttja mit Schlufflagen und Holz
–22,03 m	Schlick feinsandig, dunkelgrau	–23,37 m	Schluff- und Tonlagen wechselnd
–22,28 m	Schlick feinsandig, grau	–23,85 m	Feinsand mit kleinen Steinen
–22,95 m	Schluff mit humosen Lagen	–24,80 m	Bänderton graublau

Die Diatomeen der durch zahlreiche Humuslamellen gekennzeichneten Schluffschicht ließen auf ein schwach brackisches Gewässer schließen (Tab. 7).

Es ist zu vermerken, daß unter den Diatomeen des schwach brackischen Gewässers zahlreiche Klarseearten vorkommen. Das spricht dafür, daß der Abfluß des östlich der Darßer Schwelle gelegenen Ancylus Sees durch die Kadet Rinne, Mecklenburger Bucht und den Großen Belt erfolgte, wobei ein annähernder Spiegelgleichstand der Gewässer östlich und westlich der Darßer Schwelle herrschte.

Die Diatomeen der hangenden Schicht feinsandigen, grauen Schlicks lassen die zunehmende Verbrackung und das häufige Auftreten verschiedener Mastogloien feststellen (Tab. 8).

Diese Schicht entspricht der auf Tafel I abgebildeten, 30 cm starken Schicht feinsandigen, grauen Schlicks im Hangenden des Stechrohrkernes Lo2.

Die geringe Stärke des rezenten Sedimentes von nur wenigen Zentimetern weist auf das Vorhandensein einer starken Strömung über Grund infolge des Wasseraustausches zwischen Ost- und Nordsee hin. Die Diatomeenflora der dünnen rezenten Deckschicht spiegelt das heutige, brackisch-marine Milieu der westlichen Ostsee wider. Sämtliche Stationen vor Lolland lagen bei etwa 20 m Wassertiefe in der sedimentarmen Zone zwischen dem küstennahen Sandgebiet und dem Schlickgebiet der Mecklenburger Bucht. Es kann deshalb mit einer teilweisen Zerstörung der älteren Sedimente gerechnet werden.

Im Hinblick auf die Diatomeenflora des vor Lolland gewonnenen Stechrohrkernes Lo4 ist zusammenfassend festzustellen, daß einerseits die bei –25 m NN gelegenen Schwellen im Großen Belt und Fehmarn Belt und andererseits die Süßwasserzufuhr aus dem Ancylus See, der Trave, Warnow und Recknitz den marinen Einfluß auf die Mecklenburger Bucht noch während des Verharrens des Meeresspiegels bei –24 m NN erheblich minderten.

Die beim weiteren Meeresspiegelanstieg zunehmende Verbrackung erfolgte durch Salzwassereinbrüche in die damalige Seenkette des Großen Belts und die Mecklenburger Bucht bei den gleichen Sturmwehrlagen die auch heutzutage Salzwassereinbrüche aus dem Kattegat in die Ostsee bewirken.

Die zeitliche Einstufung der durch zahlreiche Mastogloien gekennzeichneten Sedimentschicht ist erst nach Ergänzung des Profils an Station Lo4 mit Hilfe des im Folgenden beschriebenen Stechrohrkernes DS8 von der Darßer Schwelle möglich.

2.6. Die 19-m-Terrasse am Südwestrand der Darßer Schwelle

Nach einem erneuten Anstieg des Meeresspiegels kam es noch vor der endgültigen Überflutung der Darßer Schwelle zu einem weiteren Halt bei etwa –19 m NN. Die auf der flachen Schwelle vor dem südlichen Ende der Kadet Rinne angetroffene Torfgyttja zeugt für die einst ziemlich breite Uferterrasse (KOLP 1965, Karte 2).

Tabelle 7

Auszug aus der Diatomeenflora des Abschnittes mit zahlreich wechselnden Schluff- und Humuslamellen des Stechrohrkernes Lo4 nach D. LANGE (1973), Teufe: 22,28–22,95 m unter NN

+ = 0–10 Individuen
 ++ = 11–50 Individuen
 +++ = mehr als 50 Individuen

Species	Milieu	Häufigkeit
<i>Achnanthes Clevei</i> GRUNOW	(B) S	++
<i>Achnanthes lanceolata</i> BRÉBISSON var. <i>rostrata</i> HUSTEDT	S	++
<i>Amphora proteus</i> GREGORY	M B	+
<i>Caloneis bacillum</i> (GRUNOW) MERESCHKOWSKY	S	++
<i>Caloneis Schumanniana</i> (GRUNOW) P. T. CLEVE	S	++
<i>Cocconeis disculus</i> (SCHUMANN) P. T. CLEVE	S	+++ Klarseeart
<i>Cocconeis placentula</i> EHRENBERG	B S	++
<i>Coscinodiscus</i> sp.	M	+
<i>Cymatopleura elliptica</i> (BRÉBISSON) W. SCHMIDT	(B) S	++ Klarseeart
<i>Cymbella cuspidata</i> KÜTZING	S	+
<i>Cymbella sinuata</i> GREGORY	S	++
<i>Cymbella turgida</i> (GREGORY) P. T. CLEVE	S	++
<i>Cymbella ventricosa</i> KÜTZING	S	++ Klarseeart
<i>Diploneis decipiens</i> A. CLEVE	M B	++
<i>Diploneis didyma</i> EHRENBERG	M B	++
<i>Diploneis domblittensis</i> (GRUNOW) P. T. CLEVE	B S	++ Klarseeart
<i>Diploneis elliptica</i> (KÜTZING) P. T. CLEVE	(B) S	+++ Klarseeart
<i>Diploneis elliptica</i> (KÜTZING) P. T. CLEVE	(B) S	+++ Klarseeart
<i>Epithemia hyndmanni</i> W. SMITH	S	++ Klarseeart
<i>Epithemia in ermedia</i> FRICKE	S	++ Klarseeart
<i>Epithemia Muelleri</i> FRICKE	S	++ Klarseeart
<i>Epithemia turgida</i> (EHRENBERG) KÜTZING	B S	++
<i>Fragilaria brevistriata</i> GRUNOW	S	+++
<i>Fragilaria construens</i> (EHRENBERG) GRUNOW	(B) S	+++
<i>Fragilaria construens</i> var. <i>binodis</i> (EHRENBERG) GRUNOW	(B) S	+++
<i>Fragilaria hungarica</i> PANTOCSEK	S	+++
<i>Fragilaria inflata</i> (HEIDEN) HUSTEDT	S	+++
<i>Fragilaria pinnata</i> EHRENBERG	(B) S	+++
<i>Gyrosigma attenuatum</i> (KÜTZING) P. T. CLEVE	(B) S	++ Klarseeart
<i>Melosira arenaria</i> MOORE	B S	+ Klarseeart
<i>Melosira arenaria</i> MOORE	B S	+ Klarseeart
<i>Melosira islandica</i> O. MÜLLER	S	+++ Klarseeart
<i>Melosira sulcata</i> (EHRENBERG) KÜTZING	M	+
<i>Navicula clementis</i> GRUNOW	(B) S	+
<i>Navicula forcipata</i> GRÉVILLE	M B	++
<i>Navicula gasvrum</i> E. CLEVE	S	+++
<i>Navicula platystoma</i> EHRENBERG	B S	+ Klarseeart
<i>Navicula scutelloides</i> W. SMITH	B S	+++ Klarseeart
<i>Navicula tuscula</i> (EHRENBERG) GRUNOW	B S	+++ Klarseeart
<i>Nitzschia fonticola</i> GRUNOW	S	+
<i>Rhopalodia gibba</i> (EHRENBERG) O. MÜLLER	B S	++
<i>Stauronais Smithii</i> GRUNOW	(B) S	++
<i>Stephanodiscus astrea</i> (EHRENBERG) GRUNOW	B S	+ Klarseeart
<i>Tabellaria fenestrata</i> (LYNGBYE) KÜTZING	(B) S	+++

Die von H. SCHULZ (1965) pollenanalytisch untersuchten Torfgyttjaprobe sind ins ältere Atlantikum zu stellen (Abb. 26).

Auch in diesem Seegebiet ist mit einer starken Meeresströmung und deshalb mit einer teilweisen und an manchen Stellen gänzlichen Zerstörung der hangenden, humosen Schichten zu rechnen.

Bisher ergab sich das in Tabelle 9 dargestellte Normalprofil.

Die Diatomeen der liegenden, graugrünen Feinsandschicht lassen auf ein brackisches Gewässer schließen. Die häufigsten Arten in der durch zahlreiche Mastogloien gekennzeichneten Schicht sind in Tab. 10 aufgeführt.

0–18,00 m V
 –18,10 m F
 –18,20 m K
 –18,50 m S
 A
 –18,80 m T
 –19,10 m S
 ha
 –19,30 m S
 –19,40 m Fe
 –19,80 m Fe
 –20,00 m Fe

Tabelle 8

Auszug aus der Diatomeenflora der hangenden, feinsandigen, grauen Schlickschicht des Stechrohrkernes Lo4 nach D. LANGE (1973); Teufe: 22,03–22,07 m unter NN

Species	Milieu	Häufigkeit
<i>Acchnanthes Clevei</i> GRUNOW	(B) S	++
<i>Epithemia argus</i> KÜTZING	(B) S	++
<i>Epithemia Muelleri</i> FRICKE	S	+++
<i>Aragilaria brevistriata</i>	S	+++
<i>Gomphonema olivaceum</i> (LYNGBY) KÜTZING	B S	+++
<i>Mastogloia elliptica</i> (AGARDH) P. T. CLEVE	B	++
<i>Mastogloia lacustris</i> GRUNOW var. <i>amphicephala</i> GRUNOW	(B) S	+++
<i>Mastogloia Grevillei</i> W. SMITH	(B) S	+
<i>Mastogloia Smithii</i> THWAITES	B	+++
<i>Navicula scutelloides</i> W. SMITH	B S	++
<i>Synedra tabulata</i> (AGARDH) KÜTZING	M B	+
<i>Tabellaria fenestrata</i> (LYNGBYE) KÜTZING	(B) S	++

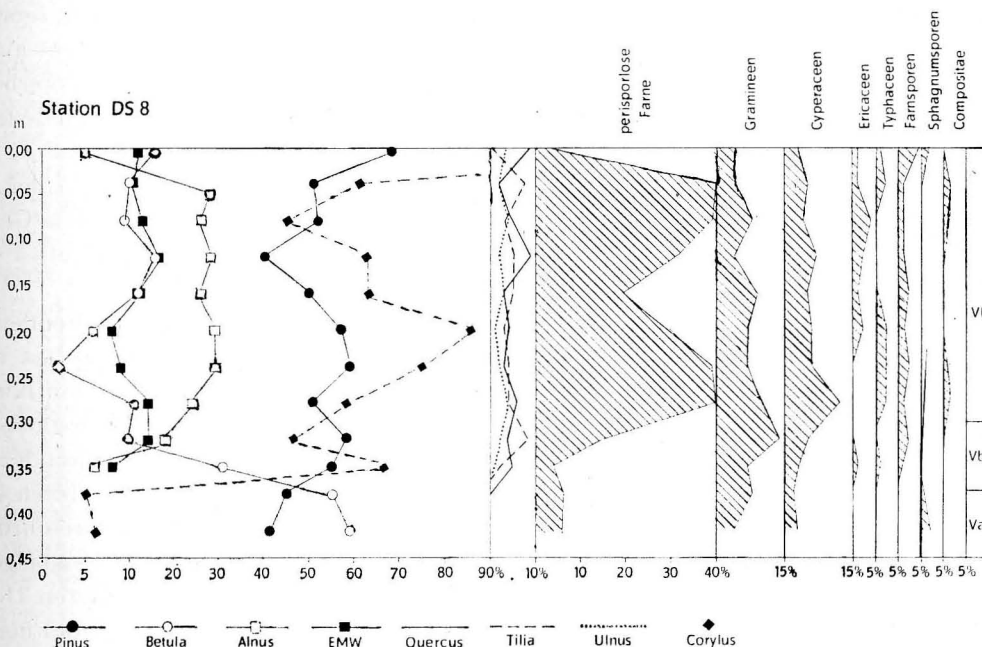


Abb. 26. Pollendiagramm für den humosen Abschnitt des Stechrohrkernes DS8 vom Südwestrand der Darßer Schwelle (19-m-Terrasse) nach H. SCHUZ 1964

Tabelle 9

Normalprofil in der Uferzone am Südwestrand der Darßer Schwelle.
Wassertiefe: 18,0 m

0–18,00 m	Wasser
–18,10 m	Feiner Sand grau mit Mollusken (rezente Sanddecke).
–18,20 m	Kalkgyttja feinsandig, hellgrau.
Atlantikum –18,50 m	Schluff graubraun mit humosen Bändern (3 Gruppen mit 3–4 mm starken Humusbändern in 10-cm-Abständen).
weisen und –18,80 m	Torfgyttja schwarzbraun, schwach kalkhaltig.
–19,10 m	Schluff tonig, graubraun, zuunterst mit wechselnd hellen und dunkelbraunen Lamellen, stark kalkhaltig.
–19,30 m	Schluff feinsandig, graugrün, schwach humos, kalkhaltig.
–19,40 m	Feinsand schluffig, hellgrau, stark kalkhaltig.
–19,80 m	Feinsand schluffig, graugrün, mit kleinen humosen Nestern, stark kalkhaltig.
–20,00 m	Feinsand grau, schwach schluffig, vereinzelt humose Reste, stark kalkhaltig.

Atlantikum
weisen und
ässer schlie-
d in Tab. 10

Tabelle 10

Diatomeen in der graugrünen Feinsandschicht des Kernes DS8
(Teufe: 19,40 – 19,80 m unter NN) nach D. LANGE (1971)

Species	Milieu	Häufigkeit
<i>Achnanthes flexella</i> KÜTZING	S	+++
<i>Cyclotella antiqua</i> W. SMITH	S	++
<i>Diploneis domblittensis</i> (GRUNOW) P. T. CLEVE	B (S)	++
<i>Epithemia argus</i> KÜTZING	B (S)	+++
<i>Mastogloia elliptica</i> (AGARDH) P. T. CLEVE	B	+++
<i>Mastogloia Grevillei</i> W. SMITH	(B) S	+++
<i>Mastogloia lacustris</i> GRUNOW var. <i>amphicephala</i> GRUNOW	(B) S	+++
<i>Mastogloia lacustris</i> GRUNOW var. <i>antiqua</i> SCHUMANN	S	++
<i>Mastogloia Smithii</i> THWAITES	B	+++
<i>Navicula tuscula</i> EHRENBERG	(B) S	+++
<i>Nitzschia denticulata</i> GRUNOW	(B) S	+++
<i>Rhopalodia gibba</i> (EHRENBERG) O. MÜLLER	B S	+++

Die im Hangenden angetroffene Kalkgyttja weist wiederum auf ein Pendeln des Wasserspiegels und auf eine Aussüßung des an die 19-m-Terrasse grenzenden Gewässers hin. Dafür spricht auch die fast nur limnische Arten umfassende Diatomeenflora der oberen Horizonte des Stechrohrkernes DS8. Es handelt sich dabei um die Ufersedimente eines in der Mulde der Kadet Rinne vorhandenen Sees mit einem Zufluß aus dem Arkona Becken und Abfluß nach der Mecklenburger Bucht.

Diese Flora ähnelt derjenigen in der obersten Schicht feinsandigen Schlicks des an der 20 m entfernt gelegenen Station Lo2 entnommenen Stechrohrkernes. Dort wurde die Mastogloia-Gemeinschaft oberhalb der Torfgyttja und der Schluffschicht mit zahlreichen humosen Bändern bei etwa –22 m NN angetroffen.

Rückblickend erkennt man an der Einschaltung der zahlreiche Mastogloien enthaltenden Schichten zwischen der borealen Torfgyttja des Lolland-Kernes und der atlantischen Torfgyttja der Darßer Schwelle, daß die Mastogloia-Phase den Zeitraum an der Wende vom Boreal zum Atlantikum und den Tiefensprung von etwa –22 m bis –17 m NN umfaßt hat. Damit kann die Mastogloia-Phase, wie zuerst von THOMASSON (1927) im Gebiet des Kalmar Sundes erkannt wurde, als besondere Entwicklungsphase der Ostsee gelten. Es ist anzunehmen, daß schon während dieser Phase durch die Abflurrinne des östlich der Darßer Schwelle gelegenen Großsees wiederholte Brackwassereinbrüche in das Arkona Becken und die Bornholm Mulde erfolgten. Beim Zurücksinken des Meeresspiegels auf das Niveau der 19-m-Terrasse erfolgte eine Verengung des vorher bereits kilometerbreiten Durchflusses.

