

## Fernwirkungen der litorinen Ostseetransgression auf tiefliegende Becken und Flußtäler

Von G. RICHTER, Braunschweig

Mit 11 Abbildungen

**Zusammenfassung.** An drei Seebecken im Flußgebiet der Peene (Mittelmecklenburg), deren Boden heute unter dem Meeresspiegel liegt, wird die holozäne Entwicklung verfolgt. Nach einer spätpleistozänen Staubeckenphase erfüllten präboreale Seen die gesamten Beckenniederungen einschließlich der heutigen Verlandungsflächen. Im Boreal und Alt-Atlantikum verlandeten die Seen bis etwa auf ihr heutiges Ausmaß.

Vom Jung-Atlantikum an geraten die Seen in den Rückstaubereich der Litorina-Transgression. In drei Überflutungsphasen, deren älteste dem hochlitorinen Transgressionsstoß entspricht, erobern die Seen Teile der Verlandungsflächen zurück. Zwischengeschaltete Verlandungsphasen sind besonders im Subboreal stark ausgeprägt. Der gesamte Spiegelanstieg beträgt seit dem Boreal 3,5—4 m. Die Seespiegel liegen zu Beginn der ersten Überflutungsphase (Jung-Atlantikum — frühes Subboreal) ca. 3 m, zu Beginn der zweiten (spätes Subboreal — frühes Subatlantikum) ca. 2 m und zu Beginn der dritten (Subatlantikum) ca. 1 m unter dem Spiegelstand des vorigen Jahrhunderts. Der Brackwassereinbruch bleibt auf die Unterläufe der Flüsse beschränkt.

Die geschilderten Fernwirkungen der Litorina-Transgression reichen im Peenegebiet bis zu 90—120 km landeinwärts und bis zu +5—6 m NN. Sie greifen in den noch uneinheitlichen, aus Schmelzwasserrinnen hervorgegangenen Entwässerungssystemen des Jungmoränengebietes anscheinend weiter landeinwärts als an den Nordseeflächen, wo die Transgression in Flußtäler mit ausgeglichenerem Gefälleprofil eindringt.

**Summary.** The development of holocene sedimentation in three lake basins of river Peene (Mecklenburg). The preboreal lakes fill up the whole basins including the silting-up areas of today. In Boreal and Atlanticum large peat-mosses grow up, and the lakes are approximatively reduced to their present area.

From the second part of the Atlanticum the basins get into the influence of Litorina-transgression. In three upward-movements of level, which are corresponding to transgression-phases of the Baltic Sea, the lakes encroach on parts of the peat-mosses. The total sum of level-movement amounts to 3,5—4 m from the boreal stage, to 3 m from the first transgression phase (late Atlanticum — early Subboreal), to 2 m from the second (late Subboreal — early Subatlanticum) and to 1 m from the third transgression-phase (Subatlanticum). The influence of brackish water is restricted to the lower course of the rivers.

In the district of river Peene these effects of Litorina-transgression are to be observed till 90—120 km upstream and till 5—6 m above the present sea-level. It seems that these effects influenced larger parts of the river systems in the Baltic moraine area than in the North-sea area: In the Baltic moraine area river systems arose from young fluvio-glacial channels and were unbalanced. In the North-sea area, however, rivers had graded profiles when transgression influenced them.

### 1. Einführung und Problemstellung

Parallel zur Entwicklungsgeschichte der deutschen Nordseeküste steht seit Jahrzehnten in der wissenschaftlichen Diskussion das Werden der südlichen Ostseeküste im Verlauf der holozänen Ostsee-Entwicklung. Arbeiten von TAPPER (1940), SCHMITZ (1953) und SEIFERT (1955) in Schleswig-Holstein, HURTIG (1954, 1955, 1957, 1958, 1959, 1966), REINHARD (1956, 1959), KLEWE (1957, 1959, 1960, 1962, 1963a. b., 1965), KLEWE & REINHARD (1960), SCHMIDT (1957, 1959) u. a. in Mecklenburg und Vorpommern brachten eine Reihe neuer Erkenntnisse und führten zur Revidierung bzw. Präzisierung älterer Anschauungen. So kann es z. B. nach den sehr gründlichen Untersuchungen von KLEWE als gesichert betrachtet werden, daß der östlich der Darßer Schelle liegende Küstenraum nicht nur von der seit langem erkannten Litorinatransgression, sondern auch von der

älteren Ancylosttransgression erreicht und beeinflusst wurde. Nach dem borealen Höchststand des Ancylostsees (nach KLIEWE bei  $-7$  bis  $-8$  m NN) erfolgte durch den Ablauf des Sees über die Darßer Schwelle eine energische Regression bis auf etwa  $-20$  m NN. Die folgende, die gesamte Ostsee erfassende Litorina-Transgression erreichte ihren Höchststand in einem zweifachen Transgressionsstoß im jüngeren Atlantikum bis frühen Subboreal, dessen Abrasionsflächen und Strandwälle auf Rügen in Niveaus um  $+2$  m NN nachgewiesen wurden (KLIEWE 1965). Seither erfolgten wahrscheinlich Spiegelschwankungen mit geringerer Amplitude.

Es ist verständlich, daß sich derartige Spiegelschwankungen auch auf die holozäne Entwicklung der Flußtäler und Becken auswirken mußten, deren spätpleistozäner Talboden heute unter NN liegt. Schon seit langem werden daher die mächtigen holozänen Moorbildungen in den Flußtälern Mecklenburgs und Vorpommerns mit dem Rückstau des Litorina-Meeres in Verbindung gebracht (GEINITZ u. a. 1912, 1922, KEILHACK 1898, 1899, 1909, KLOSE 1905, STAHL 1913, WALTER 1919), wenn auch unter dem Vorzeichen einer „Litorinasenkung“. Eine erste nähere Untersuchung der vorpommerschen Tal- und Beckenmoore, die sich auf eine Reihe von Bohrungen und pollenanalytischen Datierungen stützt, lieferte HALLIK (1943). Er erkannte folgende Entwicklungsperioden:

1. das Vorhandensein verlandender Seen in den Becken und Tälern während des borealen Ancyloststadiums in der Ostsee,
2. einen litorinazeitlichen Anstieg des Grundwasserspiegels, ... „wobei sich in den tieferen Teilen der Urstromtäler von neuem Seen bilden, während an anderen Stellen die Bildung von Phragmites-Torf weitergeht“ (HALLIK 1943, S. 71).

Es erschien dem Verfasser an der Zeit, diese Fernwirkungen der holozänen Ostsee-Entwicklung auf Becken und Flußtäler näher zu verfolgen und die Ergebnisse mit den neuen, detaillierteren Erkenntnissen zum Transgressionsablauf zu vergleichen. Entsprechende Untersuchungen wurden in den Jahren 1957—59 im Gebiet der oberen Peene (Mittelmecklenburg) durchgeführt. Die Ergebnisse wurden in einem Kapitel der unveröffentlichten Dissertation des Verfassers (G. Richter 1959) behandelt und sollen hier in gekürzter und überarbeiteter Form vorgelegt werden. An der späteren Durchführung ähnlicher Untersuchungen im Trebel- und Recknitztal konnte der Verfasser ebenfalls mitwirken (REINHARD 1963).

Die Auswertung der Untersuchungsergebnisse soll dazu beitragen, die folgenden drei ineinandergreifenden Fragen ihrer Lösung näherzubringen:

1. In welchen Zeitabschnitten überwiegt die limnische Sedimentation, in welchen die Verlandung?
2. Welche der limnischen Phasen lassen sich mit der Ostseetransgression verbinden, welche sind klimatisch bedingt?
3. Wieweit ergibt sich eine Übereinstimmung mit der von FAIRBRIDGE (1960) entworfenen, von KLIEWE (1962, Abb. 3) für die Ostsee z. T. korrigierten Meeresspiegelkurve?

## 2. Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet umfaßt drei Gletscherzungenbecken im Gebiet des oberen Peenetales im mittleren Mecklenburg: das Malchiner, Teterower und Schlakendorfer Becken. Ihre glaziäre Genese ist bei G. RICHTER (1959, 1963) beschrieben. Die von schmalen Gletscherzungen eines spätglazialen Vorstoßes tief ausgeschürften Becken liegen heute mit ihrem glazigenen Boden weit unter NN: das Malchiner Becken mindestens bei  $-18,5$  m NN (Kummerower See nach Echographpeilungen des Wasserstraßenamtes Stralsund vom 9. 5. 1957), das Teterower Becken bei mindestens  $-10,5$  m NN (Teterower See nach WALTER 1919), das Schlakendorfer Becken bei etwa  $-5,6$  m NN (Nördl. Schlakendorf

an der Neukalener Peene, nach der Abbohrung durch das Staatl. Torfinstitut Rostock). Daher bildeten sich mächtige holozäne Sedimentschichten, die die Becken bis über den heutigen Meeresspiegel auffüllten. Die Beckenniederungen bergen heute weite eutrophe Niedermoore mit Weideflächen, Streuwiesen, Bruchwald und Schilfdickichten, die von fern den Eindruck einer Parklandschaft geben. Dazwischen glänzen hier und da die Wasserflächen von Torfstichen.

Die tiefsten Teile des Malchiner und Teterower Beckens erhielten sich bis heute als offene Seeflächen. Neben den drei großen Seen (Kummerower und Malchiner See im Malchiner Becken, Teterower See im Teterower Becken) bestehen nur wenige kleine Teiche. Eine Übersicht über die Moor- und Seeflächen vermittelt die folgenden Tabellen (Flächenangaben nach eigenen Planimeterwerten, ermittelt auf der Grundlage der Meßtischblätter).

#### Die Beckenniederungen:

Becken	Fläche d. Becken	Holozäne Niederung	davon Niedermoor	davon Seeflächen <sup>1)</sup>
Malchiner Becken	ca. 402 km <sup>2</sup>	119,28 km <sup>2</sup>	72,67 km <sup>2</sup>	46,61 km <sup>2</sup>
Teterower Becken	ca. 115 km <sup>2</sup>	35,90 km <sup>2</sup>	32,35 km <sup>2</sup>	3,55 km <sup>2</sup>
Schlakendorfer Becken	ca. 35 km <sup>2</sup>	8,42 km <sup>2</sup>	8,42 km <sup>2</sup>	—

<sup>1)</sup> Kleine Teiche und Torfstiche blieben wegen ihrer geringen Fläche unberücksichtigt.

#### Die Seen:

See	Fläche	max. bekannte Tiefe	Spiegelhöhe
Kummerower See	32,66 km <sup>2</sup>	18,5 m	+ 0,2 m NN
Malchiner See	13,95 km <sup>2</sup>	10,6 m	+ 0,6 m NN
Teterower See	3,55 km <sup>2</sup>	12,8 m	+ 2,3 m NN

Die Quellflüsse der Peene (Neukalener Peene aus dem Teterower Becken, Westpeene aus dem Südtteil des Malchiner Beckens, Ostpeene aus dem Ostpeenebecken) vereinigen sich im Kummerower See. Die Peene verläßt den See an seinem Nordende bei Aalbude durch ein ca. 0,5—1 km breites, ebenfalls vermoortes Kastental. Bei Demmin quert sie das Grenztal, nimmt Trebel und Tollense auf und erreicht über Loitz—Jarmen unterhalb von Anklam im Peenestrom die Boddengewässer an der Innenküste der Insel Usedom.

Durch das niedrige Spiegelniveau des Kummerower Sees haben die 95 Flußkilometer vom See bis zur Mündung fast kein Gefälle. Es nimmt daher nicht wunder, daß sich bei Sturmfluten der Rückstau der Ostsee mit einer Verzögerung von 3—4 Tagen an den Flußpegeln bis hinauf nach Malchin, ja, bis zum Malchiner See in abgeschwächter Form bemerkbar macht. KARBAUM und REINHARD (1962, S. 78) geben dafür ein Beispiel. Der Einflußbereich des Rückstaues ist in Abb. 1 eingezeichnet.