Die nach dem Alter und dem Niveau eine Mittellage zwischen der 24-m-Terrasse und der 13-m-Terrasse einnehmende 19-m-Terrasse wurde als Cypleus-Terrasse bezeichnet. Die Namensgebung erfolgte in Anbetracht dessen, daß die Torfgyttjaschicht dieser Terrasse die Grenze gegen die hangenden brackisch-marinen Sedimente der Litorina I-Phase andeutet, die im fennoskandinavischen Gebiet als Cypleus-Grenze bekannt ist und als wichtige stratigraphische Grenze angesehen wird (FLORIN 1968; DONNER 1969).

Wenn im Kern DS8 kein eigentlicher Cypleus-Horizont nachgewiesen werden konnte, ist der Grund wie bei den Lolland-Kernen in der Zerstörung der hangenden Sedimentschichten durch eine starke Meeresströmung zu suchen. Die Cypleus-Grenze ist jedoch in Stechrohrkernen aus der Mecklenburger Bucht an der Basis der litorinen Schlickschicht deutlich zu erkennen. Zum Beispiel weist der bei einer Wassertiefe von 25 m in der Mecklenburger Bucht entnommene Stechrohrkern MB5 im Hangenden der zahlreiche Mastogloien enthaltenden Schluffschicht einen Süßwasserhorizont und unmittelbar darüber einen 2 bis 3 cm starken Horizont mit zahlreichen, sehr typischen Bruchstücken von *Campylodiscus echeneis* und *Campylodiscus clypeus* auf (Tab. 11).

Zwischen dem Süßwasserhorizont und dem Cypleus-Horizont ist eine scharfe Grenze vorhanden. Beide Arten von *Campylodiscus* fehlen in der unmittelbar hangenden Litorina I-Schlickschicht mit ihren typischen Vertretern wie z.B. *Terpsinoe americana*, *Grammatophora marina*, *Dimerogramma minus* und *Actinocyclus Ehrenbergi*.

Der S
limnisch
falls auf
Litorina
Cypleus-
niemals
Wie ge
und am
möglich.
Die an
mente de
Schwelle
Es gibt
suchen, u
Schluff-T
einen me
Exemplar
heutigen
kerne und
Oder Ban
–18 m un
angedeute
Tiefe auf

Die von
das Verhar
Litorina-M
Die Insel
Bucht, der
teils glatten

Tabelle 11

Diatomeenflora an der Basis der Litorina I-Schlickschicht des Kernes MB5
aus der Mecklenburger Bucht. ($\varphi = 54^{\circ}21,4' N$; $\lambda = 11^{\circ}37,9' E$.
Wassertiefe: 25,0 m. Teufe: -26,55 m bis -26,60 m NN) nach D. LANGE (1974)

Species	Milieu	Häufigkeit
<i>Campylodiscus echeneis</i> EHRENBERG	M B	+++
<i>Campylodiscus clypeus</i> EHRENBERG	B	++
<i>Cocconeis placentula</i> EHRENBERG	B S	++
<i>Diploneis didyma</i> EHRENBERG	M B	++
<i>Diploneis interrupta</i> (KÜTZING) P. T. CLEVE	M B	++
<i>Epithemia Muelleri</i> FRICKE	S	++
<i>Epithemia sorex</i> KÜTZING	B S	+
<i>Epithemia turgida</i> (EHRENBERG) KÜTZING	(B) S	++
<i>Epithemia zebra</i> (EHRENBERG) KÜTZING	(B) S	++
<i>Grammatophora oceanica</i> (EHRENBERG) GRUNOW	B	++
<i>Hyalodiscus scoticus</i> (KÜTZING) GRUNOW	M (B)	+
<i>Melosira sulcata</i> (EHRENBERG) KÜTZING	M	++
<i>Rhabdonema arcuatum</i> KÜTZING	M (B)	+

Der Süßwasserhorizont über der Mastogloia-Schicht in der Mecklenburger Bucht entspricht der Serie limnischer Ufersedimente der 19-m-Terrasse am Südwestrande der Darßer Schwelle und deutet ebenfalls auf das Zurücksinken des Meeresspiegels am Ende der Mastogloia-Phase hin. Der zu Beginn der Litorina I-Transgression in der Mulde der Mecklenburger Bucht in etwa 8m Wassertiefe abgesetzte Cypleus-Horizont blieb deshalb erhalten, weil Meeresströmungen am Rande der Bucht entlang und niemals quer durch die Mulde führen.

Wie gezeigt wurde, ist eine stratigraphische Gleichsetzung von Sedimenten der Uferzone vor Lolland und am Rande der Darßer Schwelle mit den Absätzen im tieferen Wasser der Mecklenburger Bucht möglich.

Die an den Ufern der in den Mulden der Kadet Rinne vorhandenen Seen abgesetzten, humosen Sedimente deuten auf ein letztes Verharren des Meeresspiegels vor der endgültigen Überflutung der Darßer Schwelle und der damit einsetzenden brackisch-marinen Litorina I-Phase hin.

Es gibt noch eine weitere Möglichkeit, Sedimente der Cypleus-Stufe in der südlichen Ostsee zu untersuchen, und zwar in dem östlich der Darßer Schwelle gelegenen alten Oder Haff. Es handelt sich um Schluff-Ton mit zahlreichen Pflanzenfasern an der früheren Einmündung der Rega (Abb. 27) und um einen meist dezimeterstarken Hydrobien-Horizont mit zahlreichen schwachschaligen und juvenilen Exemplaren von *Cardium edule* und *Macoma baltica* in der Nordwestecke des alten Haffs am Fuße der heutigen Oder Bank in etwa 18m Tiefe. Zahlreiche am Ostrand der Oder Bank entnommene Stechrohrkerne und durch Taucher vorgenommene Sondierungen mit Spühhohren ließen erkennen, daß in der Oder Bank außer den beiden an der Basis der litorinen Schichten gelegenen Hydrobien-Horizonten bei -18 m und -13 m NN auch eine Torfgyttjaschicht in 18-19 m Tiefe steckt. Beiderseits des in Abb. 27 angedeuteten alten Seegatts ist das alte Strandplanum mit großen Blöcken bestreut, die in etwa 19 m Tiefe auf Geschiebemergel liegen.

2.7. Die 13-m-Terrasse in der westlichen und südlichen Ostsee sowie im Greifswalder Bodden

Die von der Mecklenburger Bucht bis in die Oder Bucht zu verfolgende 13-m-Terrasse kennzeichnet das Verharren des Meeresspiegels am Ende der Litorina I-Phase um etwa 5000 v. u. Z. Damals lag das Litorina-Meer teils noch weit von der heutigen Küste entfernt (Abb. 27, TAF. VIII).

Die Insel Fehmarn bildete den nördlichsten Teil der Halbinsel Wagrien. Vor der heutigen Wismarer Bucht, der Rostocker Heide und dem Darß lag ein breiter Streifen festen Landes, dessen Küste einen teils glatten Verlauf aufwies. Die Geschiebemergelauftragung des Plantagenet Grundes lag als weit vor-

geschobene Halbinsel zwischen zwei tief eingeschnittenen Meeresbuchten. Die Inseln Rügen und Hiddensee gehörten zum Festland. Zwischen der Ostküste Rügens und der Greifswalder Oie einerseits sowie der im Süden mit dem Festland verbundenen Oder Bank andererseits erstreckte sich eine tiefe Meeresbucht in südöstlicher Richtung. Beiderseits der Oderhalbinsel waren zwei Haffseen vorhanden, in welche die Peene und Oder sowie die Dievenow und Rega mündeten und sich jeweils zu einem Strom vereinigten, von denen der westliche als Uroder bezeichnet wurde. Der Oderhalbinsel gegenüber lag als Insel der Adlergrund.

Auch für diese Phase sind typische Ufersedimente als verlässliche Wasserstandsmarken erhalten. Das bedeutendste Vorkommen liegt im zentralen Teil des Greifswalder Boddens. Dort finden sich bis 67 cm starke Torfgyttjaschichten in Tiefen von -11 m bis -13 m NN. Es handelt sich wiederum um ein zurückliegendes Gewässer, das während der ersten litorinen Stillstandsphase durch einen Fluß mit dem Meer verbunden war. Das Normalprofil in der litorinen Uferzone im Greifswalder Bodden ist Tab. 12 zu entnehmen (Taf. I, Kern 251).

Tabelle 12

Normalprofil im Bereich der Litorina I-Terrasse im Greifswalder Bodden

maximale Schicht- stärke cm	Sediment
400	Schlick feinsandig, olivgrau, weich mit zahlreichen Cardium-Schalen, starker H_2S -Geruch, kalkhaltig.
10	Molluskenschalenbreccie (überwiegend Cardium edule und Mytilus, dünnschalig) ab $-12,5$ m NN; Häufung bei $-11,5$ m NN.
67	Torfgyttja, Unterkante bei $-13,6$ m NN.
45	Fein- bis Mittelsand grau, kalkhaltig.
30	Kalkgyttja feinsandig, schluffig, hellbraun.
100	Feinsand tonig — Ton feinsandig, graugrün mit humosen Lagen, kalkhaltig.
100	Feinsand — Ton grau, vereinzelt Steine und kleine Kreidebröckchen enthaltend, kalkhaltig.
40	Fein- bis grobkörniger Sand in Lagen wechselnd.
5	Kies, Steine
	Geschiebemergel graublau, oft Kreidebröckchen enthaltend.

Die Torfgyttjaschicht wurde pollenanalytisch von J. MAJEWSKI (1971) untersucht und ins ältere Atlantikum (VI) gestellt (Abb. 28). Eine im Labor der Akademie der Wissenschaften der DDR vorgenommene C_{14} -Bestimmung des Alters der Torfgyttja im Stechrohrkern 004 ergab $7287a \pm 120$ b.p..

Über der im oberen Abschnitt schon Salzwasserdiatomeen enthaltenden Torfgyttjaschicht findet sich in der Regel eine Molluskenschalenbreccie von vorwiegend schwachschaligem *Cardium edule*, *Mytilus* und *Hydrobia ulvae*, die auf den Beginn der marinen Überflutung hinweist. Der „Transgressionskontakt“ ist jedoch schon in der Torfgyttjaschicht zu suchen.

Die in den Schichten unterhalb der Torfgyttja enthaltenen Diatomeen lassen auf ein limnisches Milieu schließen (Tab. 13).

Es wurden u. a. etliche Vertreter einer Klarsee-Flora angetroffen. Das Auftreten dieser Arten auch in den nordrügenschenden Bodden und im Oder Haff bedarf noch einer Klärung. Es könnte sich um Relikte der Ancyclus-Flora handeln. Es gilt aber auch die Frage nach der zeitlichen Verschiebbarkeit des Vorkommens dieser Arten zu beantworten.

Auf Grund zahlreicher, im engmaschigen Netz aus dem Greifswalder Bodden entnommenen Stechrohrproben konnte die paläogeographische Situation für die Zeit des Verhaltens des Meeresspiegels auf der Litorina I-Stufe dargestellt werden (Abb. 29, TAF. IX). Die Anordnung der Torfgyttja enthaltenden Stechrohrkerne gegenüber reinen Schlickkernen ließ zentral gelegene, offene Wasserflächen und die während der Stillstandsphase angrenzenden, vertorfte Niederungen deutlich unterscheiden. Demnach war im tiefsten Teil der zwischen der südrügenschenden und zentralrügenschenden Moränenstaffel gelegenen Mulde ein See vorhanden, in welchen der Ryck und der Strela Fluß mündeten. Zwei kleinere isolierte Seen lagen zwischen dem Hauptsee und den mit großen Blöcken bedeckten Geschiebemergelkuppen von Groß Stubber. Der Abfluß des Sees durchbrach die zentralrügenschende Staffel zwischen dem Vilm Grund und Groß Stubber. Nach Durchquerung eines weiteren Sees in der nördlich der Moränenstaffel gelegenen Mulde wechselte die Abflußrichtung nach Südosten. Es ist nicht möglich, den Verlauf des

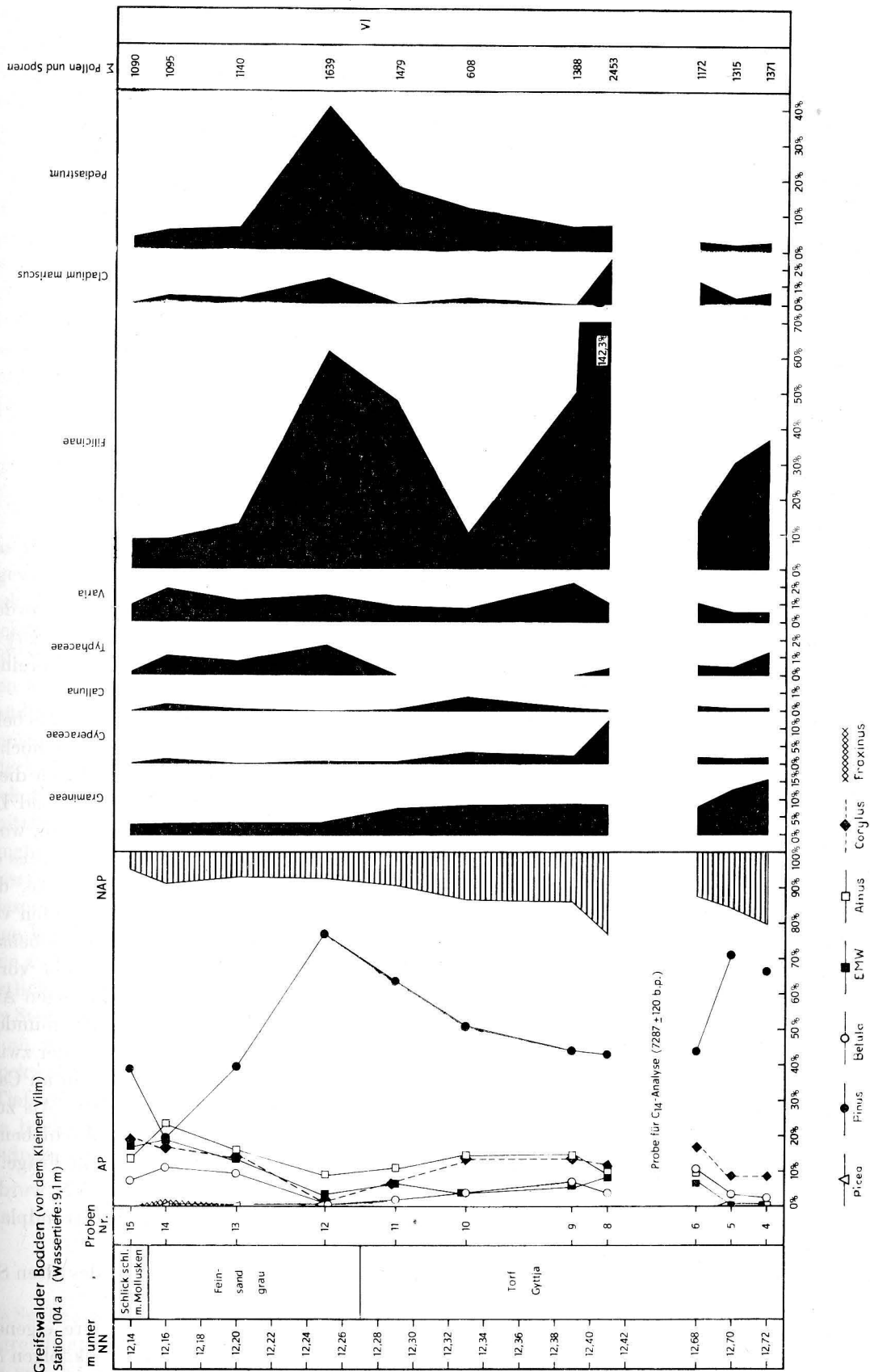


Abb. 28. Pollendiagramm der Torfgyttjaschicht des Stechrohres 004 aus dem Greifswalder Bodden. Nach J. MAJEWSKI 1971

Tabelle 13

Individuenreich auftretende Diatomeenarten im Kern 129
aus dem Greifswalder Bodden nach D. LANGE (1971)
Wassertiefe: 8,0 m; Kernlänge: 2,95 m
untersuchter Abschnitt unter der Torfgyttja: 2,10–2,78 m

Species	Milieu	Häufigkeit
<i>Cocconeis disculus</i> SCHUMANN P. T. CLEVE	S	+++ Klarseeform
<i>Cymatopleura elliptica</i> (BRÉBISSON) SMITH	B S	+
<i>Cymbella affinis</i> KÜTZING	(B) S	+
<i>Cymbella sinuata</i> GREGORY	B S	++ Klarseeform
<i>Epithemia Muelleri</i> FRICKE	S	+ Klarseeform
<i>Epithemia turgida</i> (EHRENBERG) KÜTZING	B S	+
<i>Gomphonema intricatum</i> KÜTZING	(B) S	+ Klarseeform
<i>Gyrosigma attenuatum</i> (KÜTZING) RABENHORST	(B) S	++ Klarseeform
<i>Mastogloia Smithii</i> THWAITES	B S	+
<i>Navicula Jentzschii</i> GRUNOW	(B) S	++ Klarseeform
<i>Navicula oblonga</i> KÜTZING	(B) S	+
<i>Navicula radiosa</i>	S	+++
<i>Navicula scutelloides</i> W. SMITH	B S	+++ Klarseeform
<i>Navicula tuscula</i> (EHRENBERG) GRUNOW	B S	+++ Klarseeform
<i>Stepanodiscus astrea</i>	B S	++
<i>Synedra ulna</i> (NITZSCH) EHRENBERG	B S	+

sich zwischen den kleineren Gründen hindurchwindenden Tiefs vollständig anzugeben. Die Suche in der vor der Außenküste von Usedom bei Karlshagen durch die 10-m-Isobathe bezeichneten Bucht ergab einen weiteren Torfgyttjafund in 13,2 m Tiefe. Demnach erfolgte südlich der Insel Ruden die Vereinigung des damaligen Osttiefs mit dem Peenestrom.

Das sowohl an der südlichen Ostsee- als auch Nordseeküste als Cardium-Klei oder Litorina-Klei bekannte Sediment kennzeichnet den Übergang von der ersten litorinen Stillstandsphase zur zweiten hochmarinen Litorina-Phase (Abb. 30, TAF. IX). Es handelt sich um einen an Cardien reichen, durch die Auflast der beim weiteren Meeresanstieg über ihn landwärts hinwegschreitenden Strandwälle und Dünen gepreßten Schlick von olivgrauer Farbe und kräftigem H₂S-Geruch. Er wird dort angetroffen, wo nach See hin offene, im tiefsten Teil von Flüssen durchzogene Buchten während des Litorina I-Haltes durch Haken und Nehrungen abgeriegelt wurden. Der Klei verdankt seine Erhaltung der Tatsache, daß er im Bereich von Strand und Schorre unter etlichen Metern Sand geschützt lag, bis er in Tiefen von 10 bis 12 m am Meeresgrund wieder freigelegt wurde. Die Unterkante der Kleischicht deutet ebenso wie die Molluskenbreccie über der Torfgyttjaschicht annähernd das Niveau der während der vorangegangenen Stillstandsphase entstandenen Uferterrasse an. Klei findet sich nur vor der heutigen Außenküste und unter den Nehrungen bis zum Abfall der haffseitigen Schar z. B. bei Warnemünde, vor Wustrow auf dem Fischlande, vor Ahrenshoop, querab von Darßer Ort, vor Zingst und in der zwischen Rügen und Hiddensee gelegenen Bucht des Libben. In Haffen und Bodden wird nur ein an Cardien reicher, olivgrauer Schlick mit deutlichem H₂S-Geruch als litorines Sediment angetroffen. Als zusätzliche Marken der litorinen Außenküste kommen im 13 m-Niveau Strandterrassen im Geschiebemergel sowie Blockwälle, die durch die Brandung aus Jahresmoränen ausgewaschen wurden, in Frage. Eine im Geschiebemergel ausgebildete Strandterrasse im Niveau von -12 m bis -13 m NN wurde am Ostrand des Plantagenet Grundes erkundet. Die 50 cm starke Geröllbedeckung des alten Strandplanums bestand vorwiegend aus Feuerstein.

Auch fossile Strandstreifen, die bei der Zerstörung litoriner Dünenwälle in der Nähe des alten Strandes zurückblieben, bezeichnen noch annähernd den einstigen Küstenverlauf.

Die litorine Halbinsel an der Odermündung und heutige Oder Bank fällt durch ihre eigenartige Gestalt auf. Die nach Westen und Südosten vorgestreckten Ausläufer des nördlichen Teils folgen Moränenbögen der Bornholm-Phase. In der durch die Nordspitze angedeuteten Hauptkerbe zwischen den aus der südlichen Bornholm Mulde und dem Arkona Becken vorgedrungenen Großgletschern wurde

Gesch
sich o
linie f
Kerbe
tige S
gehäu
in der
Nac
Oder l
eingefa
mächtig
Musche
Der vo
lichen
schalen
Exempl
H₂S-Ge

Das t
Haffgew
Schlick.
Schlick b
nen oft b
kernen a
und südl
Wellensch
auf der A
Schlick z
der mittl
Dezimeter
gewässern
In diesen
geringe W
Eine zw
im östlich
Klein Stul
rasse an. I
Blockwä
der Tiefe v
Die höc
Strandplan

Die Such
erfolgreich
Hilfe von
folgte in un

Geschiebemergel am höchsten aufgepreßt und steht dort am Meeresgrund an. Desgleichen findet er sich oberflächlich im Verlauf des sich in Richtung Kolberg erstreckenden Moränenzuges. Eine zweite Lobelinie führt über den mittleren Teil der Oder Bank nach der nördlich der Dievenowmündung gelegenen Kerbe. Beim Rückzug der beiden Großgletscher von der Oder Bank blieben in der Hauptkerbe gewaltige Sandmassen zurück, die während der ersten litorinen Stillstandsphase zu Wanderdünenzügen aufgehäuft wurden. Nach ihrer Zerstörung beim weiteren Meeresanstieg blieben subfossile Sandstreifen in der Nähe des alten Nordstrandes zurück.

Nach DEECKE (1907) ließen die für die Fundamentierung eines Leuchtturmes auf dem Südzipfel der Oder Bank niedergebrachten Bohrungen 13–14 m unter der Wasserfläche einen von Strandgeröllen eingefassten Streifen von Torf und wiesenkalkähnlichen Absätzen feststellen. Das Ganze war von 6–7 m mächtigem, feinem Seesand bedeckt, der zahlreiche kleine Brackwassercardien als durchgehende Muschelbank an seiner Basis umschloß.

Der von DEECKE beschriebene Horizont fand sich bei Taucheruntersuchungen 1974 am Fuße des südlichen Spornes der Oder Bank in 13 m Tiefe fleckenweise als mehrere Dezimeter starke Molluskenschalenbreccie am Meeresgrund anstehend. Der zahlreiche Hydrobien sowie einzelne schwachschalige Exemplare von *Mytilus edule* und *Macoma baltica* enthaltende Horizont ist von Schlamm mit starkem H_2S -Geruch durchsetzt. Die Schalenbreccie schimmert weiß durch den Bewuchs von Braunalgen.

2.8. Die 7-m-Terrasse in der westlichen Ostsee und im Greifswalder Bodden

Das typische Sediment der zweiten Litorina-Transgressionsphase ist der in den heutigen Bodden- und Haffgewässern anzutreffende, meist mehrere Meter mächtige bis 6 oder 7 m unter NN aufsteigende Schlick. Er enthält zahlreiche dickschalige Cardien die auf einen höheren Salzgehalt hinweisen. Der Schlick besitzt einen starken H_2S -Geruch. Die mit dem Vibrationsstechrohr gezogenen Schlickkerne erscheinen oft blasig und an dicht mit Cardien besetzten Flächen brüchig (s. Taf. I, Querschnitte von Schlickkernen aus dem Greifswalder Bodden). Dieser Schlick stellt ebenso wie in den Mulden der westlichen und südlichen Ostsee das Aufarbeitungsprodukt des während der atlantischen Transgressionen in den Wellenschlag gelangten Geschiebemergels dar. Die gröberen Reste an Sand und Geschieben blieben auf der Abrasionsfläche als Grobsand- und Steinsohle zurück, bis sie beim weiteren Meeresanstieg von Schlick zugedeckt wurden. Es ist in diesem Zusammenhang bezeichnend, daß in den tiefsten Mulden der mittleren und nördlichen Ostsee jegliche Schlickdecke fehlt und nur toniger Schlamm in einer wenige Dezimeter starken Schicht angetroffen wird. In der westlichen Ostsee sowie in den Bodden- und Haffgewässern wuchs die Schlickschicht anfänglich rasch und nach der Gegenwart hin immer langsamer. In diesen Gewässern liegt die obere Schlickgrenze relativ hoch, da sich wegen des Landschutzes nur geringe Wellen und Strömungen entwickeln können.

Eine zweite Litorina-Stillstandsphase deutet sich durch eine bei etwa –7 m NN an den Rändern der im östlichen Teil des Greifswalder Boddens gelegenen Geschiebemergelauftragungen des Groß Stubber, Klein Stubber, des Rugia- und Ellida Grundes sowie vor Lubmin in den Mergel eingeschnittene Terrasse an. Es wurden dort auch humose Schichten festgestellt.

Blockwälle vor der Stoltera bei Warnemünde und vor dem Dornbusch auf Hiddensee in entsprechender Tiefe weisen ebenfalls auf eine Stagnation des Meeresspiegels in diesem Niveau hin.

Die höchsten Punkte auf der Oder Bank (–6 m NN) lassen die umgebenden Flächen mit einem Strandplanum der Litorina II-Phase in Zusammenhang sehen.

3. Rückblick auf die bisherigen Ergebnisse

Die Suche nach den Sedimenten der verschiedenen holozänen Gewässer am Grunde der Ostsee kann als erfolgreich angesehen werden. Die zunächst unlösbar scheinende Frage nach der Zuordnung der mit Hilfe von Echogrammen erkannten submarinen Terrassen der südlichen und westlichen Ostsee erfolgte in unmittelbarem Zusammenhang mit der Erkundung dieser Sedimente.

Sie enthielten ähnliche Diatomeengesellschaften wie die entsprechenden Sedimente des mittleren und nördlichen Ostseeraumes. Es konnte von vornherein keine völlige Übereinstimmung der Florengemeinschaften in den verschiedenen Ostseebereichen erwartet werden. Das lag an der weiten Entfernung der Bornholmmulde und des Arkonabeckens von der mittelschwedischen Meeresstraße während der Yoldia- und Echeneis-Phase. Auch für die Ancyclus-, Mastogloia- und Cypleus-Phase war in den Sedimenten beiderseits der Darßer Schwelle keine völlige Übereinstimmung der Mikrofloren zu erwarten, da bis zur endgültigen Überflutung dieser Schwelle nur eine schmale Verbindung durch einen Flußlauf zwischen den östlich und westlich gelegenen Gewässern vorhanden war. Wenn sich dennoch auch in der westlich der Darßer Schwelle gelegenen Mecklenburger Bucht seit der Ancyclus-Phase annähernd dieselbe Entwicklung feststellen ließ, wie sie in den klassischen schwedischen und finnischen Publikationen über die Geschichte der Ostsee dargestellt wurde, so ist seit dieser Phase, in der der Meeresspiegel -30 m NN erreichte, mit einem Kommunizieren beider Gewässer zu rechnen. Damit erübrigt sich die Frage nach einem katastrophentypischen Übersturz des Ancyclus-Sees über die Darßer Schwelle.

Die weitere Frage nach dem höchsten Stand des Ancyclus-Sees im südlichen Ostseeraum konnte durch den Nachweis des Spiegelstandes zu Beginn der Mastogloia-Phase (-24 m NN) geklärt werden.

Die Existenz von Restfloren der Diatomeen in heute höher gelegenen Küstengewässern macht eine zeitliche Verschiebbarkeit typischer Florengemeinschaften bei günstigen Umweltbedingungen wahrscheinlich.

Im folgenden soll die Zuordnung der in den einzelnen Meeresteilen angetroffenen, submarinen Terrassen veranschaulicht werden. Das bei 15° östl. Länge in Nord-Südrichtung quer über die Bornholmmulde verlaufende Profil läßt die 30-m-, 45-m- und 60-m-Terrassen morphologisch und an der Abfolge der Sedimentzonen erkennen (Abb. 31).

Die 30-m-Terrasse tritt am Fuße der Rönnebank und südlich von Bornholm am deutlichsten in Erscheinung. Dabei dürfte es sich um die gegen Ende der Ancyclus-Phase wieder erreichte, alte Uferterrasse des Baltischen Eissees vor der Absenkung desselben um fast 30 m zu Beginn der Yoldia-Phase handeln. Der sich vom Adlergrund bis nach der Südostecke der Insel Bornholm vor Due Odde erstreckende, mehr als 10 m hohe Ostabhang der Rönnebank kann als das gegen Ende der Ancyclus-Phase reaktivierte Kliff des Baltischen Eissees angesehen werden. Ein entsprechender Abfall ist auch am Südrand der Bornholmmulde zu verfolgen. Die in etwa 45 m Tiefe zu suchende Echeneis-Terrasse wird durch gröberes Sediment innerhalb der Stauchungszone der Bornholm-Phase J_3 erkennbar. Humose Sedimente wurden bisher nur in der flachen, 60 m tief gelegenen Uferzone des Yoldia-Meeres festgestellt.

Im Arkona Becken tritt die 45-m-Terrasse vor dem Osthang von Kriegers Flak (Möen Bank) deutlich in Erscheinung. Hier wurden die typischen Profile der Echeneis-Phase angetroffen (Abb. 32). Die eine starke Blockbestreuung aufweisende 30-m-Terrasse ist ebendort zu erkennen.

Die im Geschiebemergel eingeschnittene 24-m-Terrasse der Mastogloia-Phase ist in Echogrammen sowohl am Nordrand als auch am Südrand der Mecklenburger Bucht nicht zu übersehen (s. KOLP 1961).

Die zwischen dem Südausgang der Kadet-Rinne und der Mecklenburger Bucht -19 m NN erreichende flache Schwelle kann aus den bereits genannten Gründen als Cypleus-Terrasse gelten, desgleichen auch die sandige Oberfläche des zentralen Teils von Kriegers Flak.

Die sandigen Verebnungsflächen der Kadet-Bank, des Plantagenet-Grundes, der Rönnebank und der Oderbank liegen im Bereich der Litorina I-Terrasse (-13 bis -10 m NN).

Der in zahlreichen Stechrohrkernen, ausgehend vom West- und Ostrand der Oderbank bis weit nach der Mitte hin unter 2 bis 3 m Sand angetroffene Molluskenhorizont von 1 bis 5 cm Stärke enthielt vorwiegend Hydrobien, zahlreiche dünnschalige und juvenile Exemplare von *Cardium edule* sowie einzelne dünne Schalen von *Mytilus edulis*. Dieser für die Litorina I-Phase charakteristische Horizont, der auch von DEECKE (1904) anlässlich der Bohrungen auf dem Südzipfel der Oderbank beschrieben wurde, läßt breite Flächen östlich und westlich des mittleren Teils der Oderbank als alte Schaare der damaligen Haffgewässer ansprechen. Es erscheint im Hinblick auf die spätere Sandumlagerung bemerkenswert, daß der Molluskenhorizont bis an den heutigen West- und Ostrand der Bank heranreicht und daß kein Sand mehr vorgeschüttet wurde, in dem die Molluskenschicht fehlen müßte. Das spricht dafür, daß die Umlagerung der Hauptmasse des Dünensandes bis in geringe Wassertiefe erfolgte und

Profil der südlich Bornholm gelegenen Mulde auf dem Meridian 15° E. L.