### 3. Die Tal- und Beckensedimente, ihre Untersuchung und Altersdatierung

Für die Kartierung der holozänen Beckensedimente standen die Torfkataster des Staatl. Torfinstituts Rostocks zur Verfügung. Zusätzlich wurden vom Verfasser unter Mithilfe von Studenten des Geographischen Instituts der Universität Greifswald mit dem Kammerbohrer 45 Bohrungen niedergebracht, deren Proben zum großen Teil auf Kalkgehalt und Glühverlust untersucht wurden. Von 8 der Bohrungen wurden vom Verfasser Pollendiagramme ausgezählt, von zwei weiteren entscheidende Spektren gezählt. Der vorliegenden Arbeit ist nur das Pollendiagramm der Bohrung M 1 (Dahmer Moor) beigegeben. Die übrigen finden sich bei G. RICHTER (1959, Kap. V). Zur Ergänzung dienen zwei vom Verfasser ausgezählte Pollendiagramme aus dem Grenztal (TB 102, 193), ver-

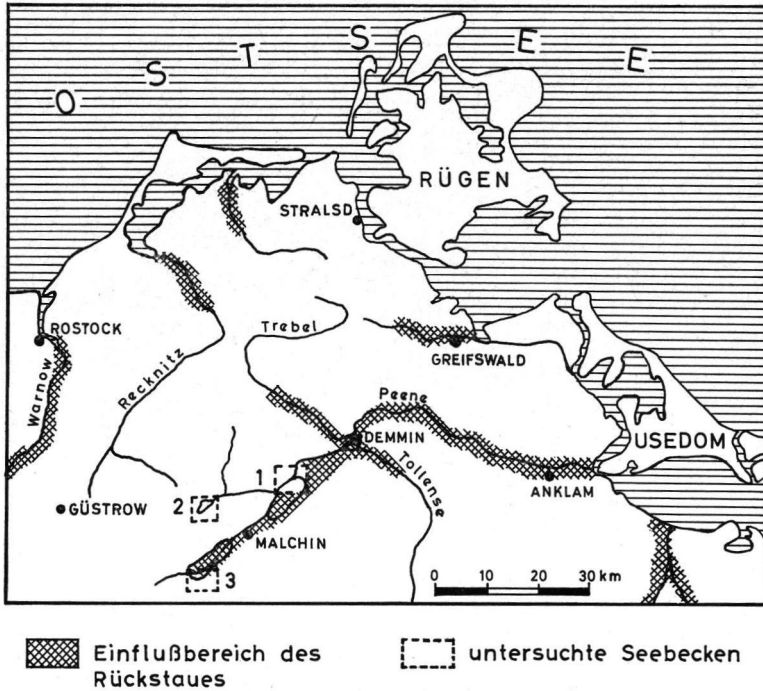


Abb. 1. Übersicht über den Untersuchungsraum mit Einzeichnungen der heutigen Sturmflut-Rückstaubeckenbereiche (nach KARBAUM und REINHARD 1962).

öffentlich bei REINHARD (1963) und drei von HALLIK (1943) veröffentlichte Pollendiagramme vom Kummerower See (KS 1, 2) und vom Peenetal bei Anklam (PA). Die Bohrung M 13, am Ausfluß der Peene aus dem Kummerower See gelegen, wurde zusätzlich zur Pollenanalyse auf ihren Diatomeen- und Conchyliengehalt analysiert. Die entsprechenden Untersuchungen nahmen dankenswerterweise Prof. Dr. H. KLEWE (Jena) und Dipl.-Geogr. W. JANKE (Greifswald) vor.

Eine absolute Datierung der Pollendiagramme war für den Untersuchungsraum nicht zu geben, da weder  $C_{14}$ -Datierungen noch pollenanalytisch eingeordnete vorgeschichtliche Funde zur Verfügung standen. Daher wurden nach dem Vorbild von OVERBECK & GRIÉZ (1954) in den vier vollständigsten Diagrammen M 1, M 13, T 8 und T 14 bestimmte markante Spektren mit den Leitziffern 1—12 versehen. Diese Leitspektren wurden dann auch in den anderen Diagrammen markiert, soweit sie dort erfaßt waren. Auf ihrer Basis wurden die lokalen Perioden der Waldgeschichte abgegrenzt (Diskussion siehe RICHTER 1959, S. 98—101). Der Verfasser hat Prof. Dr. F. FIRBAS für freundliche Beratung dabei zu danken.

Zur Erleichterung der Parallelisierung dieser örtlichen waldgeschichtlichen Perioden mit den allgemeinen waldgeschichtlichen Perioden Mitteleuropas nach FIRBAS (1949) erhielt die älteste sicher erfaßte örtliche Periode die Ziffer 3. Sie stimmt etwa mit der Periode III von FIRBAS überein, ebenso wie die lokalen Perioden 4—8 mit dessen IV—VIII. Die örtliche Periode 9 umfaßt etwa die waldgeschichtlichen Perioden IX und X von FIRBAS. Ihre weitere Untergliederung war nicht möglich, da die obersten Torfschichten durch die Spiegelsenkung des vorigen Jahrhunderts großenteils belüftet wurden, wodurch die Pollenerhaltung sehr schlecht ist. Ist auch eine absolute Parallelisierung der örtlichen mit den allgemeinen waldgeschichtlichen Perioden nicht möglich, so stimmen doch beide

Einteilungen recht gut überein. Mit einer absoluten Verspätung der waldgeschichtlichen Entwicklung gegenüber Mitteldeutschland, besonders in den frühen Perioden, muß natürlich gerechnet werden.

Am Aufbau der Beckenmoore sind hauptsächlich vier Sedimente beteiligt:

1. **Seekreide** als limnische Bildung. Sie enthält ca. 60—90%  $\text{CaCO}_3$  und ist von beachtlichem Conchylien- und Diatomeenreichtum. Die Farbe ist grau, in trockenem Zustand grauweiß.
2. **Kalkmudde** als Übergang zur Torfmudde- oder Torfbildung. Sie wird durch 30—60%  $\text{CaCO}_3$ , höheren Glühverlust als Seekreide, allgemein geringeren Conchyliengehalt und Diatomeengehalt und eine gelbgraue bis braungraue Farbe charakterisiert.
3. **Torf mudde** als weiterer Übergang zur Torfbildung. Der Glühverlust der braunschwarzen bis schwarzen breiigen Masse schwankt zwischen 30 und 80%, der Kalkgehalt zwischen 0 und 30%.
4. **Niedermoor torf** in verschiedener Ausbildung als Schilf-, Seggen- und Bruchwaldtorf. Die Farbe ist hellbraun bis dunkelbraun und schwarz, der Zersetzungsgrad liegt meist bei 5—7. Der Glühverlust schwankt zwischen 60 und 90%, der Kalkgehalt bleibt um 0.

In den untersuchten Becken tritt verbreitet nur ein holozänes limnisches Sediment auf: die Seekreide. Der für Verlandungsvorgänge charakteristische Übergang von der Seekreide zum Torf erfolgt in den Bohrprofilen meist mit scharfer Grenze, z. T. mit Übergängen über Kalk- und Torfmudde. Der Wechsel von der Seekreide zum Torf zeigt an, daß der Seeboden an dieser Stelle so weit aufgehöhrt war, daß er der Verlandung anheimfallen konnte; das heißt, daß der Seespiegel zu dieser Zeit nur wenig über der Obergrenze der Seekreide stehen konnte. Dasselbe gilt für den Übergang vom Torf zur Seekreide, hier allerdings als Beweis für das neuerliche Übergreifen des Sees auf bereits verlandete Flächen. Während die Tiefenlage der limnischen Sedimente sonst keine große Aussagekraft über die synchronen Seespiegelstände hat, da sich die Seekreide gleichzeitig in verschiedenen Tiefen des Sees bilden kann, bietet die Niveaufestlegung der Seekreide-Torf-Grenze bzw. Torf-Seekreide-Grenze, der *Verlandungs-* bzw. *Überflutungsmarken*, die Möglichkeit, Aussagen über die ungefähre Höhenlage des Seespiegels zur Zeit der Verlandung bzw. Überflutung zu treffen. Die Pollenanalyse kann diese Vorgänge auch zeitlich einordnen. Die niveaugerechte Zusammenzeichnung der Bohrprofile aus drei Teilbereichen des Untersuchungsgebietes (siehe Abb. 3, 4 und 8) beruht z. T. auf Einnivellierung der Bohrpunkte, z. T. auf Schätzungen mit den Seeflächen als Bezugspunkt. Obwohl dabei Niveaufehler von 2—3 dm möglich sind, zeigten die Überflutungs- und Verlandungsmarken in den einzelnen Diagrammen doch eine gute Übereinstimmung. Die auftretenden Differenzen von wenigen dm können sich auch daraus ergeben, daß die Marken gleicher Horizonte zwar derselben waldgeschichtlichen Periode angehören, jedoch im Alter um Jahrhunderte voneinander abweichen können, ohne daß dies pollenanalytisch einwandfrei erfaßbar wäre. Inzwischen kann sich der Seespiegel leicht verändert haben. Dagegen dürfte die Moorentwässerung der letzten hundert Jahre kaum einen Einfluß auf die Lage der Seekreidekorizonte und Niveaumarken haben, da durch sie nur die obersten 5—12 dm der z. T. über 9 m mächtigen Bohrprofile beeinflusst wurden. Verlagerungen der Schichtgrenze zwischen Torf und aquatischen Sedimenten infolge von Abtragungsvorgängen an der Mooroberfläche, wie sie GROHNE (1957, S. 22 f.) im Transgressionsbereich der südlichen Nordsee feststellte, scheiden an den Seebecken ebenfalls aus.

So erscheint der Versuch gerechtfertigt, aus der Höhenlage der Überflutungs- und Verlandungsmarken in Verbindung mit ihrer zeitlichen Eindatierung durch die Pollenanalyse den ungefähren Spiegelstand der Seen zu verschiedenen Zeiten zu rekonstruieren. Dabei

interessieren nicht so sehr die absoluten Werte, sondern vor allem die Relativwerte des Spiegelanstieges im Laufe der holozänen Entwicklung.

Die in den Abbildungen gemachten Niveaangaben beziehen sich verständlicherweise nicht auf die niedrigsten oder höchsten Spiegelstände zu den verschiedenen Zeitabschnitten, sondern auf das vermutliche Niveau zu Anfang bzw. Ende der in den Bohrunen erfaßten limnischen Perioden. Es werden damit also Niveaumarken für den Beginn stärkerer Transgressionsstöße bzw. Retardations- oder Regressionsphasen erzielt, nicht die Maxima oder Minima der Spiegelschwankungen.

Sachlich wurde bei der Festlegung der Spiegelhöhen so verfahren, daß zu der Lage der synchronen Verlandungs- bzw. Überflutungsmarken jeweils 5 dm hinzugezählt wurden, eine Wassertiefe, die nach rezenten Vergleichen für die verbreitete Ausbildung von Seekreide und Kalkmudde notwendig erscheint.

#### 4. Die Sedimentationsphasen in den untersuchten Becken des oberen Peenegebietes

Eine Untersuchung der holozänen Sedimentationsphasen verspricht überall dort Erfolg, wo der glazigene Beckenboden sanft zu den heutigen Seen hin einfällt, wo daher ein breiter Verlandungsstreifen ausgebildet ist. Hier mußte sich jede Spiegelveränderung der Seen durch horizontal weit ausgreifende Verlandungs- oder Vernässungsvorgänge bemerkbar machen. Die Abbohrung der Moorflächen erfolgte daher jeweils an den in der ehemaligen Gletschervorstoßrichtung liegenden Seeufnern, nämlich am NW- und N-Ufer des Kummerower Sees, am N- und S-Ufer des Teterower Sees und am Südufer des Malchiner Sees.

##### 4.1. Kummerower See

Von Neukalen bis zur Dargum-Uposter Niederung erstrecken sich weite Verlandungsflächen in einer Breite von maximal 2,5 km am See entlang. Das Gelände liegt heute 0,5—2 m über NN (Seespiegel +0,2 m NN). Nach dem Bohrnetz fällt der Beckenboden überall am Rande der Niederung schroff auf ca. —4 m NN ein und dacht sich dann zum See hin langsam auf 7—9 m unter NN ab (Abb. 2). Die mächtigsten Alluvionen liegen in der von Aalbude zur Dargum-Uposter Niederung ziehenden Rinne, die bis über —10 m NN hinabreicht. An ihrem Rande wurde die pollenanalytisch ausgewerte Bohrung M 13 angesetzt. Die beiden von HALLIK (1943) veröffentlichten Bohrungen „Kummerower See 1 und 2“ (KS 1 und 2) liegen am Brudersdorfer Damm.