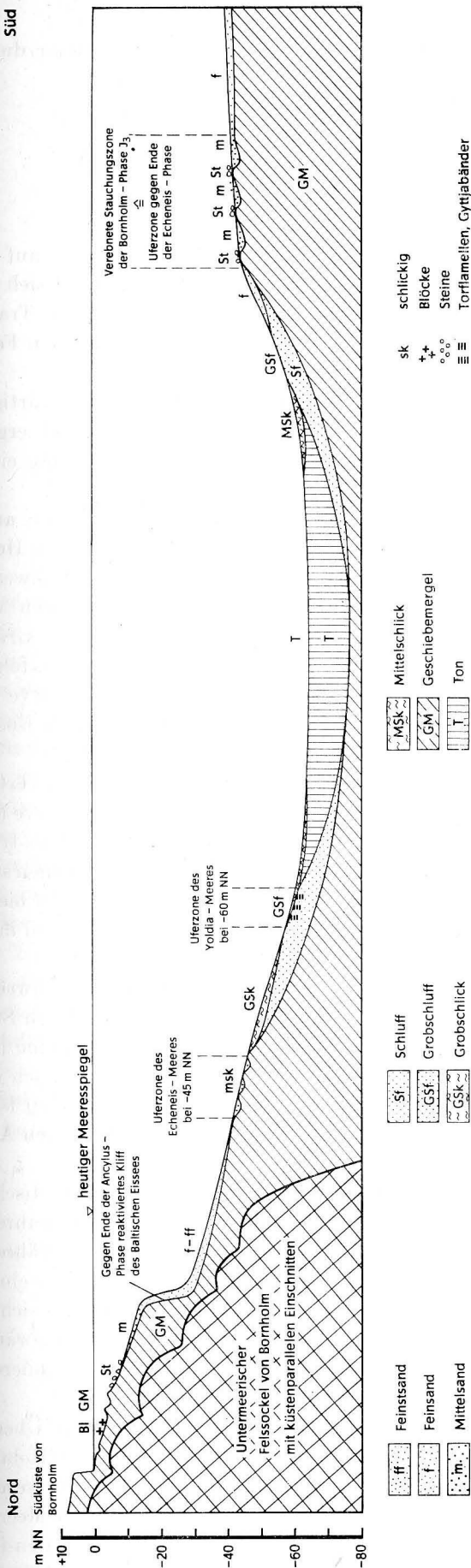


Abb. 31. Profil der südlichen Bornholm Mulde in N-S Richtung

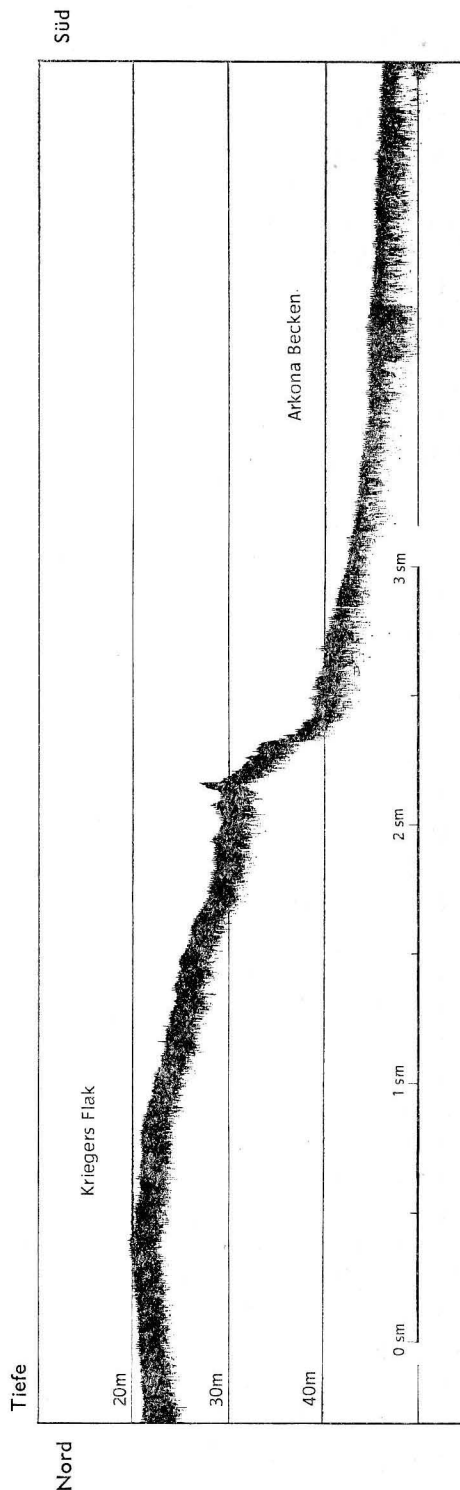


Abb. 32. Südostsporn von Kriegers Flak mit 30-m-Terrasse und vorgelagerter 45-m-Terrasse

am Außenrand der alten Schaar endete. Es sei denn, daß die Ränder der Oderbank später durch Meeresströmungen zurückgeschnitten wurden.

4. Die Beziehung zwischen Eustasie, Isostasie und Strandlinienverschiebung dargestellt am Beispiel des östlichen Mittelschwedens

Die Strandlinienverschiebung in den isostatisch gehobenen Gebieten Fennoskandiens beruht auf der Überlagerung zweier Bewegungen, der Landhebung und des Meeresspiegelanstiegs. Während sich die Landhebung kontinuierlich vollzog, erfolgte der Meeresspiegelanstieg im Wechsel zwischen Transgression und Stagnation. So kam es, daß der Meeresspiegel zeitweilig dem in Hebung begriffenen Festlande vorauseilte und dann wieder weit hinter den angehobenen Strandterrassen zurückblieb.

Die Überlegung, daß sich der isostatische Hebungsbetrag als Differenz zwischen der gegenwärtigen Höhenlage eines Festpunktes bestimmten Alters und dem derzeitigen Meeresspiegelstand ergibt ($J = S - M$), bietet die Möglichkeit der Konstruktion einer Kurve der isostatischen Hebung eines Gebietes.

Das setzt jedoch das Vorhandensein detaillierter Kurven für den holozänen Meeresspiegelanstieg wie auch für die Strandlinienverschiebung voraus. Für den Ostseebereich liegt nur eine bis zum Beginn des Holozäns zurückführende, genauere Kurve der Strandlinienverschiebungen für das östliche Mittelschweden vor (FLORIN 1944). Nach gründlicher Beurteilung der paläogeographischen Situation waren von FLORIN auf dem schwedischen Festland Proben mit aller Sorgfalt entnommen worden, die auf Grund zahlreicher, umfangreicher Analysen die Strandlinien zurück bis zur Yoldia-Phase lückenlos verfolgen ließen. Die für den enger begrenzten Landesteil des östlichen Mittelschwedens entworfene Kurve besitzt ebenso wie alle isostatischen Kurven nur einen relativen Wert, der auf der Distanz vom isostatischen Hebungszentrum beruht (Abb. 33, TAFEL X).

Wenn bei zunehmender Entfernung vom Hebungszentrum J gegen Null geht, nähern sich die Werte S den zugehörigen Werten M . Damit ginge die relative Kurve (S) allmählich in die absolute Kurve (M) über. Die Kurve (S) möchte im Falle $J = \text{Null}$ der treppenförmigen Kurve (M) entsprechen. Dies trifft annähernd für die südlichen Teile der Ost- und Nordsee zu, so daß die auf Grund der dort gelegenen submarinen Terrassen entworfene absolute Kurve des holozänen Meeresspiegelanstiegs nahekommt. Hier bietet sich die Möglichkeit einer ersten Kontrolle der Richtigkeit beider Kurven (S) und (M) an Hand ihrer Ähnlichkeit.

Die von FLORIN entworfene Kurve (S) der Strandlinienverschiebung im östlichen Mittelschweden ergibt mit der für den gesamten Ostseeraum gültigen, absoluten eustatischen Kurve (M) durch Subtraktion der zu gleichen Zeitpunkten (Abzissen) gehörenden Ordinaten in erster Annäherung eine Hyperbel, die zu Beginn des Holozäns einen raschen Abfall der anfänglich hohen Beträge und nach der Gegenwart hin ein allmähliches Ausklingen der isostatischen Hebung Mittelschwedens erkennen läßt. Dieses voraus zu erwartende Ergebnis stellt ebenfalls eine Bestätigung der Richtigkeit der beiden Ausgangskurven dar.

Die von FLORIN festgestellten Undulationen der Kurve (S) lassen sich den bekannten klimatischen Schwankungen während des Holozäns zuordnen. Die positiven Strandlinienverschiebungen während der wärmeren Abschnitte decken sich mit den Phasen eines rascheren Meeresspiegelanstiegs, während fallende Abschnitte jeweils mit dem Verharren des Meeresspiegels zusammenhängen. Die aus einem positiven und einem negativen Ast zusammengesetzte Einzelschwingung der Kurve (S) läßt sich so auffassen, daß die Geschwindigkeit des holozänen Meeresspiegelanstiegs diejenige der isostatischen Aufwärtsbewegung zeitweilig übertraf und anschließend während einer Verzögerung und eines Stagnierens hinter der Geschwindigkeit der Hebung des Festlandes zurückblieb (Abb. 34).

Die eigene Deutung der von S. FLORIN 1944 veröffentlichten Kurve beruht auf folgenden Überlegungen: Ein mäßiger Meeresspiegelanstieg am Ende einer Transgression hielt mit der isostatischen Hebung Schritt und führte zur Strandterrassenbildung. Die Zeitpunkte gleicher Geschwindigkeiten werden durch die Extreme der Kurve (S) gekennzeichnet. Während der Stagnationsphasen blieb der Meeresspiegel im nördlichen Ostseeraum hinter den gehobenen Strandterrassen zurück, während in den isostatisch fast unbeweglichen Gebieten des südlichen Ostseeraumes die Bildung ausgedehnter Uferter-

rassen e
vorausge
voraus,
rasse wie
Beim
Südfinnl
dung im
vom isos
Der Ze
zentrum
fernt gele
des Meer
bzw. folg
nord-süd
gression i
wallbildu
Die dur
statischen
das östlic

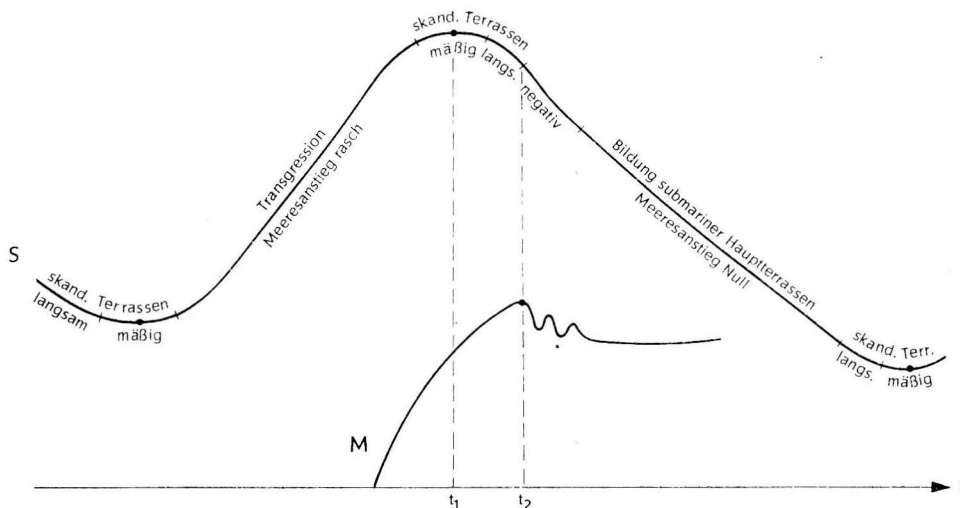


Abb. 34. Darstellung der Terrassenbildung während verschiedener Abschnitte einer Phase sowie des erst nach dem Maximum der Strandlinienverschiebung (S) eintretenden Meeresspiegelhöchststandes (M)

rassen erfolgte, der eine Strandwallbildung während des pendelnden Zurücksinkens des Meeresspiegels vorausgegangen war. Ein rasch ansteigender Meeresspiegel eilte im Norden der isostatischen Hebung voraus, ohne daß jedoch die Höhe der am Ende der vorangegangenen Transgression entstandene Terrasse wieder erreicht wurde.

Beim Vergleich der Ergebnisse aus dem südlichen Ostseeraum mit den im mittleren Schweden und Südfinnland gewonnenen Ergebnissen ist es wichtig, daß die Zeitunterschiede zwischen der Terrassenbildung im südlichen und nördlichen Ostseeraum berücksichtigt werden, die auf der verschiedenen Distanz vom isostatischen Hebungszentrum beruhen.

Der Zeitunterschied zwischen der Entstehung von Strandterrassen in den dem isostatischen Hebungszentrum näher gelegenen Gebieten Fennoskandiens und den am weitesten vom Hebungszentrum entfernt gelegenen Teilen des südlichen Ostseeraumes beruht auf der Tatsache, daß ein relatives Stagnieren des Meeresspiegels im nördlichen Skandinavien der absoluten Stagnationsphase unmittelbar vorausging bzw. folgte. Der Zeitunterschied wächst mit zunehmender Entfernung der Untersuchungsgebiete in nord-südlicher Richtung und dem Alter der zu vergleichenden Uferterrassen. Die am Ende einer Transgression im skandinavischen Raum erfolgte Terrassenbildung wurde jeweils durch deutliche Strandwallbildungen abgeschlossen (Abb. 34).

Die durch die Kurven des Meeresspiegelanstiegs (M), der Strandlinienverschiebung (S) und der isostatischen Hebung (J) veranschaulichte Beziehung $J = S - M$ läßt bei schematischer Darstellung für das östliche Mittelschweden folgende Fälle unterscheiden (Abb. 35):

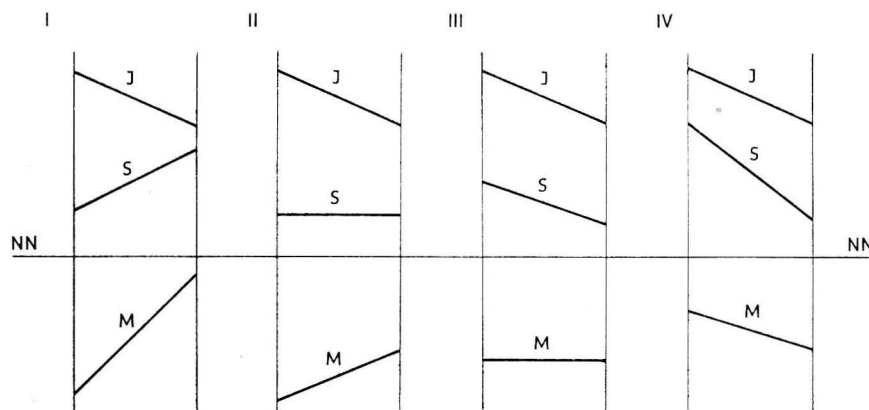


Abb. 35. Beziehungen zwischen Meeresspiegelstand (M), Strandlinienhöhe (S) und isostatischer Hebung (J) in $\pm m$ NN

- Fall I: Ein steiler Meeresanstieg führt zu einem mäßigen Anstieg der Kurve vertikaler Strandlinienverschiebungen. Umgekehrt läßt ein allmählicher Anstieg der Kurve vertikaler Strandlinienverschiebungen auf einen raschen Meeresanstieg schließen.
- Fall II: Ein mäßiger Meeresanstieg kann zu einem waagerechten Verlauf der Kurve vertikaler Strandlinienverschiebungen führen. Umgekehrt läßt ein annähernd waagerechter Abschnitt der Kurve vertikaler Strandlinienverschiebungen auf einen mäßigen Meeresanstieg schließen.
- Fall III: Bei gleichbleibendem Meeresspiegelstand ergibt sich ein mäßiger Abfall der Kurve vertikaler Strandlinienverschiebungen. Umgekehrt läßt ein mäßiges Fallen der Kurve vertikaler Strandlinienverschiebungen auf ein Verharren des Meeresspiegels schließen.
- Fall IV: Ein mäßiges Fallen des Meeresspiegels führt zu einem steilen Abfall der Kurve vertikaler Strandlinienverschiebungen. Umgekehrt läßt ein steiler Abfall der Kurve vertikaler Strandlinienverschiebungen auf ein nur mäßiges Sinken des Meeresspiegels schließen.

Die Umkehrsätze möchten der Deutung von Kurven vertikaler Strandlinienverschiebung dienen, die ausschließlich oberhalb der durch NN bezeichneten Abzisse liegen. Es ist zu bedenken, daß sich die relative Kurve (*S*) der absoluten Kurve (*M*) um so mehr nähert, je weiter sich der Gültigkeitsbereich der relativen Kurve (*S*) vom Hebungszentrum entfernt.

Faßt man jeweils die durch eine submarine Hauptterrasse des südlichen Ostseeraumes belegte Stagnationsphase und die vorangegangene Transgressionsphase als eine Stufe auf, so lassen sich an Hand der submarinen Terrassen vom Präboreal bis zum Ende des Atlantikums 7 Stufen unterscheiden. Ihnen entsprechen die von FLORIN für denselben Zeitraum festgestellten 7 Schwingungen der Kurve der Strandlinienverschiebung im östlichen Mittelschweden.

Die Zahl der von DONNER (1964) angeführten Hauptterrassen in Südwestfinnland beträgt für den gleichen Zeitraum ebenfalls sieben. Die Zeitangaben für die älteren finnischen Uferterrassen müßten ebenfalls vor den absoluten Stagnationsphasen des Meeresspiegels liegen (Tab. 14).

Tabelle 14

Bezeichnung und Alter der im frühen und mittleren Holozän entstandenen Uferterrassen des Ostseeraums

Submarine Uferterrassen der südlichen Ostsee	Alter submariner Torfgyttjen der südlichen und westlichen Ostsee	Zeitangaben für finnische Uferterrassen nach DONNER *) 1964, 1969	Phasen negativer Strandlinienverschiebung in Mittelschweden nach FLORIN 1944, 1963
1. Yoldia-Terrasse	— 60 m NN	mittleres Präboreal	7700—7200
2. Echeneis-Terrasse	— 45 m NN	Wende Präboreal/Boreal	7000—6900
3. Ancyclus-Terrasse	— 30 m NN	Boreal	6700—6000
4. Mastogloia-Terrasse	— 24 m NN	Wende Boreal/Atlantikum	um 5600
5. Clypeus-Terrasse	— 19 m NN	älteres Atlantikum	um 5500
6. Litorina I-Terrasse	— 13 m NN	mittleres Atlantikum	um 5000
7. Litorina II-Terrasse	— 7 m NN	jüngeres Atlantikum	um 3300

*) Für die unter 1 bis 4 angeführten Terrassen finden sich bei DONNER nur die Zeitangaben, aber keine Benennungen. Die unter 1—4 von FLORIN übernommenen Zeitwerte stammen aus der älteren Veröffentlichung 1944. Die Werte unter 5—7 sind in der Publikation von FLORIN 1963 enthalten.

5. Die treppenförmige Kurve des holozänen Meeresanstiegs

Die treppenförmige Kurve des holozänen Meeresanstiegs mit initialen und finalen Pendelungen beruht auf Probenentnahmen innerhalb von zwei regional begrenzten Meeresgebieten (single regions), der südlichen Nord- und Ostsee. Darin besteht der Vorteil gegenüber denjenigen Kurven, die früher auf Grund von Proben aus aller Welt entworfen wurden (SHEPARD und SUSS 1956, GODWIN, SUGGATE und WILLIS 1958, GRAUL 1960). An der Überlegenheit eines kritisch gesichteten Probenmaterials, das innerhalb stratigraphisch bekannter, weit zu verfolgender Horizonte entnommen wurde, besteht kein Zweifel.

Die schon früher bei Bohrungen an der Küste erkannte Häufung von Torf- und Torfgyttjaprobe in bestimmten Tiefen ließ bereits TAPPER (1940) ein zeitweiliges Verharren des Meeresspiegels annehmen.

Die auf Grund von C_{14} -Datierungen festzustellende, zeitliche Streuung bei Proben aus annähernd gleicher Tiefe (GODWIN et al. 1958, JELGERSMA 1961, EXON 1972) kann als weiterer Hinweis auf Phasen des Stillstandes oder starker Verzögerung des Meeresspiegelanstiegs gelten.

Das Vorhandensein submariner Terrassen, die im Einklang mit den aus der waldgeschichtlichen Entwicklung abzuleitenden Klimaschwankungen auf ein wiederholtes Verharren des Meeresspiegels schließen lassen, rechtfertigt den Entwurf einer treppenförmigen Kurve. Wiederholte Sedimentfolgen, die durch geringe Pendelungen zu Beginn und am Ende jeder Transgressionsphase entstanden, führten zu einer Modifizierung. Eine solche Darstellung wird dem stufenweise erfolgten Meeresspiegelanstieg besser gerecht als glatte, kontinuierlich ansteigende Kurven (Abb. 36).

Die noch geringe Zahl stratigraphisch gesicherter Meeresgrundproben aus größerer Tiefe ließ bisher den Entwurf glatter Kurven mit Hilfe statistischer Methoden bevorzugen. In Zukunft sind jedoch auf Grund eines reicheren Probenmaterials zunehmend verfeinerte Darstellungen des holozänen Meeresspiegelanstiegs und der damit verbundenen paläogeographischen Veränderungen zu erwarten. In diese Richtung wies bereits die detaillierte Kurve der holozänen Küstenverschiebungen im östlichen Mittelschweden von FLORIN (1944).

Auch FLORIN (1963) spricht von einem „etappenweise“ vorsichtigegangenen Meeresspiegelanstieg. Das Bild des in „einzelnen Wogen“ ansteigenden Meeres entspricht der auf Grund zahlreicher Analysen punktweise konstruierten Kurve der Strandlinienverschiebung. Es wurde bereits dargelegt, daß nach Elimination der isostatischen Komponente die Wogen einer solchen Kurve als Stufen des eustatischen Meeresspiegelanstiegs erscheinen, wobei nach einem raschen Anstieg ein geringes Zurücksinken des Meeresspiegels auf die jeweilige Stufe zu verzeichnen ist. Deshalb wird durch beide Kurven ein und demselben Vorgang eines etappenweise oder stufenweise erfolgten Meeresspiegelanstiegs Ausdruck verliehen.

Die hohen Amplituden von Meeresspiegelschwankungen nach der von FAIRBRIDGE (1959) entworfenen Kurve wurden in Zweifel gezogen und Gründe dafür genannt. Es ist zu vermerken, daß im Gegensatz zu dieser Kurve keine der für das südliche Ost- und Nordseegebiet entworfenen, absoluten Kurven NN übersteigt (s. MIKKELSEN 1949, BENNEMA 1954, JELGERSMA 1961, KÖSTER 1961, VOSS 1970, EXON 1972, KOLP 1972). Die infolge der allmählichen Erwärmung der Weltmeere noch an-

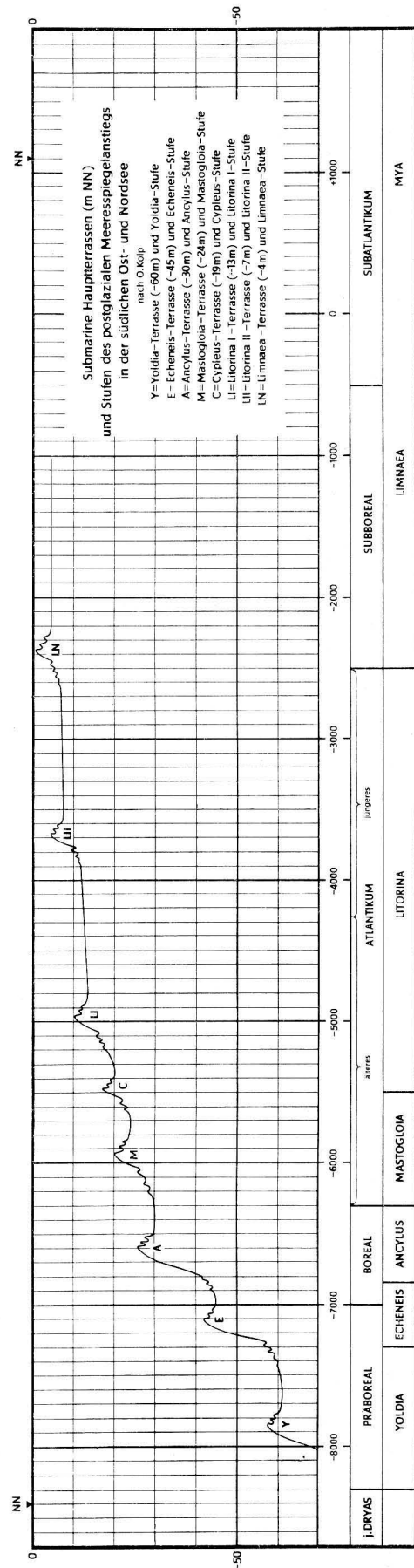


Abb. 36. Treppenförmige Kurve des holozänen Meeresspiegelanstiegs nach O. Kolp 1971

dauernde Transgression läßt jedoch gegenwärtig damit rechnen. Ein diesbezügliches Ergebnis liegt in dem zuerst von GAYE (1951, 1952) nachgewiesenen Anstieg der mittleren Pegelstände an der Nord- und Ostseeküste vor.

Die Zahl der zum Vergleich heranzuziehenden Kurven ist gering. Es sind teils noch beträchtliche Unterschiede der Zeitangaben für das erstmalige Erreichen bestimmter Tiefenstufen durch den Meeresspiegel festzustellen (Tab. 15).

Tabelle 15
Zeitangaben für den Meeresspiegelstand im Niveau submariner Terrassen
nach FAIRBRIDGE, JELGERSMA, KÖSTER und KOLP
in Jahren vor der Zeitwende

	- 60 m	- 45 m	- 30 m	- 24 m	- 19 m	- 13 m	- 7 m NN
FAIRBRIDGE 1959, Kurve mit Schwankungen	—	10600	7600	7400	7000	4700	4200
JELGERSMA 1961, glatte Kurve	—	7500	6600	6400	6200	5500	4400
KÖSTER, 1961, glatte Kurve	—	—	—	5700	5500	5000	4000
KOLP 1972, treppenförmige Kurve	7800	7100	6600	5900	5500	5000	—

6. Schluß

Die für den Entwurf der neuen treppenförmigen Kurve notwendigen Erkundungen auf See wurden im großen Umfang und systematisch bis in 60 m Wassertiefe mit Erfolg betrieben. Die Suche nach organogenen Schichten noch tiefer gelegener Uferterrassen bis in 120 m Wassertiefe blieb bisher ergebnislos.

Wenn TAPFER (1940, S. 119/120) schrieb, daß die Suche nach Transgressionsmarken in freier See — er meinte die Kieler und die Mecklenburger Bucht — zeitraubend und gänzlich vom Zufall abhängig wäre, zumal Vorkommen torfiger Absätze dort kaum über 100 m² hinausgingen, so erscheint diese Ansicht deshalb verständlich, weil man damals allein auf Greifer- und Ankerproben angewiesen war und weil Torfvorkommen geringen Ausmaßes gelegentlich durch Fischer und Ankerproben bekannt wurden.

Nach der Entdeckung ausgedehnter Torfgyttjaschichten im zentralen Teil und am Rande der Mecklenburger Bucht unter einer mehr oder minder starken Schlickdecke folgten in den nächsten Jahren mit Hilfe eines 5 m langen Vibrationsstechrohres systematisch betriebene Erkundungen älterer Sedimente und submariner Uferterrassen am Rande der Darßer Schwelle, im Arkona Becken und der Bornholm Mulde und schließlich in der Nordsee.

Der Entwurf einer neuen Kurve zwang zu einer Reihe grundsätzlicher Überlegungen. Dazu gehörte die Überprüfung und Ergänzung älterer, konstruktiver Begriffe.

Der von WASMUND 1963 geäußerte Gedanke, daß „nicht jedes untermeerische Torfvorkommen sein Dasein der Litorina-Transgression verdankt“, wurde dahingehend erweitert, daß ältere, während der Festlandszeit entstandene Torfe aus dem Alleröd und dem Präboreal nichts mit der marinen Überflutung des großen Belts, der Mecklenburger Bucht und der Darßer Schwelle zu tun hatten, da der Meeresspiegel erst im Boreal das Niveau von - 30 m NN erreichte.

In diesem Zusammenhange empfahlen LANGE und MENKE (1967) eine deutliche Unterscheidung von „Basistorfen“, die durch die marine Transgression entstanden und „Basaltorfen“, die als erste torfige Schicht im Hangenden des pleistozänen Untergrundes angetroffen wurden wie z. B. präboreale Torfe südlich der Dogger Bank (BEHRE und MENKE 1965), im großen Belt (KROG 1972) und am SW-Rand der Darßer Schwelle (KOLP 1965), die während der Festlandszeit dieser Meeresgebiete am Rande limnischer Gewässer entstanden.

Die eigenen Befunde ließen erkennen, daß es sich bei den im Bereich submariner Terrassen angetroffenen, torfigen Schichten meist um Torfgyttjen handelt, die im unteren Teil dünne Feinsand- und Schlufflagen oder auch tonige Lagen aufweisen, während im mittleren Abschnitt der Torf kompakter erscheint und keine mineralische Streifung aufweist. Im oberen Teil der Schicht nimmt die Zahl der Schluff- und Feinsandlamellen nach dem Hangenden zu. Die auf Lackfilmprofilen deutlich sichtbare

feine
weise
Der
stau
Es
zu d
unmi
mark
liche
als R
stand
wider
TAP
konta
aufgef
der T
deren
Dag
zwich
wasser
im Be
kernen
widerh
einund
Transg
Deshal
schwan
Bei d
sedimen
Fläche,
Grundf
die Unt
wurde.
Die K
den Tor
und -1
Die in
TAPFER
jüngerer
wegen d
konnte.
Die v
ebenfall
ordnung
bereits v
MENKE
spätsubb
herer Ni
ab 5000
Die no
mäßigkeit
Abrundu

feine mineralische Streifung (Abb. 23, Taf. VII) wie auch die Struktur des Torfes im mittleren Abschnitt weisen auf die Entstehung der Schicht im flachen Wasser innerhalb ufernaher Röhrichtstreifen hin. Der Absatz tonig-schlammiger und schluffiger Lagen erfolgte bei gezeitenbedingten oder durch Windstau hervorgerufenen, höheren Wasserständen.

Es besteht kein Zweifel, daß die feingestreifte Torfgyttja mit dem mittleren Abschnitt reineren Torfes zu den transgressionsbedingten Basistorfen zu zählen ist. Ihre Entstehung im flachen Wasser und in unmittelbarer Ufernähe erscheint ganz sicher. Deshalb können diese Schichten als echte Wasserstandsmarken angesehen werden. Die Kontinuität der allmählichen Abnahme und späteren Zunahme mineralischer Beimengungen und der nach dem Hangenden zunehmende Abstand der humosen Bänder kann als Regelfall gelten, der deutlich das langsame Zurücksinken des Wasserspiegels während einer Stillstandsphase und den später allmählich wieder einsetzenden und rascher werdenden Meeresanstieg widerspiegelt.

TAPFER sprach (1940, S. 117) von pollenanalytisch und faziell „einwandfrei erfaßbaren Transgressionskontakten“, die von HURTIG (1954) als Kontaktflächen zwischen verschiedenen Sedimentschichten aufgefaßt wurden z. B. die in Bohrungen an der mecklenburgischen Küste häufige Grenzfläche zwischen der Torfgyttja der Litorina I-Stufe und der hangenden Cardiumschalenbreccie mit Hydrobia und anderen Brackwassermollusken.

Dagegen wurde in Stechrohrkernen aus dem Greifswalder Bodden, die meist eine scharfe Grenze zwischen der Torfgyttja und der Schalenbreccie erkennen ließen, das erste Auftreten von Brackwasserdiatomeen bereits im oberen Abschnitt der Torfgyttjaschicht festgestellt. Das galt für die meisten, im Bereich submariner Terrassen entnommenen Stechrohrkerne. Darüber hinaus wurde an Stechrohrkernen aus der Mecklenburger Bucht ein offenbar durch Pendelungen des Meeresspiegels verursachter wiederholter Wechsel zwischen limnischen und brackischen Sedimenten innerhalb des Schichtkomplexes einundderselben Uferzone nachgewiesen. Damit verlor der zunächst konstruktiv wertvolle Begriff des Transgressionskontaktes an Schärfe zugunsten einer feineren Darstellung des Überflutungsvorganges. Deshalb ist das Hauptaugenmerk auf den Komplex der Ufersedimente und die aus Wasserstandsschwankungen erklärlichen faziellen Veränderungen zu richten.

Bei der Bezeichnung der Terrassen wurde jeweils die untere Grenze des Schichtkomplexes der Ufersedimente berücksichtigt. Die Entnahme einer größeren Anzahl von Stechrohrkernen auf einer kleineren Fläche, z. B. an 200 Stationen auf etwa 100 km² des Greifswalder Boddens, ließ Schwankungen der Grundfläche der Torfgyttjaschicht in bestimmten Grenzen und eine Häufung der Tiefenangaben für die Unterkante der Torfgyttja in einem bestimmten Niveau feststellen, nach dem die Terrasse benannt wurde. Außerdem erfolgte die Angabe eines Tiefenbereichs für die einzelne Uferterrasse.

Die Kennzeichnung einzelner „Stadien“ durch TAPFER (1940) auf Grund der bis in 24 m Tiefe reichenden Torfschichten in der Eckernförder Bucht sowie wiederholter Torfvorkommen zwischen -13,5 m und -12,5 m NN an den Ufern der Kieler Förde ließ bereits die Lösbarkeit dieses Problems erkennen. Die in der Bohrung Eckernförde-Nord bis -24 m NN hinabreichende Torfschicht wurde von TAPFER wegen des im Pollendiagramm erkennbaren 1. Corylus-Gipfels an die Wende vom älteren zum jüngeren Boreal (Va/Vb) gestellt, während für die bei Mönkeberg bis in 19 m Tiefe vorhandenen Torfe wegen des beginnenden Anstiegs der Alnus- und QM-Kurven auf frühes Atlantikum erkannt werden konnte.