An der Basis der holozänen Sedimentserie lagern Sande wechselnder Korngröße. In den tieferen Teilen des Beckens finden sich auch Beckentone einer spätpleistozänen Stauseephase. Eine Bohrung an der Aalbude (Bohrung Verchen 4 im Bohrregister der geologischen Kommission Schwerin) findet ihn in ca. 17 m Tiefe. Bei den Handbohrungen ließ sich diese Tiefe nicht erreichen. Es ist jedoch zu erwarten, daß die tundrenzeitliche bis präboreale Entwicklung der des Teterower Beckens etwa parallel verläuft (siehe Kap. 4.2.) Das älteste erfaßte Glied der holozänen Sedimentation besteht in bis zu 5 m mächtigen Seekreidebildungen, die den gesamten heutigen Verlandungsraum einheitlich erfüllen und um —3 m NN randlich austreichen. Da der Beckenboden überall steil bis zu dieser Tiefe abfällt, reichen sie fast bis an den Niederungsrand heran (Abb. 2). Hier sind zwischen Neukalen und Neu Warsow am Beckenrand fossile Kliffstrecken ausgebildet, die offensichtlich von der damaligen Seearbeit zeugen. Der damalige See, dessen Seekreiden nach den pollenanalytischen Datierungen der Bohrungen M 13 sowie KS 1 und 2 bis ins frühe Atlantikum reichen, erfüllte also das gesamte Becken. Den Seespiegel können wir nach dem Austreichen der Seekreide und den fossilen Kliffstrecken für jene Zeit etwa bei —2,5 m NN erwarten.

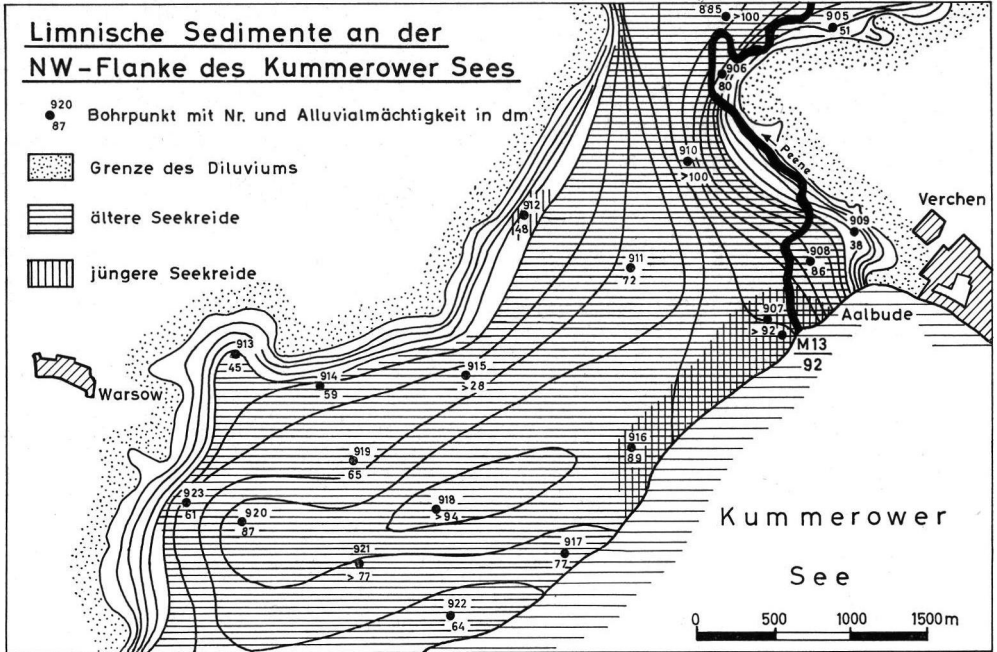


Abb. 2.

Die umfassende Verlandung, in deren Verlauf der Kummerower See im älteren Atlantikum bis etwa auf das heutige Areal schrumpfte, begann wohl schon im Boreal. In den Bohrungen KS 1 und 2 ist diese Verlandung mit Verlandungsmarken um  $-3$  m NN deutlich ausgeprägt, was die Festlegung des Seespiegels auf ca.  $-2,5$  m NN stützt (Abb. 3). In der dicht am heutigen Seeufer gelegenen Bohrung M 13 geht dagegen die limnische Sedimentation weiter. Allerdings deutet auch hier der Übergang zur Kalkmuddebildung mit deutlich höherem Anteil an Torfsubstanz das Heranrücken der Verlandungszone an.

Im jüngeren Atlantikum griff der See erneut randlich auf die Verlandungszone über. Die um diese Zeit über den altatlantischen Torfen beginnende Seekreideablagerung reicht bei KS 1 von  $-2,25$  m NN bis  $-1,15$  m NN herauf, bei M 13 bis  $-1,6$  m NN (Abb. 3). Nach diesen Niveaumarken dürfte der Seespiegel zu Beginn der limnischen Phase bei ca.  $-1,7$  m NN an ihrem Ende bei ca.  $-0,7$  m NN gestanden haben. Die pollenanalytische Datierung der Verlandungsmarke bei KS 1 ist unsicher, da die Auswertung von HALLIK (1943, S. 54 ff.) abgebrochen wurde. Das letzte, die ungefähre Grenze zwischen Jung-Atlantikum und Subboreal anzeigende Leitspektrum liegt bei  $-1,75$  m. Die darüberliegenden 5 dm Seekreide und die abschließende Verlandungsmarke gehören also ins Subboreal, wenn nicht an den Beginn des Subatlantikums. Die Verlandungsmarke bei M 13 rechnet eindeutig ins ältere Subatlantikum. Die geringe Niveaudifferenz zwischen beiden Marken deutet darauf hin, daß beide zeitlich nicht sehr weit auseinanderliegen dürften.

Während des Subatlantikums dauerte das Torfwachstum auf den Verlandungsflächen an. Nur auf begrenzten Flächen (wie bei M 13 in 0 bis 0,3 m NN) sind erneute limnische Bildungen zwischengeschaltet. Den Abschluß des Profils gibt die Verlandung in junger Zeit. Der höchste Seespiegel vor der künstlichen Absenkung im vorigen Jahrhundert ist nicht sicher zu erfassen. Nach der von K. RICHTER (1937) beschriebenen Abrasionsterrasse am Seeufer bei Gravelotte in ca.  $+1,2$  m NN dürfte er etwa in diesem Niveau gestanden haben.





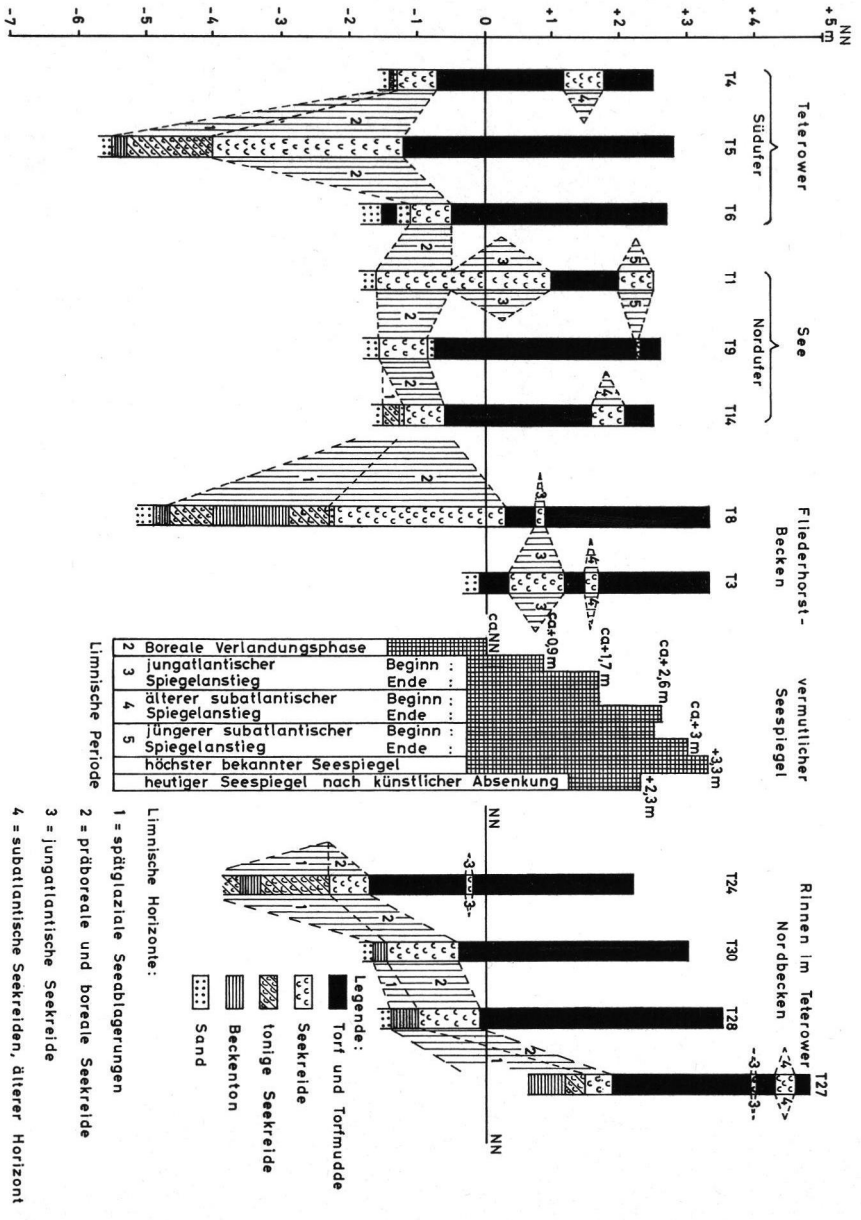


Abb. 4. Limnische Perioden und Spiegelentwicklung im Teterower Becken.

zänen Schichtserie leiten erneut tonige Seekreiden zu den warmzeitlichen Seeablagerungen über. Sandige Zwischenschichten in den Beckentonen zeugen von kurzfristig stärkerer Einschwemmung minerogenen Materials ins Becken. Eine letzte sandige Zwischenschicht grenzt den spätpleistozänen Sedimentzyklus gegen die jüngeren Bildungen ab (bei T 4, 6, 8 und 14).

Der Übergang zu warmzeitlichen limnischen Bildungen (conchylienreiche Seekreiden mit einem Karbonatgehalt von ca. 80%) fällt ins Präboreal. Die präboreale Seefläche

erfüllte fast das gesamte Teterower Südbecken einschließlich der heutigen Verlandungsflächen, wie die Kartierung dieses älteren Seekreidehorizontes zeigt (Abb. 5, in der aus Gründen der Übersichtlichkeit die Bohrpunkte des Torfkatasters fehlen). Nach dem höchsten Auftreten der Seekreideschichten um  $-0,5$  m NN kann angenommen werden, daß der damalige Seespiegel um NN lag (Abb. 4). Das Fliederhorstbecken ist vom Teterower Becken durch eine Rückzugsstaffel getrennt. Dies erklärt das Auftreten der präborealen und borealen Seekreiden bei Bohrung T 8 in höherem Niveau. Erst später traten beide Becken durch den folgenden Spiegelanstieg im Teterower See über die bei  $+0,7$  m NN liegende Moränenbarre miteinander in Verbindung. Die jüngeren limnischen Bildungen liegen bei beiden Becken im gleichen Niveau.

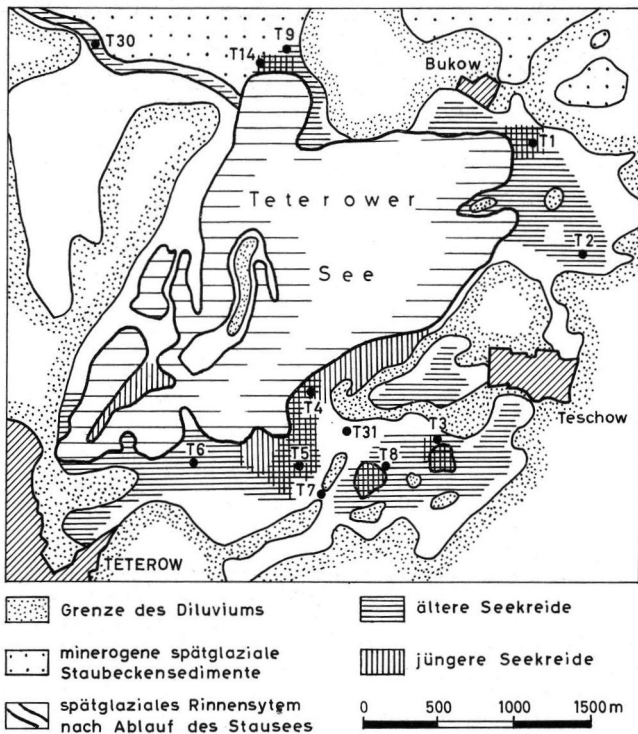


Abb. 5. Limnische Sedimente im Teterower Becken.

Im Verlauf des Boreals begann auch hier eine umfassende Verlandung. Nach den pollenanalytisch datierten Bohrungen T 4, 8, 14 und 27 schrumpfte der Teterower See bis zum Beginn des älteren Atlantikums auf sein heutiges Areal, vielleicht sogar darüber hinaus. Nur in der am Austritt der Peene aus dem See liegenden Bohrung T 1 reicht die limnische Phase vom Boreal ohne Unterbrechung bis ins jüngere Atlantikum. Bei allen anderen Bohrungen sind das späte Boreal und das ältere Atlantikum durch Torfbildung gekennzeichnet, wobei die Entwicklung z. T. bis zum Bruchwaldtorf voranschreitet. Dieser Entwicklungsperiode ist wohl auch eine Seeterrasse im Teterower Südbecken und der Fund eines Stubbenwaldes südlich der Bukower Moräneninsel zu parallelisieren, die WALTER (1919) durch Bohrungen rekonstruierte. Die von ihm angegebene Lage bei ca.  $-1$  m NN dürfte wohl nach dem Vorkommen der borealen Seekreiden bis  $-0,5$  m NN etwas zu niedrig geschätzt sein.

Zu Beginn des jüngeren Atlantikums setzt mit der Überlagerung der altatlantischen Torfe durch Seekreiden eine neue Entwicklungsphase ein. Wie die Verbreitung dieser jüngeren Seekreiden zeigt, greift der See jedoch nur noch randlich auf seine Verlandungsflächen über und erfüllt nicht mehr das gesamte Seebecken (Abb. 5). Weiterhin zeigen die Bohrprofile der Abb. 4 das Auftreten der jüngeren Seekreidehorizonte in drei verschiedenen durch Torfschichten voneinander getrennten Niveaus: einen jungatlantischen Seekreidehorizont bis etwa +1,2 m NN und zwei subatlantische bis +2,1 m bzw. +2,5 m NN (Niveau der Verlandungsmarken). In den Rinnen im Teterower Nordbecken (T 27, 28, 30) deutet sich dieselbe Entwicklung in entsprechend höherem Niveau an. Als Verlandungsphasen erweisen sich das Subboreal, die Mitte des Subatlantikums und die jüngste Zeit. Die den Niveaumarken zugehörigen Spiegelhöhen der drei limnischen Phasen dürften bei ca. +0,9 bis 1,7 m, bei +1,7 bis 2,6 m und bei +2,5 bis 3,0 m NN zu suchen sein.

Die jüngste Verlandungsphase hängt wohl in starkem Maße mit menschlichen Eingriffen zusammen. Nach dem höchsten Spiegelstand in historischer Zeit, der von WALTER (1918) mit +3,5 m NN, von STAHL (1913) mit +3,3 m NN angegeben wird, erfolgte durch die Peene-Regulierung von 1860 eine Spiegelsenkung auf +2,3 m NN, was eine intensive Verlandung an den Seeufnern auslöste.

#### 4.3. Dahmer Moor

Eine Untersuchung der Verhältnisse am Rande des Malchiner Sees erscheint wenig ratsam, da hier die künstliche Spiegelsenkung im letzten Jahrhundert mit mehr als 2 m so stark war, daß der ehemalige Seegrund auf weite Strecken als Auenterrasse freiliegt. Dagegen bietet sich das südlich des Malchiner Sees gelegene, von ihm durch eine Moränenschwelle großenteils abgetrennte Dahmer Moor für die Untersuchung an. Bei der Abbohrung des Moores konnte südlich von Dahmen ein ehemaliges Seebecken von etwa 2 km Länge und 0,5 km Breite mit mehr als 5 m mächtigen warmzeitlichen Seekreiden kartiert werden. Es stand mit dem Malchiner See durch einen Abfluß im Durchbruch ca. 2 km WNW Dahmen in Verbindung. Dieser Dahmer See war bereits vor der Spiegelsenkung des Malchiner Sees bis auf zwei kleine Teiche verlandet, wurde also von ihr nicht mehr beeinflußt und weist die holozäne Sedimentserie noch etwa in ursprünglichem Niveau auf.

Im Zentrum des ehemaligen Seebeckens (M 2, M 3, Abb. 6) sowie bei M 6 konnten die Seekreiden der mehr als 8 m mächtigen Sedimentfolge nicht durchteuft werden. Die für Bohrung M 2 ausgezählten Pollenspektren aus den untersten und obersten Bereichen

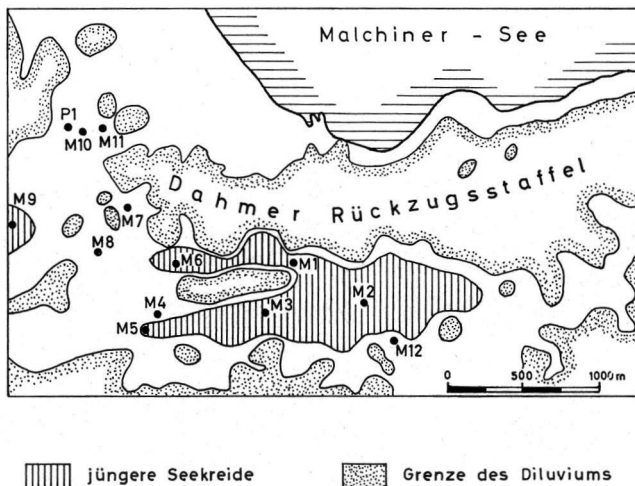


Abb. 6. Limnische Sedimente im Dahmer Moor.

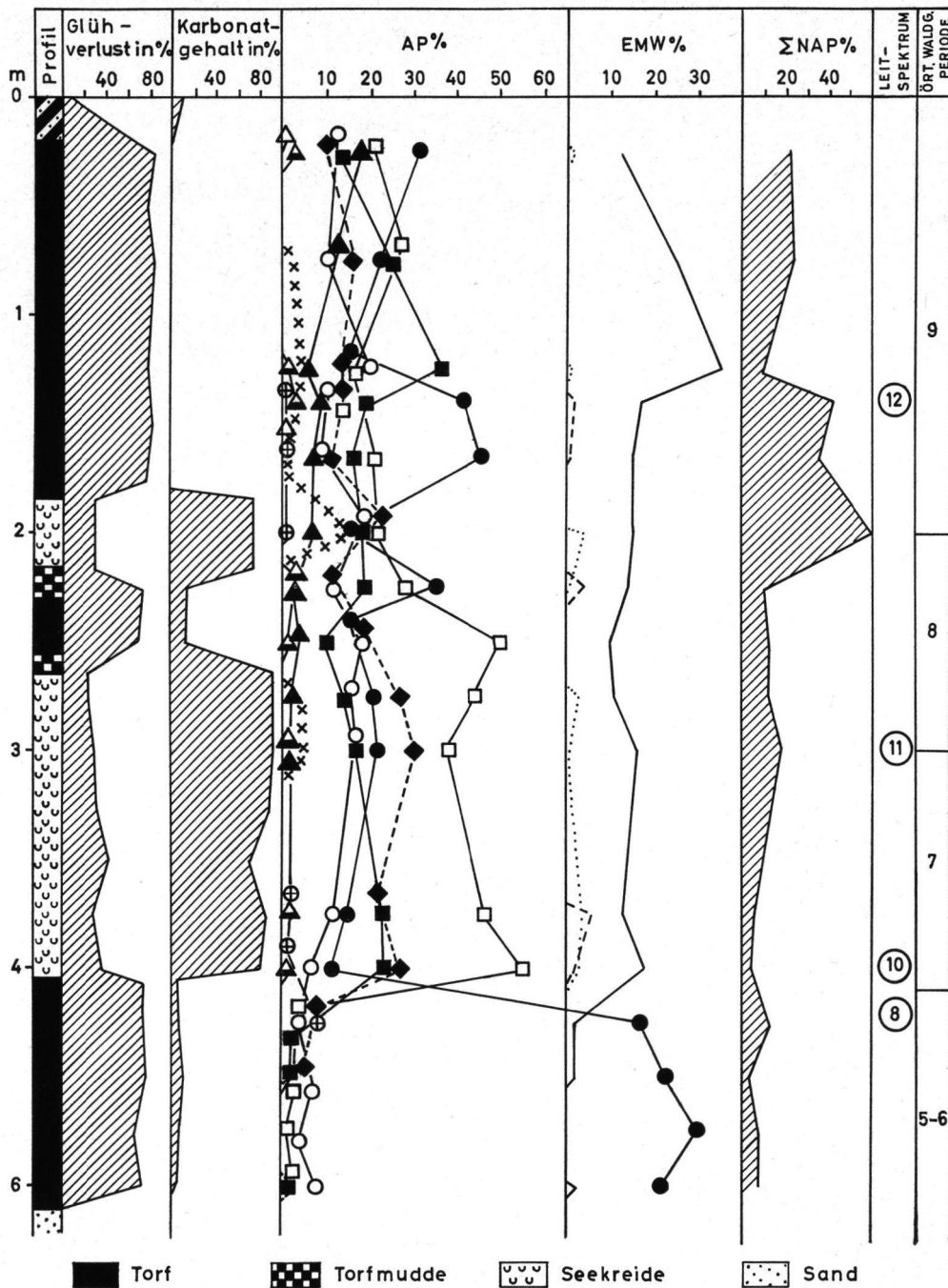


Abb. 7. Pollendiagramm der Bohrung M 1 (Dahmer Moor).

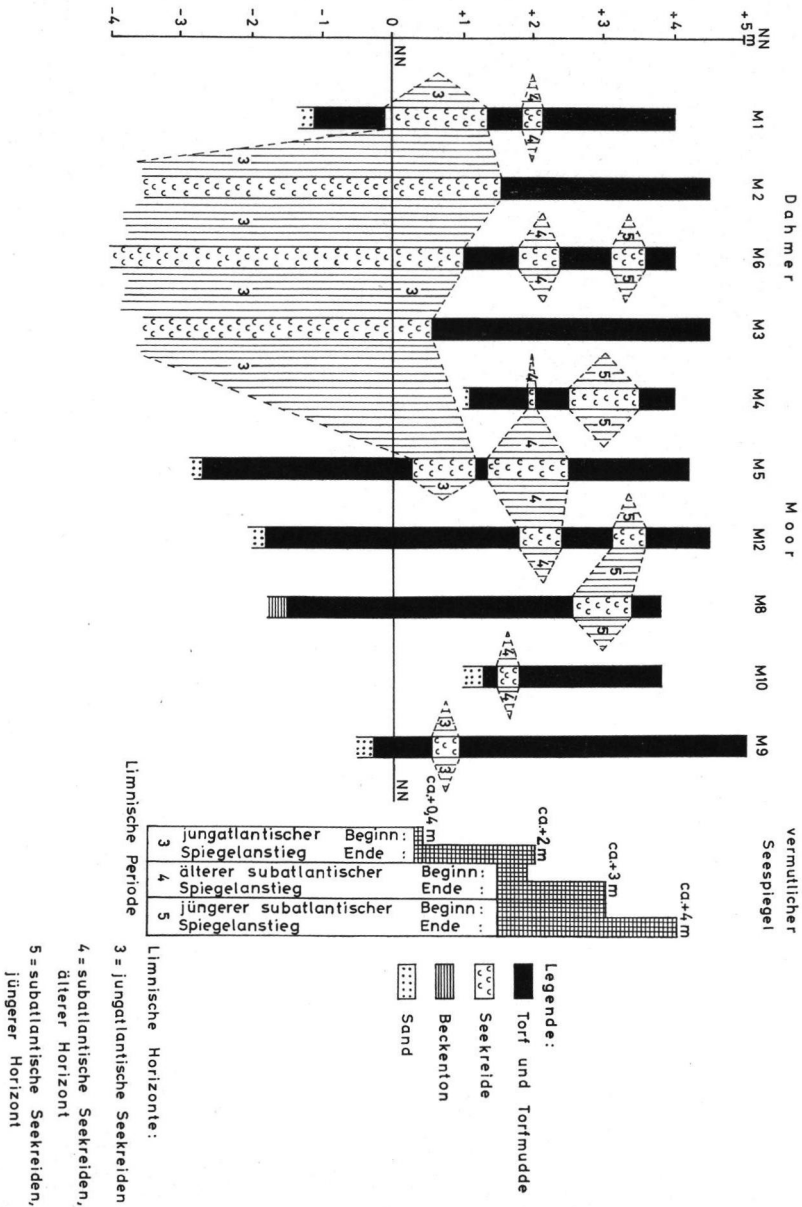


Abb. 8. Limnische Perioden und Spiegelentwicklung im Maldiner Becken (Dahmer Moor).

des in ca. 5 m Mächtigkeit erbohrten Seekreidehorizontes weisen darauf hin, daß die gesamte erbohrte Seekreideablagerung atlantischen Alters ist. Die älteren limnischen Bildungen liegen hier noch tiefer. Über sie und die Spiegelhöhe des vermutlich vorangegangenen präborealen und borealen Sees können keine Angaben gemacht werden. Die Verlandung dieses Dahmer Sees erfolgte nach dem Pollendiagramm der Bohrung M 1 im frühen Subboreal (Abb. 7). Die Seekreiden gehen bei ca. +1 bis 1,5 m NN in Torfmudden und Niedermoortorfe über. Danach lag der Seespiegel damals um ca. +1,5 bis 2 m NN.