Die von EXON (1972) insgesamt erfaßten Torf- und Torfgyttjaprobe aus der Kieler Bucht lassen ebenfalls eine Häufung bei -24 m, -19 m und -12 m NN sowie eine zeitliche Streuung in der Größenordnung von mehreren Jahrhunderten feststellen. Die zeitliche Einstufung der Proben dürfte mit dem bereits von Tapfer getroffenen Entscheid übereinstimmen.

MENKE unterschied im Hinblick auf die Schichtfolgen im Flußbett der Eider eine spätatlantische, spätsubboreale und frühsuatlantische „Stillstandsphase“. Nach ihm begann eine Versumpfung früherer Niederungen an den Ufern der Eider 12,5 m bis 10 m unter NN ab 5500 v. u. Z. und spätestens ab 5000 v. d. Zw. (MENKE 1968, Abb. 2 und Tab. 9).

Die noch schematisch anmutende, treppenförmige Kurve und die zugunsten grob umrissener Gesetzmäßigkeiten der Entstehung submariner Terrassen und des holozänen Meeresanstiegs vorgenommene Abrundung soll nicht über weiter bestehende Schwierigkeiten hinwegtäuschen, die sich u. a. aus der

örtlich wechselnden Fazies ergeben. Das betrifft nicht nur die Petrofazies, sondern auch die Variabilität der Pollen- und Diatomeenspektren sowie der Makrofossilien.

Der Petrofazielle Aspekt der submarinen uferzonalen Sedimente erschien insofern variabel als in den Nordseekernen schlickartige, tonige Lagen mit humosen Bändern wechselten, während sich in den Kernen aus der weit zurückliegenden Mecklenburger Bucht Humusbänder in Schluff- und Feinsandschichten eingeschaltet fanden.

Die im Bereich des großen Haffs südlich der Dogger Bank entnommenen Stechrohrkerne ließen fazielle Unterschiede feststellen, je nachdem die Stationen an Mündungen und Seegatts, an der offenen Küste oder in stillen Buchten des früheren Haffs lagen. Es war zu erwarten, daß auf Profilen senkrecht zur alten Uferlinie auch einstige Dünengebiete, das Strandplanum und auch die tieferen Zonen der Schorre getroffen wurden. Es sind deshalb bei der Erkundung submariner Uferterrassen alle Kenntnisse aus dem heutigen Küstenbereich anzuwenden und bei der Auswertung der Pollenspektren, besonders der NBP und der Diatomeenspektren zu berücksichtigen. Die Rekonstruktion kleinerer topographischer Einheiten der einstigen Küstenlandschaft erfordert viel sedimentologisches Verständnis. Die Bestimmung der Vegetationstypen, des Milieus und der früheren hydrographischen Verhältnisse setzt Kenntnisse der Lebensbedingungen der einzelnen Art sowie der für bestimmte Assoziationen und Typen entscheidenden Umweltfaktoren voraus, die noch nicht immer in ausreichendem Maße vorhanden sind.

Es ist noch ein weiter Weg bis zu einer differenzierten Darstellung der absoluten Kurve des holozänen Meeresspiegelanstiegs und der paläogeographischen Entwicklung in den Mulden der westlichen und südlichen Ostsee. Vorerst konnten nur Skizzen zur Entwicklung der Mecklenburger Bucht, des Greifswalder und des Oder Haffs entworfen werden.

Die Kenntnis der submarinen Hauptterrassen wird sich bei allen weiteren Erkundungen der älteren Uferzonen am heutigen Meeresgrund als nützlich erweisen. Dabei gilt es, mit einer isostatisch bedingten Schrägstellung der frühholozänen Terrassen im Arkona Becken und der südlichen Bornholm Mulde zu rechnen, die z. B. vom Südweststrand des Arkona Beckens in nordöstlicher Richtung auf eine Distanz von 20 km etwa 1,5 m ausmacht. Es ist ferner zu beachten, daß die Schrägstellung der Schichten nach Nordosten stetig zunimmt. Deshalb ist es nicht leicht, die aus der westlichen und südlichen Ostsee bekannten, submarinen Terrassen weiter nach Nordosten zu verfolgen.

Angesichts dieser Schwierigkeit und weiterer noch ungelöster Probleme ist jedoch festzustellen, daß in den vergangenen Jahren etliche, zunächst kaum lösbar erscheinende Fragen nach der Zugehörigkeit submariner Kliffs, Uferterrassen und Sedimente zu den durch den Eisrückzug und den eustatischen Meeresspiegelanstieg bedingten Entwicklungsphasen der Ostsee beantwortet werden konnten. Damit wurde bewiesen, daß es sich lohnt, die Untersuchungen am Meeresgrund weiter voranzutreiben, um die Wissenslücke zu schließen, die trotz der von allen Ostseeanliegern auf dem Festlande und in der Küstenzone mit großem Erfolg betriebenen Erforschung der holozänen Strandlinienverschiebungen und Entwicklungsphasen der Ostsee noch vorhanden war.

7. Literatur

- ALHONEN, P., The stages of the Baltic Sea as indicated by the Diatom Stratigraphy. *Acta Botan. Fennica* **92** (1971) 18 S.
- AVERDIECK, F., Palynologische Untersuchungen an Bohrkernen aus der Flensburger Außenförde (Ostsee). *Meyniana*, H. 22 (1972), S. 1–4.
- BANTELMANN, A., Die Landschaftsentwicklung im nordfriesischen Küstengebiet. Eine Funktionschronik durch fünf Jahrtausende. *Die Küste* **14** (1966), S. 5–99.
- BEHRE, K.-E., Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Vegetationsgeschichte Ostfrieslands. Mit einem Beitrag zur Gliederung des Präboreals. *Eiszeitalter und Gegenwart* **17** (1966), S. 69–84.
- BEHRE, K.-E., Die Entwicklungsgeschichte der natürlichen Vegetation im Gebiet der unteren Ems und ihre Abhängigkeit von den Bewegungen des Meeresspiegels. *Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet* **9** (1970), 47 S.
- BEHRE, K.-E. und MENKE, B., Pollenanalytische Untersuchungen an einem Bohrkern der südlichen Doggerbank. *Beitr. z. Meereskunde*, H. 24–25 (1969), S. 122–129.
- BENNEMA, J., Bodem- en Zeespiegelbewegingen in het Nederlandse kustgebied. *Bor en Spade* **7** (1954), S. 1–96.
- BERGLUND, B. E., The post-glacial shore displacement in Eastern Blekinge, Southeastern Sweden. *Sver. Geol. Unders.*, Ser. C, Nr. 599 (1964), 47 S.

BER
bu
BRO
DAB
DEE
DIEH
SN
DON
47
DON
BU
DONN
me
EXON
(19
FAIRE
YO
FLORI
hög
FLORI
FLORI
I. A
FLORIN
FREDÉ
S. 23
FROMM
S. 46
GAYE,
stein
GAYE,
GODWI
bis 2
GRAUL,
Deuts
GRIPP, I
HAARNA
lichen
HAFSTE
Norsk
HURTI
HURTI
(1955)
HURTI,
glazial
HURTI,
S. 287
JELGERS
100 S.
KÄNDLER
H. 1, S
KLEWE,
Baltica
KÖSTER, I
(1961),
KÖSTER, I
mit den
KOLP, O.,
bis 254.
KOLP, O.,
kungen
KOLP, O.,
marn un

- BERZIN, L. E., Über das Alter der Ostseetransgressionen und die Niveauschwankungen im Zipfel des Rigaer Meerbusens während des früheren und mittleren Holozäns. (russ.) *Baltica*, Bd. 3, S. 87–104, Vilnius 1967.
- BRODNIEWICZ, I. und ROSA, B., Die Bohrung und Fauna in Czolpino, Polen. *Baltica*, Bd. 3, S. 61–86, Vilnius 1967.
- DAHM, H. D., Diatomeenuntersuchungen zur Geschichte der westlichen Ostsee. *Meyniana* 5 (1956), S. 7–50.
- DEECKE, W., Geologie von Pommern, Berlin 1907.
- DIEBEL, K. und PIETRZENIUK, E., Holozäne Ostrakoden von der Dogger Bank, Nordsee. *Bull. Centre Rech. PaussNP* 5 suppl., Okt. 1971, S. 377–390.
- DONNER, J. J., The late-glacial and post-glacial emergence of South-Western Finland. *Soc. Sc. Fennica*, Nr. 5 (1964), 47 S.
- DONNER, J. J., Land/sea level changes in southern Finland during the formation of the Salpausselkä endmoraines. *Bull. Geol. Soc. Finland* 41 (1969), S. 135–150.
- DONNER, J. J., A profile across Fennoscandia of late Weichselian and Flandrian shore-lines. *Soc. Sc. Fennica, Commentationes Physico-Mathematicae* 36 (1969), Nr. 1.
- EXON, N., Sedimentation in the outer Flensburg Fjord Area (Baltic Sea) since the last glaciation. *Meyniana*, H. 22 (1972), S. 5–62.
- FAIRBRIDGE, R. H. W., Eustatic changes in sea level. *Physics and Chemistry of the earth*, Vol. 4, S. 99–185, New York 1961.
- FLORIN, M. B., En sensubarktisk transgression i trakten av södra Kilsbergen enligt diatomacé-successionen i områdets högre bekögnas fornsjölagerfjäll. *Geol. Fören. i Stockholm Förh.* 66 (1944), S. 417–448.
- FLORIN, M. B., Insjöstudier i Mellansverige. *Acta Phytogeographica Suecica* 38 (1957), 29 S.
- FLORIN, ST., Havstrandens Förskjutningar och bebyggelseutvecklingen i östra Mellansverige under senkvartär tid. I. Allmän översikt. *Geol. Fören. i Stockh. Förh.* 66 (1944), S. 551–634.
- FLORIN, ST., Bodenschwankungen in Schweden während des Spätquartärs. *Baltica*, Vol. 1, S. 233–263, Vilnius 1963.
- FREDÉN, C., A historical review of the Ancylus-lake and the Svea-river. *Geol. Fören. i Stockh. Förhandl.* 89 (1967), S. 239–267.
- FROMM, E., Absolute chronology of the late quaternary Baltic. A review of Swedish investigations. *Baltica*, Vol. 1, S. 46–59, Vilnius 1963.
- GAYE, J., Wasserstandsänderungen in der Ostsee in den letzten 100 Jahren. *Schr. d. Naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein* 25 (1951), S. 196–203.
- GAYE, J., Wasserstandsänderungen an der Nordsee. *Abh. Naturwiss. Ver. Bremen* 33 (1952), S. 143–151.
- GODWIN, H., Coastal peat beds of the British Isles and North Sea. *J. of Ecology*, Cambridge, 31 (1943), Nr. 2, S. 199 bis 247.
- GRAUL, H., Der Verlauf des glazialeustatischen Meeresspiegelanstiegs berechnet an Hand von ¹⁴C-Datierungen. *Deutscher Geographentag in Berlin 1953. Tagungsber. u. wiss. Abh.*, S. 232–242, Wiesbaden 1960.
- GRIPP, K., Erdgeschichte von Schleswig-Holstein, Neumünster 1964.
- HAARNAGEL, W., Das Alluvium an der deutschen Nordseeküste. *Probleme der Küstenforschung im Gebiet der südlichen Nordsee*, Bd. 4, 146 S., Hildesheim 1950.
- HAFFSTEN, U., De senkvartaere strandlinje-forskyvningens i Oslostraktern belyst ved pollenanalytiske undersøkelser. *Norsk Geogr. Tidskr.* 16 (1957/58), S. 74–99.
- HURTIG, TH., Die Mecklenburgische Boddenlandschaft und ihre entwicklungsgeschichtlichen Probleme. Berlin 1954.
- HURTIG, TH., Zur Frage der postdiluvialen Überflutung der südwestlichen Ostseeküste. *Peterm. Geogr. Mitt.*, H. 2 (1955), S. 90–99.
- HURTIG, TH., Das physisch-geographische Bild der Ostsee und ihrer Küstenabschnitte und das Problem der postglazialen Überflutung des Ostseebeckens. *Geogr. Berichte* 4, Bd. 10/11 (1959) H. 1/2, S. 46–63.
- HURTIG, TH., Fragen zur Genese der naturräumlichen Großeinheiten des Ostseeraumes. *Erdkunde* XX (1966), Lfg. 4, S. 287–298.
- JELGERSMA, S., Holocene sea level changes in the Netherlands. *Mededelingen Geol. Stichting, Ser. C*, VI (1961), Nr. 7, 100 S.
- KÄNDLER, R., Untersuchungen über die Abwasserbelastung der Untertrave. *Kieler Meeresforschungen* 27 (1971) H. 1, S. 20–27.
- KLEWE, H., Fortschritte und Probleme bei der Erforschung der Küstenentwicklung an der südlichen Ostsee. *Baltica*, Vol. 1, S. 116–135, Vilnius 1963.
- KÖSTER, R., Junge eustatische und tektonische Vorgänge im Küstenraum der südwestlichen Ostsee. *Meyniana* 11 (1961), S. 23–81.
- KÖSTER, R., Der nacheiszeitliche Transgressionsverlauf an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste im Vergleich mit den Kurven des weltweiten eustatischen Wasseranstieges. *Baltica*, Bd. 3, S. 23–41, Vilnius 1967.
- KOLP, O., Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Mecklenburger Bucht. *Peterm. Geogr. Mitt.*, H. 4 (1961), S. 249 bis 254.
- KOLP, O., Der eustatische Meeresanstieg im älteren und mittleren Holozän, dargestellt auf Grund der Spiegelschwankungen im Bereich der Beltsee. *Peterm. Geogr. Mitt.*, H. 1/2 (1964), S. 54–62.
- KOLP, O., Paläogeographische Ergebnisse der Kartierung des Meeresgrundes der westlichen Ostsee zwischen Fehmarn und Arkona. *Beitr. z. Meereskde.*, H. 12–14 (1965), S. 19–59.