Bei den am Rande oder abseits des Sees gelegenen Bohrungen M 1, 5, 8 und 12 beginnt die holozäne Sedimentserie mit der Auflagerung von Niedermoortorf auf die spätpleistozänen Sande und Beckenabsätze. Nach den pollenanalytischen Datierungen der Bohrung M 1 setzt dieses Torfwachstum erst im Boreal und Atlantikum ein (Abb. 7). Im Jung-Atlantikum griff der See bei einem Spiegelstand von ca. +0,4 m NN randlich auf die Moorflächen über, wie die Einschaltung jungatlantischer Seekreiden von 1—1,5 m Mächtigkeit in die Niedermoorbildungen bei M 1 und 5 beweist (Abb. 8). Dann setzte sich mit der oben geschilderten Verlandung des Seebeckens auch hier das Torfwachstum fort.

Mit der Verlandung des Dahmer Sees ist die holozäne Beckenausfüllung auch hier nicht abgeschlossen. Im Subboreal und Subatlantikum entstehen weitere 2,5—3 m mächtige Niedermoortorfe, die das Dahmer Becken heute bis +4 bis 4,5 m NN ausfüllen. Parallel zu den Verhältnissen im Teterower und Kummerower Seebecken wird das Torfwachstum im älteren und jüngeren Subatlantikum auch hier durch die Einschaltung von bis über 1 m mächtigen Seekreidehorizonten unterbrochen, die auf das erneute Auftreten offener Wasserflächen hinweist. Die Zusammenzeichnung der Bohrungen (Abb. 8) offenbart, daß sich diese limnischen Bildungen zwei Horizonten zuordnen. Die Niveaumarken lassen für den unteren Seekreidehorizont auf Spiegelstände von +1,9 bis 3 m NN, für den oberen auf solche von +3,0 bis 4,1 m NN schließen. Darauf erfolgte die Verlandung bis auf zwei kleine Teiche.

Der Höchststand des Malchiner Sees lag vor der großen Spiegelsenkung im Jahre 1872 bei ca. +2,8 m NN. Die höchsten Teile des Dahmer Moores hoben sich um ca. 2 m über den Malchiner See hinaus. Mit der Spiegelsenkung auf 0,6 m NN vergrößerte sich das Gefälle auf ca. 4 m. Das Dahmer Moor ist daher oberflächlich trockengelegt und trägt Weideflächen sowie gute Wiesen.

#### 4.4. Das Idealprofil der jungen Beckenausfüllung

Die recht gute Übereinstimmung in der stratigraphischen und zeitlichen Abfolge der Sedimentation läßt es zu, ein den Verhältnissen in allen drei untersuchten Seebecken entsprechendes Idealprofil der spätpleistozänen und holozänen Sedimentation zu zeichnen. Dieses Idealprofil gibt die Abfolge der Beckensedimente in den Verlandungsbereichen nahe den heutigen Seeflächen wieder (Abb. 9). Die Sicherung der zeitlichen Einordnung ist der schematischen Zusammenzeichnung aller pollenanalytisch datierten Bohrungen des Gebietes zu entnehmen (Abb. 11).

Für die erste, die spätpleistozäne Sedimentserie, die aus dem Teterower Becken näher bekannt ist, lieferte die Bohrung T 8 keine auswertbaren Pollenspektren. Doch scheint der zweifache Wechsel von Beckenton und toniger Seekreide, ebenso wie die mehrfache Einschaltung grober Sandlagen letztlich auf klimatische Schwankungen zurückzugehen (Allerödschwankung?).

Der im Präboreal folgende Übergang zu reinen Seekreiden ist gut datiert. Von nun an beherrschen bis in Boreal die mächtigen Seekreidehorizonte der älteren Seekreide das Bild. Die zugehörigen Seen erfüllen die Beckenniederungen nahezu vollständig. Im Laufe des Boreals, z. T. erst im älteren Atlantikum verlanden beträchtliche Teile der Seebecken. Die zugehörigen Torfschichten schließen den zweiten und recht einheitlichen Sedimentationszyklus der Beckenmoore ab.

Die weitere Entwicklung ist dadurch gekennzeichnet, daß die Seen vom jüngeren Atlantikum an noch mehrmals auf die bereits verlandeten Flächen randlich übergreifen. Diese Horizonte der jüngeren Seekreide sind relativ geringmächtig und werden nach oben hin durch erneute Torfbildung abgeschlossen. Die Seekreiden ordnen sich zu drei übereinanderliegenden Horizonten an, die in das jüngere Atlantikum bis Subboreal, in die Wende Subboreal—Subatlantikum und ins Subatlantikum einzudatieren sind. Sie bezeichnen den dritten, vierten und fünften Sedimentationszyklus der Beckenmoore.

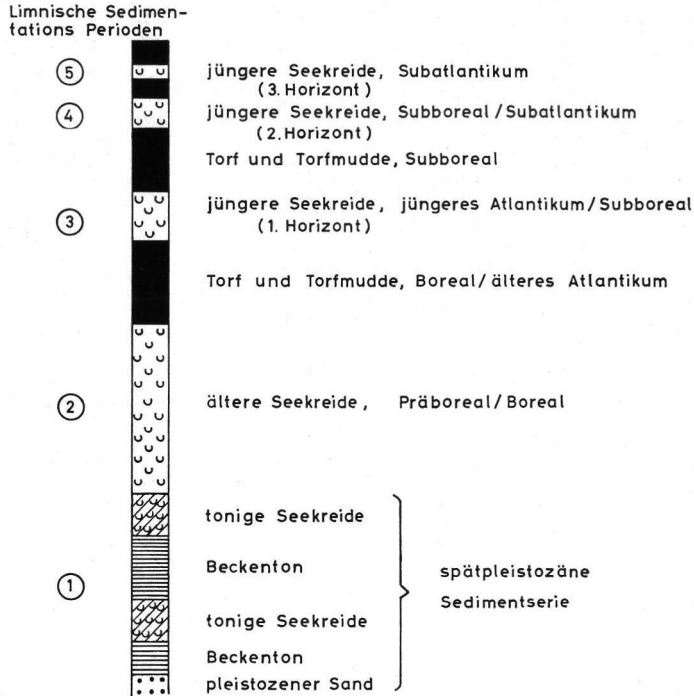


Abb. 9. Idealprofil der spätpleistozänen und holozänen Sedimentserien im Kummerower, Teterower und Dahmer Seebecken (Gesamtmächtigkeit ca. 8—9 m).

### 5. Die Spiegelschwankungen der Seen und ihre Beziehung zur Transgressionsgeschichte der Ostsee

Nach der weiten Verbreitung präborealer bis borealer limnischer Sedimente wurden damals fast die gesamten Beckenniederungen, z. T. auch die Flußtäler, von weiten See- flächen eingenommen. (Siehe auch G. RICHTER 1959, REINHARD 1963.) Ihre große Verbreitung erklärt sich aus der Unausgeglichenheit des aus pleistozänen Schmelzwasserinnen hervorgegangenen hydrographischen Systems. Die eiszeitlichen Schwellen in den Tälern und Becken waren erosiv nur unvollständig durchbrochen, das Tauen von Toteis unter den Talböden fügte vielfach neue Hohlformen hinzu.

Die charakteristische limnische Ablagerung in den damaligen Seen ist die Seekreide. Ihre Ablagerung ist durch assimilierende Pflanzen sowie durch Belüftung und Erwärmung kalkreicher Moränengewässer bedingt. Durch die starke Ausschürfung der Ostseemulde gelangten in der letzten Vereisung gewaltige Mengen an Kreidekalk in die Glazialablagerungen des Jungmoränengebietes. Dies erklärt die weite Verbreitung von Seekreide in den damaligen Seen.

Die normale Auffüllung eines Seebeckens durch Verlandung geht vom limnischen Sediment zum Niedermoortorf. In der Regel finden wir dieses Normalprofil in allen Mooren der höher gelegenen Becken in der Nachbarschaft des Untersuchungsgebietes, deren Böden heute 20—30 m über NN liegen. So zeigt z. B. die Abbohrung der Moore im westlich anschließenden Lalendorfer Becken einheitlich den Übergang von der älteren Seekreide zum Torf und ein weiteres Torfwachstum bis heute (Unterlagen beim Staatl. Torfinstitut Rostock).

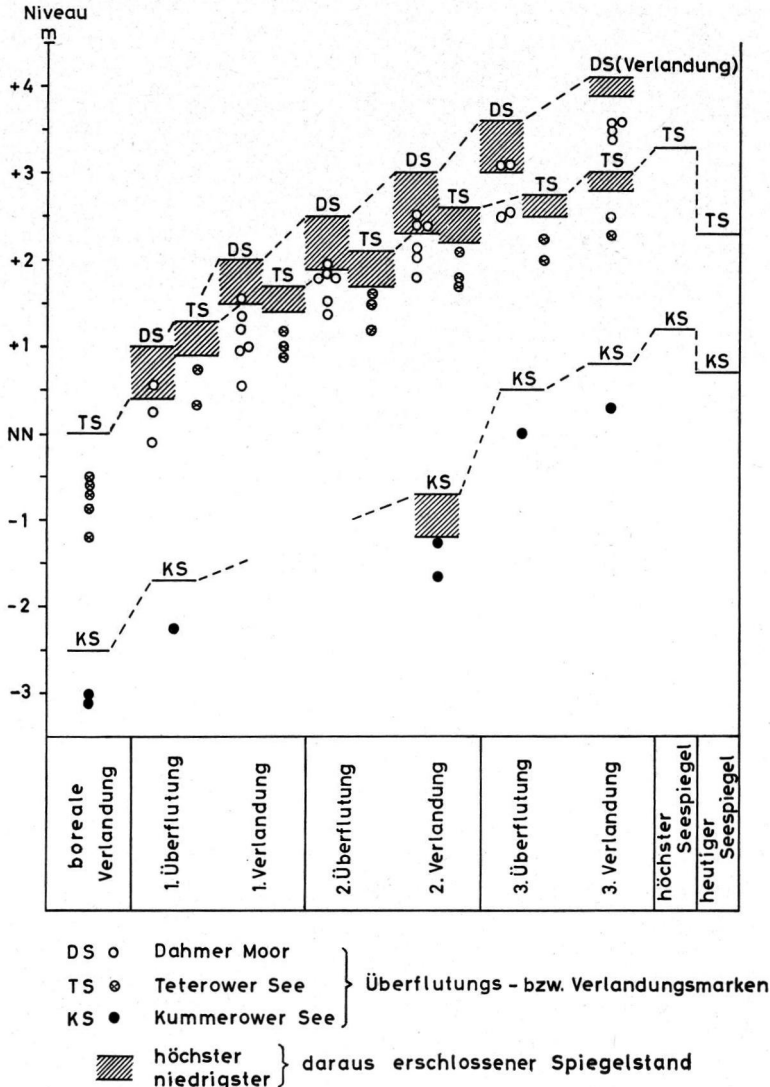


Abb. 10. Die Höhenlage der Überflutungs- und Verlandungsmarken und die vermutlichen zugehörigen Seespiegel im Kummerower, Teterower und Dahmer See.