- KOLP, O., Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Bornholm-Mulde seit dem Spätglazial. *Peterm. Geogr. Mitt.*, H. 3 (1967), S. 207–213.
- KROG, H., Postglacial submergence of the Great Belt dated by pollenanalysis and radiocarbon. Intern. Geol. Congress, XXI. Session, Norden 1960, IV: Chronology and climatology of the Quarternary, S. 127–133, Kopenhagen 1960.
- KROG, H., On the post-glacial development of the Great Belt. *Baltica* 2. S. 47–60, Vilnius 1965.
- KROG, H., Ergebnisse pollenanalytischer Untersuchungen von zwei Torfkernen aus der Mecklenburger Bucht. *Beitr. z. Meereskde.*, H. 12–14 (1965), S. 60–61.
- KROG, H., The early Post-glacial development of the Store Belt as reflected in a former fresh water basin. *Danmarks Geol. Undersøgelse Arbog* 1972, S. 37–47, København 1973.
- LANG, W. und MENKE, B., Beiträge zur frühpostglazialen erd- und vegetationsgeschichtlichen Entwicklung im Eidergebiet, insbesondere zur Flußgeschichte und zur Genese des sogenannten Basistorfes. *Meyniana* 17 (1967), S. 29–44.
- LIPINSKI, G. P. und WLEGANK, F., Foraminiferen aus dem Holozän der Dogger Bank. *Beitr. z. Meereskunde*, H. 12 bis 14 (1969), S. 130–174.
- LUBLINER-MIANOWSKA, K., Die Pollenanalyse einer Stechrohrprobe aus der Mecklenburger Bucht. *Beitr. z. Meereskunde.*, H. 12–14 (1965), S. 62–77.
- MAGNUSSON, N. H., LUNDQVIST, G. und GRANLUND, E., *Sveriges geologi*. 3. Aufl., Stockholm 1957.
- MENKE, B., Ein Beitrag zur pflanzensoziologischen Auswertung von Pollendiagrammen, zur Kenntnis früherer Pflanzengesellschaften in den Marschrandgebieten und zur Anwendung auf die Frage der Küstenentwicklung. *Mitt. d. Florist.-soziolog. Arbeitsgemeinschaft., N. F.*, H. 13 (1968), S. 195–223.
- MENKE, B., Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen und Radiocarbon-Datierungen zur holozänen Entwicklung der schleswig-holsteinischen West-Küste. *Eiszeitalter und Gegenwart* 20 (1969), S. 35–45.
- MÖRNER, N.-A., The late quaternary history of the Kattegat-sea and the Swedish West Coast. Deglaciation, shore-level displacement, chronology, isostasy and eustasy. *Sver. Geol. Undersökning, Ser. C, Nr. 640* (1969), 487 S.
- MÜLLER, W., Der Ablauf der holozänen Meerestransgression an der südlichen Nordseeküste und Folgerungen in Bezug auf eine geochronologische Holozängliederung. *Eiszeitalter und Gegenwart* 13 (1962), S. 197–226.
- MUNTHE, H., Om Nordens främst Baltikums, senkvertära Utveckling och Stenaldersbebyggelse. (*Kungl. Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar, Ser. 3, Bd. 19* (1940), Nr. 1, 242 S.
- NEUMANN, G. und BUBLITZ, G., Seegrunduntersuchungen im westlichen Teil der Oder-Bucht. *Beitr. z. Meereskde.*, H. 24–25 (1969), S. 81–109.
- PRATJE, O., Der spätglaziale Untergrund der heutigen Sedimente im Bornholmer Becken. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 85 (1933), S. 730–739.
- PONS, L. J., JELGERSMA, S., WIGGERS, A. J. und DE JONG, J. D., Evolution of the Netherlands coastal area during the Holocene. *Verh. Kon. Nederl. Geol. Mijnb. Gen., Geol. Ser.*, 21 (1963), Nr. 2, S. 197–208.
- REID, C., *Submerged forests*. Cambridge 1913.
- REINECK, H.-E., Parameter von Schichtung und Bioturbation. *Geol. Rdsch.* 56 (1967), S. 420–438.
- SAURAMO, M., Die Geschichte der Ostsee. *Ann. Acad. Sc. Fennicae, Ser. A, III. Geol.-Geograph.* 51 (1958), 522 S.
- SCHMITZ, H., Die Waldgeschichte Ostholsteins und der zeitliche Verlauf der Transgression an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste. *Ber. Deutsche Botan. Ges.* 66, S. 151–166.
- SCHÜTTE, H., Sinkendes Land an der Nordsee? *Schr. Deutsch. Naturkundever., N. F.*, 9 (1939), 144 S.
- SCHULZ, BR., Hydrographische Untersuchungen in der Ostsee 1925–1938 mit dem Reichsforschungsdampfer „Poseidon“. *Ergänzungsh. zur Deutsch. Hydr. Z., Reihe B, Nr. 1* (1956).
- STEERS, J. A., *The coastline of England and Wales*. 644 S., Cambridge 1948.
- STOCKS, TH., Der Boden der südlichen Nordsee, 2. Beitrag, Eine neue Tiefenkarte der südlichen Nordsee. *Deutsch. Hydr. Z.* 9 (1956), H. 6, S. 265–280.
- SUGGATE, R. P., Post-glacial sea-level rise in the Christchurch Metropolitan area, New Zealand. *Geologie en Mijnbouw*, 47 (4) (1968), S. 291–297.
- TAPFER, E., Die Meeresgeschichte der Kieler und Lübecker Bucht im Postglazial. *Geol. d. Meere und Binnengewässer*, Bd. 4, S. 113–244, Berlin 1940.
- THOMASSON, H., Baltiska tidsbestämningar och baltisk tidsindelning vid Kalmarsund. *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 49 (1927).
- VALENTIN, H., Glazialmorphologische Untersuchungen in Ostengland, ein Beitrag zum Problem der letzten Vereisung im Nordseeraum. *Abh. Geogr. Inst., Freie Univ. Berlin*, Bd. 4 (1957).
- VALENTIN, H., Die Grenze der letzten Vereisung im Nordseeraum. *Verh. 30. Dt. Geogr.-Tag Hamburg 1955*, Wiesbaden.
- VEENSTRA, H. J., *Geology of the Dogger Bank area, North Sea. Marine Geology*, Bd. 3, S. 245–262, Amsterdam 1965.
- Voss, F., Der Einfluß des jüngsten Transgressionsablaufes auf die Küstenentwicklung der Geltinger Birk im Nordteil der westlichen Ostsee. *Die Küste*, H. 20 (1970), S. 101–113.
- WERNER, F., Sedimentkerne aus den Rinnen der Kieler Bucht. *Meyniana* 14 Kiel (1964), S. 52–65.
- WIERMANN, R., ¹⁴C-Datierungen zur Meer- und Marschengeschichte bei Bordelum (Nordfriesland). *Flora* 156 (1966), S. 237–251.



Abb. 5. Die
ten Ausdeh-
nung im süd-
lichen Beckens, d

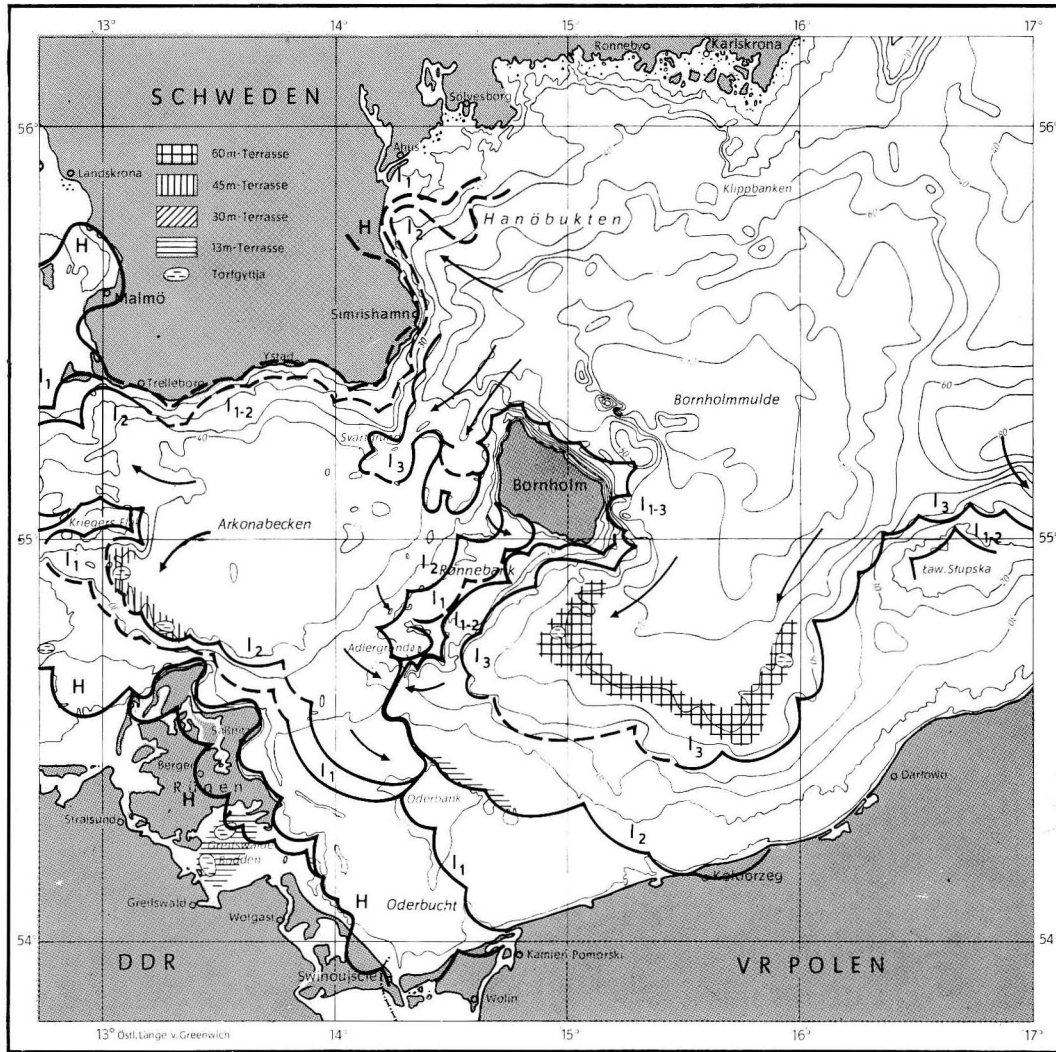


Abb. 3. Glazialmorphologische Karte des Arkona Beckens und der Bornholm Mulde nach O. KOLP 1972



Abb. 5. Das Baltische Yoldia-Meer zur Zeit seiner größten Ausdehnung gegen Ende des Präboreals — Regression im südlichen Ostseeraum — Trockenfall des Arkona Beckens, der Mittelbank und der Hoborgbank nach M. SAURAMO 1958

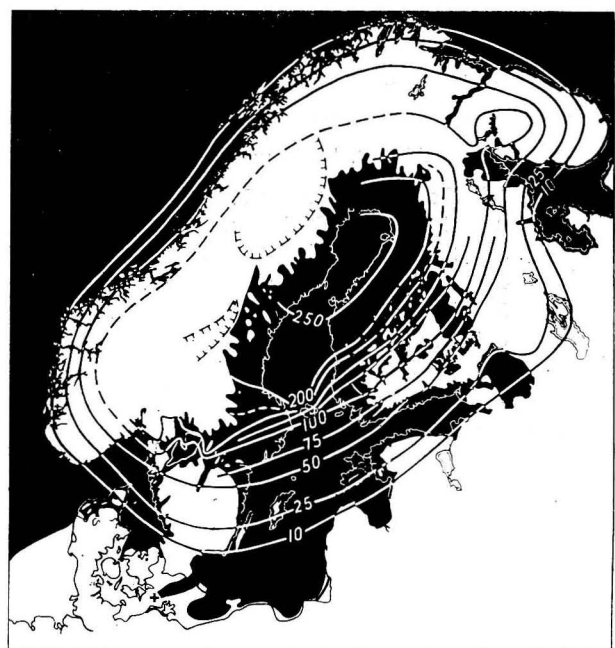


Abb. 6. Das baltische Ekenis-Meer an der Wende vom Präboreal zum Boreal — Transgression im südlichen Ostseeraum — Überflutung der Bornholm Mulde, und des Arkona Beckens nach M. SAURAMO 1958

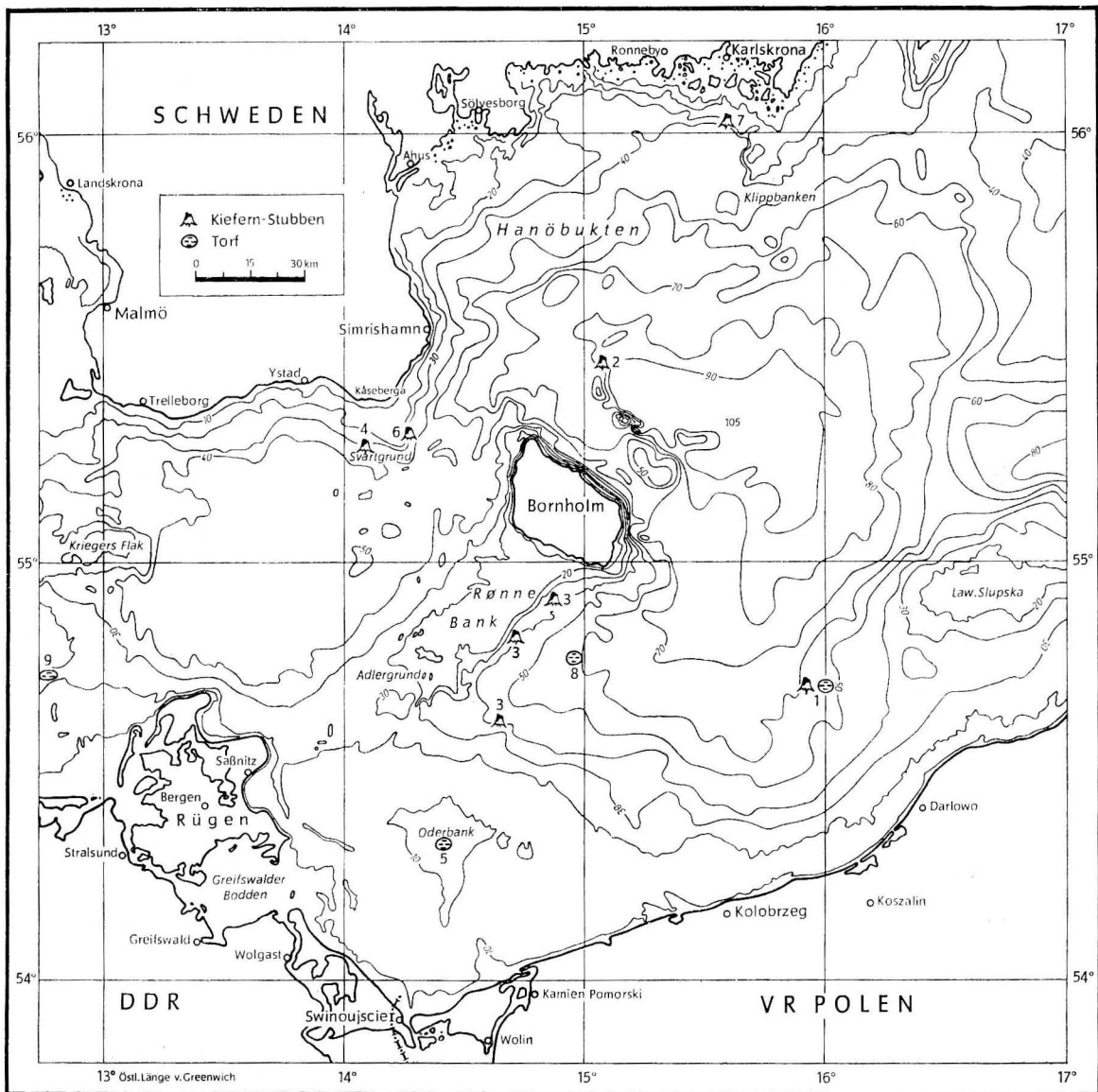


Abb. 8. Torf- und Stubbenfunde in der Bornholm Mulde und im Arkona Becken

- 1 Torffund, PRATJE 1933,
- 2 Stubbenfunde, PRATJE 1933,
- 3 Stubbenfunde auf der Ancyclus-Terrasse südlich Bornholm nach PRATJE 1933,
- 4 Stubbenfund vor Kaseberga nach PRATJE 1933,
- 5 Humose Absätze der Litorina I-Terrasse auf der Oder Bank nach PRATJE 1933, KOLP 1972,
- 6, 7 Stubbenfunde vor Kaseberga und Karlskrona nach ISBERG 1927
- 8 Torfgyttjafund im Niveau der Yoldia-Terrasse, KOLP 1963
- 9 Torfgyttjafund im Niveau der Ancyclus-Terrasse, KOLP 1962

Obere Molluskenhorizonte des Nordseckernes 302 (vgl. TAFEL I)



Abb. 15. „Turritellenhorizont“ mit Bruchstücken von *Ostrea sp.* in Feinsand gelbgrau

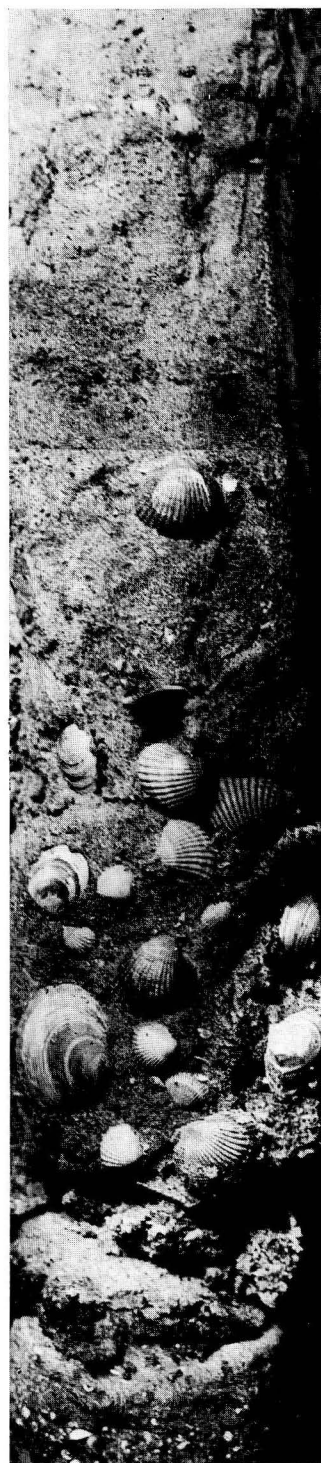


Abb. 16. „Cardienhorizont“ (*Cardium edule*, *Macoma baltica*) in Feinsand schluffig, grau

10 cm



Untere Molluskenhorizonte des Nordseekernes 302 (vgl. TAFEL I)



Abb. 17. *Macoma baltica* und Gastropoden (vorwiegend *Hydrobia ulvae*) in Fein- bis Mittelsand. Im Liegenden Ton mit humosen Lagen



Abb. 18. Hangendes: Ton mit humosen Lagen. Darunter Fein- bis Mittelsand mit *Macoma baltica* und *Mytilus*. Liegendes: Feinsand mit humosen Lagen. Darunter Ton mit zahlreichen humosen Lagen