Auch die untersuchten tiefliegenden Beckenmoore zeigen dieses Normalprofil. Es umfaßt die Sedimentationsserien 1 und 2, d. h. die spätpleistozäne und präboreal-boreale Seephase. Die Verlandung der Seen im Boreal und Atlantikum ist recht stark. Die Seen schrumpften damals bis etwa auf ihre heutige Größe, z. T. wohl sogar darüber hinaus, wie am Strand des Malchiner Sees bei Bülow auskeilende Torfschichten andeuten. Für die umfassende Verlandung lassen sich mehrere Gründe anführen. Einmal sorgte wohl die gegenüber dem Präboreal etwas fortgeschrittene Ausgleichung des hydrographischen Systems für einen besseren Abfluß des Wassers. Zum anderen waren Teile der Becken durch die starke limnische Sedimentation so weit aufgehöhht, daß sie der Verlandung anheimfallen konnten. Schließlich war das boreale Wärmeoptimum mit wesentlich erhöhter Ver-



dunstung bei bedeutend verringerten Niederschlägen der Verlandung der Seen sicher förderlich.

Ein Einfluß der Ostsee-Spiegelsenkung am Ende des Boreals könnte hinzukommen. Er ist jedoch sicher nicht der Hauptgrund, denn die Verlandung erfolgte in den Seebecken oft schon im frühen bis mittleren Boreal, z. T. erst im älteren Atlantikum und erfaßte auch geschlossene Senken (wie die Senke westlich Teschow im Teterower Becken). Weiterhin finden wir gleiche Erscheinungen auch im Beltseeraum (MIKKELSEN 1949) und an den hochgelegenen Seen der Mecklenburgischen Seenplatte, die zur Nordsee entwässern. Schließlich liegt der minerogene Talboden im Peenetal zwischen Upost und Demmin bei —4 bis —4,5 m NN, so daß sich die Spiegelsenkung der Ostsee wegen der gleichbleibenden örtlichen Abflußbasis auf die Beckenseen kaum auswirken konnte.

In der Folgezeit, seit dem jüngeren Atlantikum, werden auf die untersuchten tiefliegenden Becken offensichtlich neue Einflüsse wirksam, während im höher gelegenen Lalandorfer Becken sowie an den Seen der Mecklenburgischen Seenplatte die Verlandung ungestört fortschreitet. In den tiefliegenden Becken lagern sich jüngere Seekreiden über die borealen und altatlantischen Torfe, und zwar in drei durch Torfschichten voneinander getrennten Horizonten.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß die Ablagerung der jüngeren Seekreiden auf erhebliche Spiegelschwankungen der Seen zurückgeht. Die Seespiegel müssen zeitweilig so rasch angestiegen sein, daß die Verlandungsprozesse nicht schritthalten konnten. Dadurch griffen die Seen in diesen Phasen randlich auf die Verlandungsflächen über, lagerten dort Seekreiden über die Torfe und schufen damit die beschriebenen Überflutungsmarken. In Phasen geringeren Spiegelanstieges oder rückläufiger Spiegelentwicklung eroberte die Verlandung die flachen Seeränder zurück, wobei mit der Seekreide-Torf-Grenze Verlandungsmarken geschaffen wurden.

In Abb. 10 ist mit der Zusammenzeichnung der Überflutungs- und Verlandungsmarken aller Bohrungen der drei Seebecken der Versuch unternommen worden, die diese Entwicklung verursachenden Seespiegelschwankungen auch quantitativ zu erfassen. Unter der Voraussetzung, daß der einer Überflutungs- oder Verlandungsmarke zugehörige Seespiegel etwa 50 cm über der Seekreide-Torf-Grenze zu suchen ist (siehe Abschnitt 3), ergeben sich die gezeichneten Spiegelkurven. Sie liefern das Bild eines in allen drei Seen deutlichen Spiegelanstieges seit dem borealen Stand. Erfolgt der Spiegelanstieg bei den drei Seen auch in verschiedenem Niveau, so ergibt die Verbindung der mutmaßlichen Spiegelstände doch gut übereinstimmende Kurven, die nach steilem Anstieg während der ältesten Überflutungsphase immer flacher werden. Nimmt man den präboreal-borealen Seespiegel als Bezugsniveau, so ergeben sich für Kummerower und Teterower See u. a. folgende Spiegelanstiege:

Spiegelanstieg	limnische Sedimentations- periode	Kummerower See	Teterower See
bis Beginn der ersten Überflutungsphase	3	ca. 0,8 m	ca. 0,9 m
bis Ende der ersten Überflutungsphase	3	?	ca. 1,7 m
bis Ende der zweiten Überflutungsphase	4	ca. 1,8 m	ca. 2,6 m
bis Ende der dritten Überflutungsphase	5	ca. 3,3 m	ca. 3,0 m
bis zum höchsten bekannten Spiegelstand		ca. 3,7 m	ca. 3,3 m

Für den Dahmer See sind die entsprechenden Werte nicht bekannt, da die Lage des präboreal-borealen Seespiegels nicht ermittelt werden konnte. Seit Beginn der ersten Überflutungsphase stieg der Seespiegel im Dahmer See um ca. 3,7 m. Angesichts der verschiedenen in Abschnitt 3 diskutierten Unsicherheitsfaktoren muß die Übereinstimmung der genannten Werte, der gezeichneten Niveaukurven als gut bezeichnet werden.

Im Kummerower und Dahmer See verläuft die Kurve des Spiegelanstiegs etwas steiler als im Teterower See. Dies erscheint ganz natürlich, da der Teterower See im Flußsystem weiter oberhalb liegt. Auf dem Weg vom Kummerower See über die Neukalener Peene schwächten sich die Spiegelschwankungen etwa ab. Die Auswirkungen der Spiegelschwankungen reichen im Teterower Becken am höchsten über die Null-Linie. Nach dem Vorhandensein junger Überflutungsablagerungen im Bereich der Seewiese bei Gr. Markow, einem Seitenbecken des Teterower Nordbeckens, reichen sie hier bis 5—6 m über NN herauf.

Seit dem borealen Stand stieg der Spiegel der drei Seen also um ca. 3,5—4 m an. Dieser bedeutende Anstieg macht die mächtigen holozänen Sedimentfüllungen der Becken und Flußtäler erklärlich und ist ein Grund dafür, daß die Verlandung der Seen anscheinend bis heute noch nicht viel über den boreal-altatlantischen Stand hinausgekommen ist. Die jüngsten künstlichen Spiegelsenkungen und ihre Folgen sind von dieser Feststellung auszunehmen.

Die in Abb. 10 gezeichneten Überflutungsmarken geben nicht die Spiegelhöhe zu Beginn einer Anstiegsphase wieder, aber sie markieren den Beginn umfassender Überflutung der Uferpartien, d. h. stärkeren Spiegelanstiegs. Dasselbe gilt umgekehrt für die Verlandungsmarken, die einen stärkeren Spiegelabfall oder länger dauernde Verzögerungen eines weiteren Anstieges demonstrieren. Der Spiegelanstieg erfolgte demnach nicht kontinuierlich, sondern besonders in drei Stößen, denen die drei Überflutungsphasen entsprechen. Sie liegen im jüngeren Atlantikum bis Subboreal, an der Wende Subboreal—Subatlantikum und im Subatlantikum. Nach den Spiegelkurven der Seen war der älteste, jungatlantische Überflutungsstoß der stärkste, der jüngste der schwächste. Dasselbe sagt auch die von unten nach oben abnehmende Mächtigkeit und Verbreitung der zugehörigen Seekreidehorizonte aus. Ebenso erweist sich die auf den ältesten Überflutungsstoß folgende subboreale Verlandungsphase als die umfassendste.

Die Ursache für den erheblichen Spiegelanstieg der Seen liegt im gleichzeitigen Anstieg des Ostseespiegels während der Litorina-Transgression. Das ist bekannt. Dennoch erscheint es nicht uninteressant, die hier dargelegten Ergebnisse mit dem neuen Forschungsstand zum Ablauf der Transgression an der Küste zu vergleichen.

Die bei KLEWE (1962, Abb. 3) wiedergegebene Kurve der Meeresspiegelschwankungen von FAIRBRIDGE (1960) zeigt einen raschen Spiegelanstieg seit dem älteren Atlantikum, der im jüngeren Atlantikum mit Werten von ca. +2,5 m NN kulminiert. Seither erfolgten bis heute geringere, immer schwächer werdende Schwankungen um die Null-Linie, aus denen vor allem zwei Transgressionsstöße herausragen: einer an der Wende Subboreal—Subatlantikum, ein zweiter etwa an der Grenze zwischen älterem und jüngere Subatlantikum. Dazwischen liegen schwache Regressionsphasen, von denen ebenfalls die älteste, subboreale, am besten ausgeprägt ist.

Vergleichen wir diesen Kurvenabschnitt mit der schematischen Zusammenzeichnung aller pollenanalytisch datierten Bohrungen des Untersuchungsgebietes, so ist eine gute zeitliche Übereinstimmung zwischen den Transgressionsstößen in der Ostsee und den limnischen Sedimentationsperioden 3—5 in den untersuchten Becken nicht zu leugnen (Abb. 11). Die Feststellungen einer seit dem Jungatlantikum abnehmenden Stärke der Transgressionsstöße und Regressionsphasen deckt sich ebenfalls mit dem Befund aus den Seebecken (s. o.). Auch scheint das Ausmaß der Spiegelschwankungen in den Seebecken seit dem jüngeren Atlantikum der Kurve von FAIRBRIDGE (1960) zu entsprechen, soweit dies kontrollierbar ist. Ein Vergleich der Spiegelstände zu Beginn der Überflutungsphasen (d. h. zu Beginn starken Spiegelanstiegs in der Ostsee) mit der Kurve von FAIRBRIDGE zeigt in bezug auf die heutige Null-Linie zumindest in diesen Kurvenabschnitten sehr ähnliche Werte:



mächtige Torf- und Torfmuddebänder, die auf mehrere leichte Regressionsschwankungen schließen lassen. Die Untersuchungen von REINHARD (1963) im Trebel- und Recknitztal kamen zu etwa denselben Ergebnissen wie der Verfasser und zeigten, daß die Flußtäler diese spät- und postlitorinen Schwankungen noch deutlicher widerspiegeln.

In jüngster Zeit hat KLIWE (1965) hierzu weitere interessante Untersuchungen von der Innenküste Rügens mitgeteilt. Von besonderem Interesse erscheint in diesem Zusammenhang die von KLIWE und GRAMSCH gemeinsam durchgeführte Auswertung einer Grabung bei Buddelin am Kleinen Jasmunder Bodden auf Rügen (KLIWE 1965, Abb. 8, S. 91/92). Dabei wurden Sande dreier übereinanderliegender Transgressionsabschnitte festgestellt, die durch zwei Torfhorizonte voneinander getrennt sind. Die Transgressionen wurden durch Pollenanalyse der trennenden Torfhorizonte an die Wende zwischen älterem und jüngeren Atlantikum, ins Subboreal und ins Subatlantikum datiert. Eine dem tieferen Torfhorizont auflagernde Kulturschicht wurde mit ihrem Artefakten-Inhalt der Ertebölle-Ellerbek-Kultur zugeordnet (ca. 3000 v. Chr.), was eine Parallelisierung der ältesten Transgressionsschicht mit L II, der mittleren mit L III vermuten läßt. Diese Untersuchungen stehen durchaus in Einklang mit den hier vorgelegten Ergebnissen. Sie bestätigen nun auch an der Küste das für die Flußtäler entworfene Bild. Gemeinsam mit der Untersuchung von REINHARD (1963) demonstrieren sie die einheitlichen Leitlinien in der litorinen und postlitorinen Entwicklung, die für den Küstenraum wie für die tiefliegenden Flußtäler und Becken Gültigkeit haben.

## 6. Zur Frage des Brackwassereintruchs in die Flußtäler

Unter den heutigen Verhältnissen von Küstenkonfiguration und Abflußverhältnissen führen die zu den mecklenburgischen Bodden entwässernden Flüsse auch in ihrem Unterlauf Süßwasser, obwohl dort oft so gut wie kein Gefälle mehr vorhanden ist. Auch Sturmfluten machen sich lediglich in Rückstauwellen bemerkbar, die nur in den Mündungsbereichen brackischen Charakter tragen. Die Reichweite dieses Rückstaus ist in Abb. 1 wiedergegeben. Da die Küstenkonfiguration nach neueren Untersuchungen im Verlauf der Litorina-Transgression nicht unerheblichen Veränderungen unterworfen war und da der Meeresspiegel zur Zeit des Litorina-Höchststandes anscheinend zeitweise höher lag als heute, erscheint die Frage nach einem eventuellen litorinen Brackwassereintruch in weitere Flußtalbereiche nicht abwegig.

Nach den Untersuchungen von KLIWE (1957, 1960) im Gebiet von Usedom drang das Salzwasser während des hochlitorinen Transgressionsstoßes im jüngeren Atlantikum auch in die heute nur brackischen Boddengewässer auf der Rückseite der Inseln ein. Die Riesen-Cardien und Scorbicularien dieser Transgressionsphase wurden sogar in den Mündungen und Unterläufen der Küstenflüsse Ryk, Ziese und Peene erbohrt (KLIWE 1962, S. 138). Daß die Salzwasserfauna damals auch in die Flußmündungen eindringen konnte, spricht für das Vorhandensein eines hochlitorinen Inselarchipels (KLIWE 1965, S. 87). Bei einer derartigen Küstengestaltung konnte sich das Salzwasser, von Bauformen des Küstenausgleichs wenig gehindert, bis in die Flußmündungen vorschieben. Der Übergang zur Ausgleichsküste vollzog sich nach KLIWE (1962, S. 139, 1965, S. 89) erst im Laufe des Subatlantikums, wobei die mehr und mehr von der Ostsee abgeschlossenen Boddengewässer verbrackten, die Unterläufe der Flüsse aussüßten.

Den ersten Nachweis eines Brackwassereintruchs in die Flußtäler brachte HALLIK (1943, S. 50—53), der in der pollenanalytisch untersuchten Bohrung „Peenetal bei Anklam“ (PA, siehe Abb. 3) jungatlantische Seekreiden mit einer gemischten Diatomeenflora von Süß- und Brackwasserformen fand. Als Brackwasserformen wurden von ihm u. a. *Campylodiscus clypeus*, *Synedra affinis* und *Nitzschia scalaris* bestimmt. HALLIK (1943, S. 71) erkannte, daß der Salzgehalt in dem 1,75 m mächtigen Seekreidehorizont offen-

sichtlich stärker schwankte. Neben Schichten mit weit überwiegender Süßwasserformen traten andere mit einer starken Dominanz der Brackwasserformen auf (wie bei —3,7 m NN). Damit ist für den jungatlantischen hochlitorinen Transgressionsstoß die zeitweilige Verbrackung des Peenetales bis ca. 10 km landeinwärts nachgewiesen. Für den jüngeren, subboreal-subatlantischen Seekreidehorizont der Bohrung PA (um —1,9 m NN) erwähnt HALLIK keine Brackwasserdiatomeen. Zu dieser Zeit war der Peene-Unterlauf offensichtlich wieder völlig ausgesüßt, was mit den Erkenntnissen KLIEWES zum damals fortschreitenden Küstenausgleich übereinstimmt.

Tabelle 1  
Conchylientabelle der Bohrung Malchin 13  
(untersucht von Dipl.-Geogr. W. JANKE)

Bohrtiefe	Großmuschelreste	<i>Anodonta cygnea</i>	<i>Theodoxus fluviat.</i>	<i>Bithynia tentac.</i>	Schließeckel von <i>Bith.</i>	<i>Radix ovata</i>	<i>Radix auricularia</i>	<i>Valvata piscinalis</i>	<i>Valvata pulchella</i>	<i>Valvata cristata</i>	<i>Hippetis complan.</i>	<i>Spiralina vortex</i>	<i>Ancylus fluvi.</i>	<i>Sphaerium</i> (Einzelschalen)	<i>Pisidium</i> (Einzelschalen)	<i>Batthyomphalus</i> <i>contortus</i>
2,75 — 3,00				5		1			1				2		2	1
3,75 — 4,00		1	8	13	6	8		2	1	6	2	1			12	1
4,45 — 4,70			1	1		1				4					13	1
4,75 — 4,85	4		19	33	27	4		5	6	9			4		40	
5,05 — 5,30								1		1				1	4	
5,45 — 5,70	4															
5,75 — 6,00			1	4	3	2		4	5	3			1	2	14	
6,45 — 6,65															4	
6,75 — 7,00					1	2		3	1							
7,75 — 8,00		1	2	16	21	9			3	18					5	
8,00 — 8,25				4		1		2		1						2
8,45 — 8,70						3		1		2	1	1			4	
8,75 — 9,00	1			3	5	1			2	2				2	3	
9,05 — 9,20				1	6				1	2				Br.	Br.	

Br. = Bruchstücke

Da die Peene nach den vorgelegten Untersuchungen während der litorinen Transgressionsstöße vom Kummerower See bis zur Mündung so gut wie kein Gefälle hatte, wäre ein zeitweiliger schwacher Brackwassereinfluß bis in diesen Teil des Tales für die Zeit des hochlitorinen Transgressionsvorstoßes denkbar. Daher wurde die am Ausfluß der Peene aus dem Kummerower See gelegene Bohrung M 13 nach ihrem Konchylien- und Diatomeengehalt untersucht (Konchylien: Dipl.-Geogr. W. JANKE, Greifswald; Diatomeen: Prof. Dr. H. KLIEWE, Jena). Weder die Konchylientabelle (siehe Tabelle 1) noch die Diatomeenflora zeigen einen spürbaren Brackwassereinfluß. Prof. Dr. KLIEWE schrieb dem Verfasser zur Diatomeenanalyse:

„Alle untersuchten Proben von 2,4 bis 9,3 m Teufe enthalten eine individuenreiche Diatomeenflora. Die ausgezählten Formen sind sämtlich und durchgehend solche des Süßwassers. Brack- und Salzwasserformen konnten in keinem Fall sicher festgestellt werden. Eine grundlegende Änderung in der Artenzusammensetzung innerhalb des Gesamtprofils ist nicht zu erkennen. Grund- und Aufwuchsformen dominieren stark. Das

läßt ebenso wie die vorhandenen Kieselnadeln von Spongien den Schluß auf Flachwasser zu.

Die angetroffenen Leitformen, die häufig und in nahezu allen Proben festgestellt werden konnten, sind:

<i>Stephanodiscus astraea</i>		<i>Cymbella lanceolata</i>
<i>Synedra ulna</i>		<i>Gomphomena angustatum</i>
<i>Synedra capitata</i>		<i>Gomphomena acuminatum</i>
<i>Navicula oblonga</i>	und	<i>Rhopalodia gibba</i> ... <sup>4</sup>
<i>Amphra ovalis</i>		

Damit kann es als sicher gelten, daß der im unteren Peenetal bei Anklam nachgewiesene hochlitorine Brackwassereintruch den Kummerower See und die anderen untersuchten Seebecken nicht erreichte. Die Fernwirkung der Litorina-Transgression besteht hier nur in den geschilderten Rückstauerscheinungen und ihren Folgen.

### 7. Folgerungen und Vergleiche zur Nordsee-Transgression

Die Untersuchung der jungen Sedimente in mehreren Seebecken des Peenegebietes erhellte eine wechselvolle holozäne Entwicklungsgeschichte:

1. Nach einer spätglazialen Staubeckenphase, die bei G. RICHTER (1963, S. 65—68) näher beschrieben ist, erfüllten präboreale Seen die gesamten Becken einschließlich der heutigen Verlandungsflächen. Im Verlauf des Boreals und Atlantikums verlandeten die Seen etwa bis auf ihr heutiges Ausmaß, vielleicht sogar darüber hinaus. Seit dem jüngeren Atlantikum eroberten die Seen in drei Überflutungsphasen Teile der Verlandungsflächen zurück. Diese von zwischengeschalteten Verlandungsphasen unterbrochenen Überflutungsphasen liegen im Jung-Atlantikum bis frühen Subboreal, im späten Subboreal bis frühen Subatlantikum und im Subatlantikum. Der aus Überflutungs- und Verlandungsmarken rekonstruierte Spiegelanstieg der Seen, der diese Entwicklung verursachte, beträgt, vom präboreal/borealen Niveau gerechnet, etwa 3,5 bis 4 m. Damit ist die erste der eingangs gestellten Fragen beantwortet.

2. Die umfassende boreale Verlandung der Seen hat hauptsächlich hydrographische und klimatische Ursachen. Eine direkte Verbindung zur Regression des Ancyclus-Sees ist nicht zu ziehen, da die Verlandung schon im frühen und mittleren Boreal stark im Fortschreiten war. Eine zusätzliche Verstärkung dieses Verlandungsprozesses durch die endboreale Regression ist dagegen möglich.

Die drei späteren Überflutungsphasen und die zwischengeschalteten Verlandungen sind dagegen eindeutig mit den Spiegelschwankungen der Ostsee verknüpft. Die Befunde decken sich gut mit der von anderen Autoren für die Boddenküste und für das Trebel-Recknitz-Tal erkannten Entwicklung. Der vom ansteigenden Ostseespiegel ausgehende Rückstau ließ die Seen zeitweise auf ihre Verlandungsflächen übergreifen; der Brackwassereintruch blieb dagegen auf die Unterläufe der Flüsse beschränkt.

3. Die zeitliche Übereinstimmung der Überflutungs- und Verlandungsphasen mit der von FAIRBRIDGE entworfenen Meeresspiegelkurve ist für die Zeit vom Jung-Atlantikum ab recht gut. Die jungatlantisch/subboreale Überflutungsphase dürfte mit dem hochlitorinen L II-Transgressionsstoß zu parallelisieren sein, die subboreal/subatlantische mit dem L III-Transgressionsstoß. Auch das Ausmaß der Spiegelschwankungen in den Seen dürfte — soweit rekonstruierbar — mit der genannten Spiegelkurve übereinstimmen. Liegen doch die Spiegel der drei untersuchten Seen zu Beginn der ersten Überflutungsphase ca. 3 m, zu Beginn der zweiten ca. 2 m und zu Beginn der dritten ca. 1 m unter dem Spiegelstand des vorigen Jahrhunderts.

Interessant erscheint ein Vergleich dieser Ergebnisse mit neueren Arbeiten aus dem südlichen Nordseeraum, die von W. MÜLLER (1962) zusammenfassend dargestellt wurden.

Gestützt auf die Arbeiten besonders deutscher und niederländischer Autoren, auf die umfangreichen Unterlagen der Marschenkartierung des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung sowie auf zahlreichere Radiokarbondatierungen, entwirft MÜLLER ein recht detailliertes Bild vom Ablauf der holozänen Meerestransgression an der südlichen Nordseeküste. Innerhalb des hier diskutierten Zeitabschnittes werden zwei jungatlantische, zwei subboreale und vier subatlantische Transgressionsstöße ausgegliedert. Sie sind durch Ruhephasen voneinander getrennt, die vor allem im Subboreal regressive Tendenzen aufweisen. Besonders die atlantischen, aber auch die subatlantischen Transgressionsstöße sind stärker als die subborealen. Der mittlere Hochwasserstand lag zu Beginn des jüngeren Atlantikums bei ca. —4 bis —3 m.

Im ganzen stimmen die hier vorgelegten Ergebnisse mit dem für die Nordsee entworfenen Bild überein. In absehbarer Zeit wird sicher auch für die südliche Ostsee eine ähnliche, detailliertere Gliederung entwickelt werden können. Nach den vorhandenen Arbeiten ist dies heute noch nicht möglich. Daß die vorliegende Untersuchung lediglich drei Transgressionsstöße erfaßte, kann verschiedene Ursachen haben: Die pollenanalytische Altersdatierung ist für eine Feingliederung zu ungenau, C<sub>14</sub>-Datierungen fehlen bisher. Da die Spiegelstände benachbarter Transgressionsstöße besonders im jüngeren Abschnitt der Entwicklung z. T. nur wenig voneinander abweichen, ist es möglich, daß die hier festgestellten Überflutungsphasen teilweise mehrere einander benachbarter Transgressionsstöße zusammenfassen. Schließlich sind in den Seen nur die Transgressionsstöße nachweisbar, bei denen der Spiegelanstieg rascher erfolgte als das Torfwachstum auf den Verlandungsflächen. Ebenso sind nur länger andauernde bzw. regressive Charakter tragende Ruhephasen feststellbar, die an den Seen eine stärkere Verlandung auslösten. Auch hier ist eine Zusammenfassung benachbarter Transgressionsstöße oder Ruhephasen erklärbar. Insgesamt scheint das hier gezeichnete Bild nur durch Untersuchungen wesentlich zu detaillieren sein, die näher an der Küste bzw. im Bereich der Bodden liegen. Hier ging es vor allem darum, landschaftsprägende Fernwirkungen der litorinen Ostseetransgression darzustellen.