10 cm



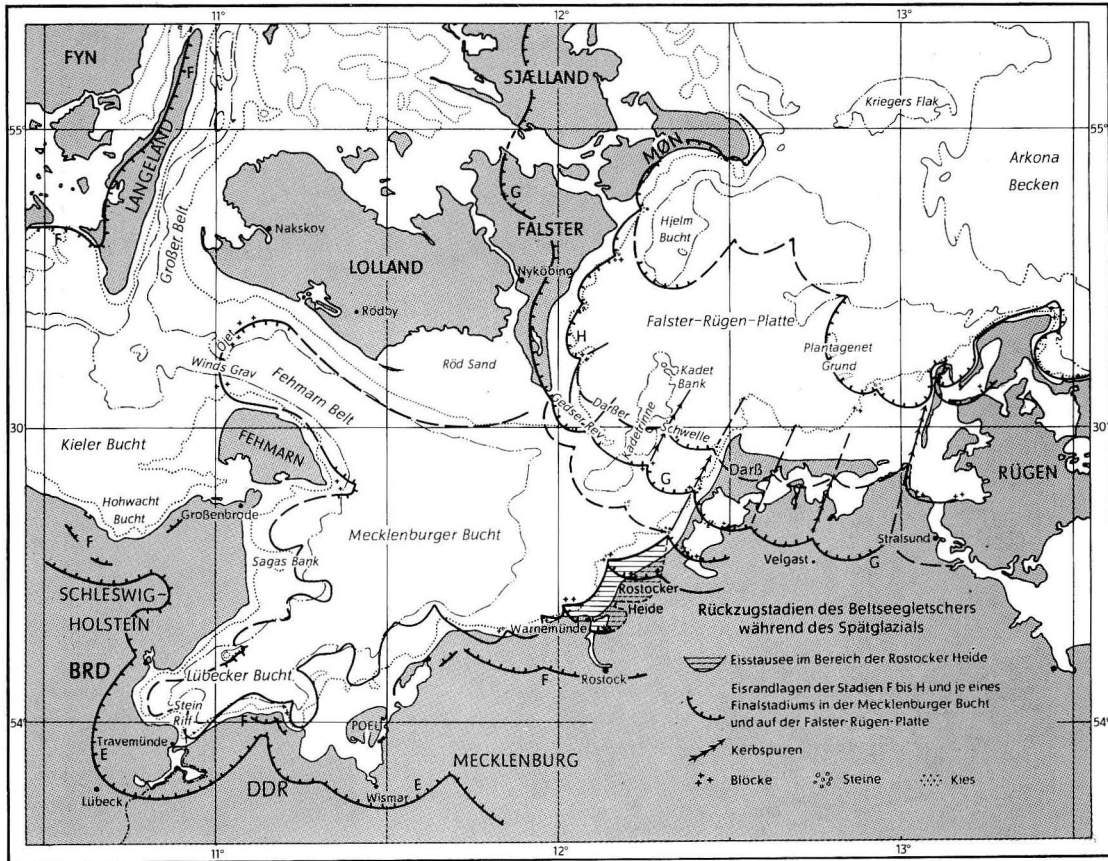


Abb. 21. Glazialmorphologische Karte der Mecklenburger Bucht und der Darßer Schwellen nach O. KOLP 1964

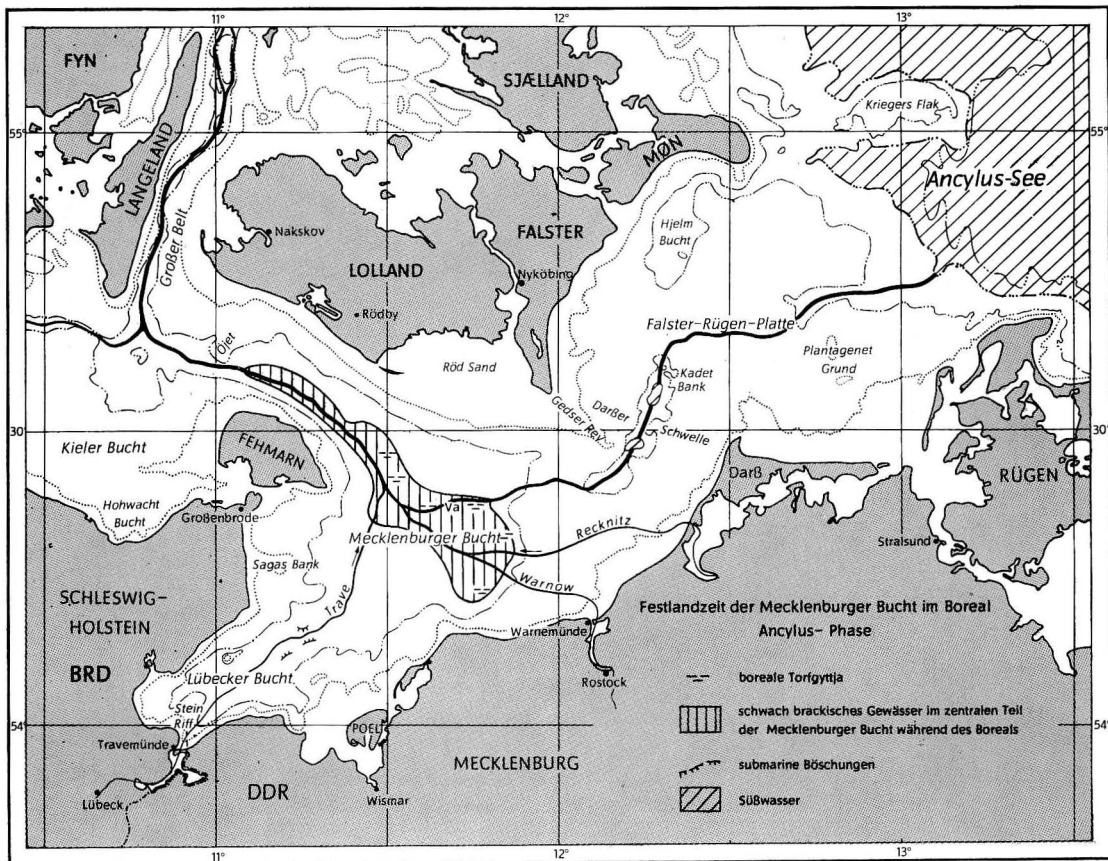


Abb. 22. Karte der Mecklenburger Bucht im Boreal (Ancyclus-Phase) nach O. KOLP 1973



Abb. 23

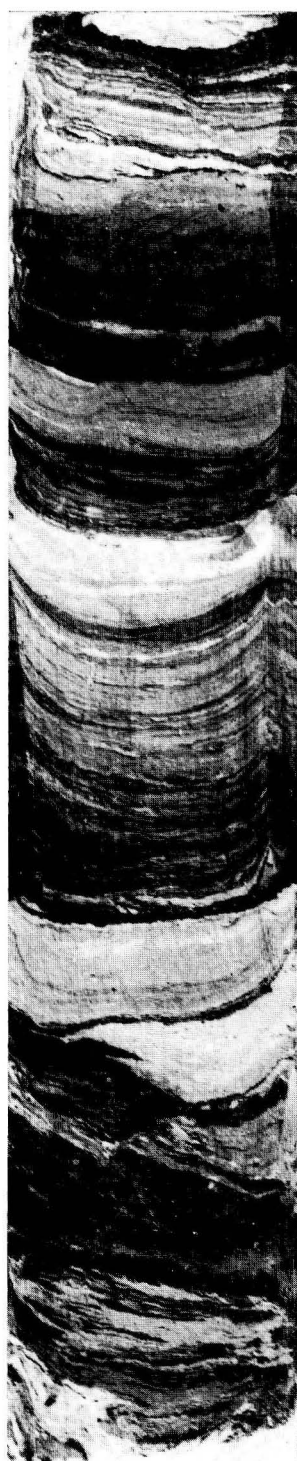


Abb. 24

10 cm



Abb. 23. Torfgyttjaschicht im Kern BM5 aus der Mecklenburger Bucht (30-m-Terrasse)

Abb. 24. Ausschnitt aus einem südlich von Lolland entnommenen Stechrohrkern (24-m-Terrasse). Hellere Grob- und dunklere Feinschlufflagen mit humosen Lamellen wechselnd

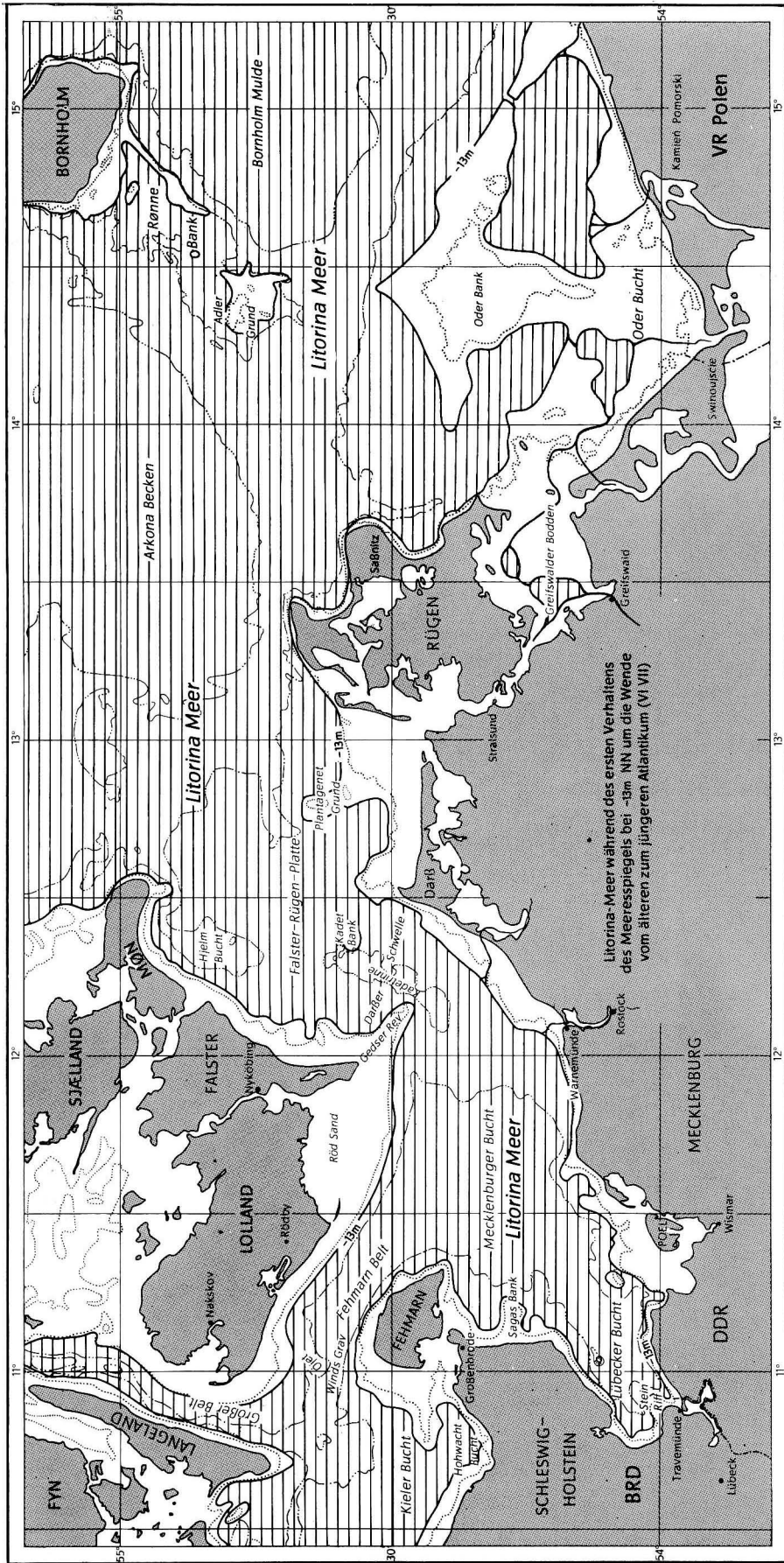


Abb. 27. Litorina-Meer während des Verhaltens des Meeresspiegels bei -13 m NN an der Wende vom älteren zum jüngeren Atlantikum (VI/VII) — Mecklenburger Bucht bis Oder Bucht nach O. KOLP 1972

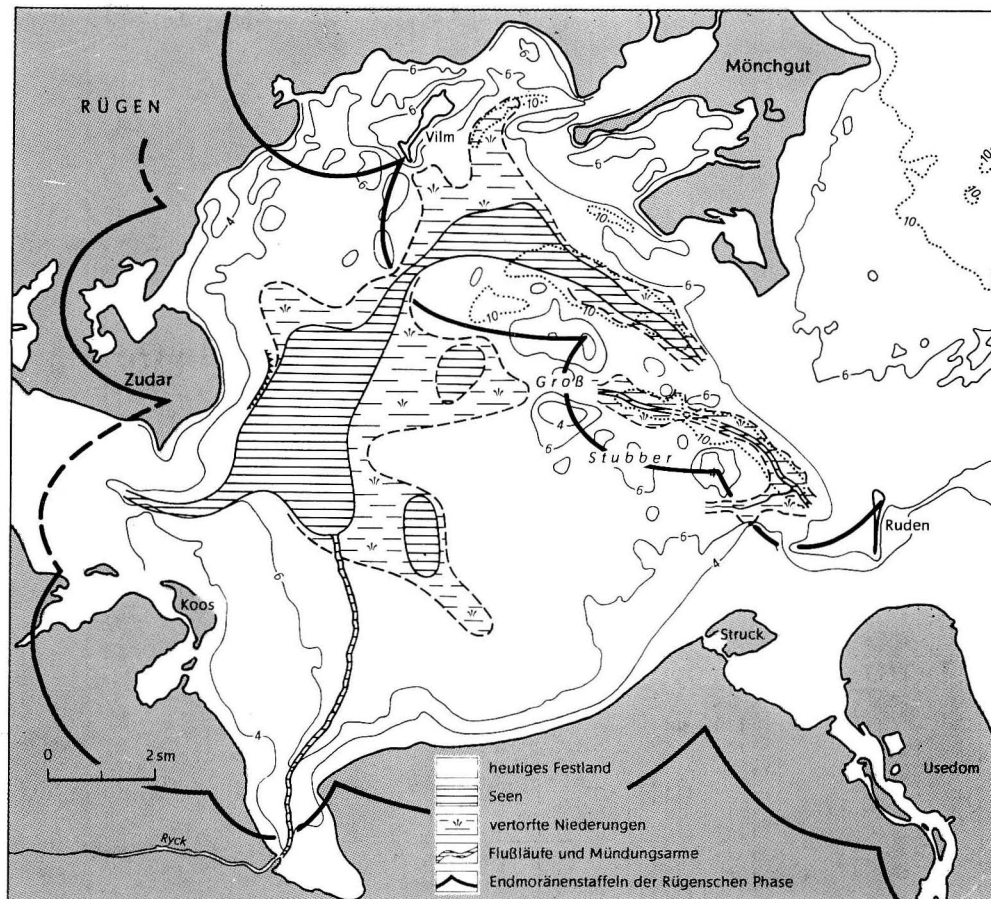


Abb. 29. Paläogeographische Skizze des Greifswalder Boddens bei einem Wasserspiegelstand von etwa -13 m NN am Ende der Litorina I-Phase. Nach O. KOLP 1970

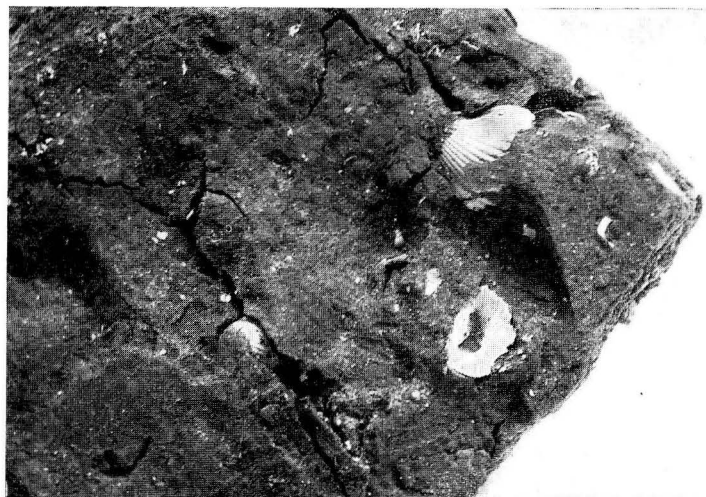


Abb. 30. Litoriner Cardium-Klei vor der Warnowmündung in 10 m Wassertiefe am Meeresgrund anstehend