Die holozäne Entwicklungsgeschichte der untersuchten Becken verläuft bis zum älteren Atlantikum selbständig — in einer normalen allmählichen Verlandung. Seit dem jüngeren Atlantikum ist sie mit dem Transgressionsgeschehen in der Ostsee gekoppelt. Dieser jüngere Entwicklungsabschnitt ist wesentlich vielfältiger, als dies bisher angenommen wurde. Die Fernwirkungen der litorinen Ostseetransgression reichen damit an den Flüssen des Untersuchungsgebietes bis zu 90 bis 120 km landeinwärts.

Eine Durchsicht neuerer Literatur aus dem Nordseebereich zeigt in dieser Hinsicht deutliche Unterschiede zur Ostsee. Hier sollen nur einige Arbeiten genannt werden. In seiner Untersuchung über die Entwicklung des Emstales zwischen Meppen und Dörpen kann H. MÜLLER (1956, S. 503) einen Einfluß der Nordsee-Transgression auf das ca. 7—10 m über NN liegende Tal nicht nachweisen. Auch im jüngeren Holozän dauerte dort die Flußeintiefung an. An der unteren Ems nördlich Leer erfolgte seit Ende der Bronzezeit eine Aufhöhung der Talaue von nur ca. 1 m (HAARNAGEL 1957). NIETSCH (1959, bes. S. 78) trug diese und noch andere Beispiele zusammen. Er widerlegt ältere Anschauungen (z. B. NATERMANN), daß die Wesertalaue oberhalb von Bremen bis etwa vor 1000 Jahren beträchtlich tiefer gelegen habe als heute, und daß sie seither als Fernwirkung der Transgression stark aufgehört wurde. Für das untere Elbtal vermutet er dasselbe. Er macht wahrscheinlich, daß der Meereseinfluß der Nordsee in den Flußtälern auf den Gezeitenbereich, d. h. auf die untersten Talabschnitte beschränkt blieb.

Die Fernwirkungen der Litorina-Transgression greifen in den Ostseeflüssen offensichtlich bedeutend weiter landeinwärts als in den Nordseeflüssen. Dies ist auf die Tatsache zurückzuführen, daß die Transgression im Altmoränengebiet an der

Nordsee in Flußtäler mit ausgeglichenem Gefälleprofil ein-griff, während die großenteils aus glaziären Schmelzwasserrinnen hervorgegangenen Flußtäler im Jungmoränengebiet an der Ostsee noch kein gleichmäßiges Gefälle zur Küste hin hatten. Ausnahmen machen hier-von wahrscheinlich nur große Flüsse mit starker Wasserführung, wie die Oder. Bei Er-reichung eines entsprechenden Spiegelstandes in der Ostsee mußten diese Täler daher rasch und auf weite Entfernungen durch Rückstau verändert werden.

#### Literatur

- FAIRBRIDGE, R. W.: The Changing Level of the Sea. *Scient. America* **202**, 70-79, 1960.
- FIRBAS, F.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. I, Jena 1949.
- FLORIN, St.: Bodenschwankungen in Schweden während des Spätquartärs. *Baltica* **1**, 233-264, Vilnius 1963.
- GEINITZ, E.: Die spätglaziale Senkung Norddeutschlands. *Sber. Abh. Naturforsch. Ges. Rostock*, NF **4**, 29-34, Rostock 1912. -- *Geologie Mecklenburgs*. Rostock 1922.
- GROHNE, U.: Zur Entwicklungsgeschichte des ostfriesischen Küstengebietes auf Grund botanischer Untersuchungen. *Probl. Küstenforsch. südl. Nordseegebiet* **6**, Hildesheim 1957.
- HAARNAGEL, W.: Die spätbronze-früheisenzeitliche Gehöftsiedlung Jemgum bei Leer auf dem linken Ufer der Ems. *Die Kunde* NF **8**, 2-44, Hannover 1957.
- HALLIK, R.: Pollenanalytische Untersuchungen im Postglazial Westpommerns. *N. Jb. Min. usw.* **88**, 40-84, 1943.
- HURTIG, Th.: Die mecklenburgische Boddenlandschaft und ihre entwicklungsgeschichtlichen Probleme. Berlin 1954. -- Zur Frage der postdiluvialen Überflutung der südwestlichen Ostseeküste. *Peterm. Geogr. Mitt.* **99**, 90-99, Gotha 1955. -- *Physische Geographie von Mecklenburg*. Berlin 1957. -- Zum Rätsel des Ancylussees. *Peterm. Geogr. Mitt.* **102**, 244-250, Gotha 1958. -- Das physisch-geographische Bild der Ostsee und ihrer Küstenabschnitte und das Problem der postdiluvialen Überflutung des Ostseebeckens. *Geogr. Ber.* **4**, 46-63, Berlin 1959. -- Fragen zur Genese der naturräumlichen Großeinheiten des Ostseeraumes. *Erdkd.* **20**, 287-298, Bonn 1966.
- KARBAUM, H. & REINHARD, H.: Gewässer des Festlandes. In: *Atlas der Bezirke Rostock, Schwerin und Neubrandenburg*. Textheft zu I: *Natur des Landes*, 71-79, Schwerin 1962.
- KEILHACK, K.: Die Entwicklung der glazialen Hydrographie Norddeutschlands. *Z. dt. Geol. Ges.* **50**, 77-83, Berlin 1898. -- Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerischen Küstengebietes. *Jb. Preuß. Geol. L.A. f.* 1898, 90-152, Berlin 1899. -- Begleitworte zur Karte der Endmoränen und Urstromtäler Norddeutschlands. *Jb. Preuß. Geol. L.A.* **30**, 507-510, Berlin 1909.
- KLIEWE, H.: Die spät- und nacheiszeitliche Formenentwicklung der Insel Usedom. *Habil. Schr. (Maschinenschr.)*, Greifswald 1957. -- Ergebnisse geomorphologischer Untersuchungen im Odermündungsraum. *Geogr. Ber.* **4**, 10-26, Berlin 1959. -- Die Insel Usedom in ihrer spät- und nacheiszeitlichen Formenentwicklung. Berlin 1960. -- Die holozäne Ostsee-geschichte im Blickfeld von Transgressionsvorgängen im Odermündungsraum. *Wiss. Z. Univ. Jena, math.-nat. Reihe* **11**, 135-140, Jena 1962. -- Fortschritte und Probleme bei der Erforschung der Küstenentwicklung an der südlichen Ostsee. *Baltica* **1**, 116-136, Vilnius 1963a. -- Quartäre Küstenlinien aus der Sicht des VI. Inqua-Kongresses 1961 in Warschau. *Geogr. Ber.* **8**, 130-145, Berlin 1963b. -- Zum Litorinamaximum aus süd-baltischer Sicht. *Wiss. Z. Univ. Jena, math.-nat. Reihe* **14**, 85-94, Jena 1965.
- KLIEWE, H. & REINHARD, H.: Zur Entwicklung des Ancylussees. *Peterm. Geogr. Mitt.* **104**, 163-172, Gotha 1960.
- KLOSE, H.: Die alten Stromtäler Vorpommerns, ihre Entstehung, ursprüngliche Gestalt und hydro-graphische Entwicklung im Zusammenhange mit der Litorinasenkung. *Jahresber. Geogr. Ges. Greifswald* **9**, Greifswald 1905.
- KRES, J.: *Deutsche Küstenflüsse*. Berlin 1911.
- LEVIN, E.: Zur Klimatologie und Hydrologie des Peenegebietes. *Diss.*, Greifswald 1914.
- MIKKELSEN, V. M.: Praestø Fjord. The development of the post-glacial vegetation and a contribution to the history of the Baltic Sea. *Dansk Bot. Ark., Dansk Bot. Forening*, **13**, 1-171, Kopenhagen 1949.
- MÜLLER, H.: Ein Beitrag zur holozänen Emstalentwicklung zwischen Meppen und Dörpen auf Grund von pollenanalytischen Untersuchungen. *Geol. Jb.* **71**, 491-504, 1956.



- MÜLLER, W.: Der Ablauf der holozänen Meerestransgression an der südlichen Nordseeküste und Folgerungen in bezug auf eine geochronologische Holozängliederung. Eiszeitalt. u. Gegenw. **13**, 197-226, Öhringen 1962.
- NIETSCH, H.: Zur spät- und nacheiszeitlichen Entwicklung einiger Flußtäler im nordwestlichen Deutschland. Z. dt. Geol. Ges. **104**, 29-40, 1952. - - Zur Auswertung von Talauenprofilen in Nordwestdeutschland. Eiszeitalt. u. Gegenw. **10**, 77-80, Öhringen 1959.
- OVERBECK, O. & GRIÉZ, J.: Mooruntersuchungen zur Rekurrenzflächenfrage und Siedlungsgeschichte in der Rhön. Flora **141**, 51-99, Jena 1954.
- REINHARD, H.: Küstenveränderungen und Küstenschutz der Insel Hiddensee. Berlin 1956. - - Beiträge zur Entwicklung der Küstenlandschaft der südlichen Ostsee. Geogr. Ber. **4**, 1-9, Berlin 1959. - - Beiträge zur Entwicklungsgeschichte des Grenztales (NE-Mecklenburg) und seine Beziehung zur Litorina-Transgression. Geologie **12**, 94-117, Berlin 1963a. - - Zur Genese tiefliegender Talsysteme Ost-Mecklenburgs und ihre Beziehung zur erdgeschichtlichen Entwicklung der Ostsee. Rep. VI<sup>th</sup> Internat. Congr. Quaternary, Warsaw 1961, III, Geomorph. Section, 273-283, Łódź 1963b.
- RICHTER, G.: Entstehung und Ausprägung spätglazialer Gletscherzungenbecken im Raum Mittelmecklenburg. Diss. (Maschinenschr.) Greifswald 1959. - - Untersuchungen zum spätglazialen Gletscherrückgang im mittleren Mecklenburg. Forsch. dt. Landeskd. **138**, Bad Godesberg 1963.
- RICHTER, K.: Die Eiszeit in Norddeutschland. Deutscher Boden **4**, Berlin 1937.
- SCHMIDT, H.: Der Strelasund und seine morphologischen Probleme. Berlin 1957. - - Kurze Mitteilung über einen Fund von *Ancylus fluviatilis* MÜLL. auf der Schmalen Heide (Insel Rügen). Arch. Freunde Naturgesch. Meckl. **5**, 372-378, 1959.
- SCHMITZ, H.: Die Waldgeschichte Ostholsteins und der zeitliche Verlauf der postglazialen Transgression an der holsteinischen Ostseeküste. Ber. dt. Bot. Ges. **66**, 151-166, Stuttgart 1953.
- SEIFERT, G.: Die postglaziale Geschichte der Warder und der Eichholz-Niederung bei Heiligenhafen. Meyniana **4**, 37-51, Kiel 1955.
- STAHL, R.: Aufbau, Entstehung und Geschichte mecklenburgischer Torfmoore. Mitt. Großherz. Meckl. Geol. L.A., **23**, 1-50, Rostock 1913.
- TAPPER, E.: Meeresgeschichte der Kieler und Lübecker Bucht im Postglazial. Geol. d. Meere u. Binnengew. **4**, 113-244, Berlin 1940.
- WALTER, G.: Das Teterower Seebecken. Arch. Ver. Freunde Naturgesch. Meckl. **72**, 26-80, Güstrow 1919.

Manusk. eingeg. 6. 7. 1967.

Anschrift d. Verf.: Dozent Dr. G. Richter, 33 Braunschweig, Pockelstraße 14, Geogr. Inst. d. T. U.