Ber. Naturhist. Ges.	118	Hannover 1974

Geologische und limnologische Untersuchungen zur Entstehungs- und Entwicklungsgeschichte des Dümmer

von Eberhard DAHMS*

Mit 17 Abbildungen und 3 Tabellen

INHALT

1. Einleitung

2. Allgemeiner Überblick
   2.1 Topographie, Morphologie und Klima des Dümmerbeckens
   2.2 Geologie des Dümmerbeckens
   2.3 Hydrographie und Limnologie des Sees

3. Geologische und limnologische Untersuchungen
   3.1 Arbeitsmethoden
   3.2 Ergebnisse der Untersuchungen
      3.2.1 Die Sedimenteinheiten (Stratigraphie)
         3.2.1.1 Sedimente unter den Seeablagerungen
         3.2.1.2 Spätglaziale Seeablagerungen und Torfe
         3.2.1.3 Postglaziale Seeablagerungen und Torfe
      3.2.2 Chemismus des Seewassers
      3.2.3 Die Schilfzonen

4. Entstehung des Sees
   4.1 Sagen und Legenden
   4.2 Ältere wissenschaftliche Theorien zur See-Entstehung
   4.3 Entstehung durch Thermokarstvorgänge

5. Entwicklungsgeschichte des Sees
   5.1 Entwicklung im Spätglazial
   5.2 Entwicklung im Postglazial

6. Zusammenfassung

7. Schrifttum

*Dr. Eberhard DAHMS, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3 Hannover-Buchholz, Stilleweg 2 (Postfach 230153)

1. EINLEITUNG

Im Rahmen geologischer Untersuchungen an niedersächsischen Binnengewässern wurde auch der Dümmer in einem mehrjährigen, durch Mittel des Niedersächsischen Zahlenlottos geförderten Programm bearbeitet.

Ziel dieser Untersuchungen war eine erneute Diskussion der Entstehung des Sees. DIENEMANN (1963) und PFAFFENBERG & DIENEMANN (1964) hatten sowohl den Dümmer als auch das, in vieler Hinsicht ähnliche, nur 60 km weiter östlich gelegene Steinhuder Meer als Windausblasungswanne gedeutet.

Nachdem GRAHLE (1968) auf Grund von Bohrungen für das Steinhuder Meer zu einer anderen Deutung gelangt war, wurde auch für den Dümmer eine neue umfassende Untersuchung für notwendig gehalten. Neben der mehr wissenschaftlichen Frage nach der Entstehung des Sees standen beim Dümmer auch Umweltprobleme zur Diskussion. Zusätzlich zu einer Untersuchung der älteren natürlichen Entwicklungsgeschichte des Sees sollte daher versucht werden, seine Veränderungen infolge der Eingriffe und Einwirkungen durch den Menschen aufzuzeigen, um daraus gegebenenfalls Folgerungen für die Umweltplanung bei diesem Gewässer ableiten zu können.

Von früheren Bearbeitern waren fast stets nur spezielle Bereiche untersucht worden. GRAEBNER & HUECK (1931) beschrieben die Ufervegetation, BORCHERDING (1889), REICHLING (1921) und KUMMERLOEWE (1955) vor allem die Makrofauna, LIENENKLAUS (1897), PERNER-MANEGOLD (1952) und HENSIEK (1955) die Mikrofauna und STRUCKMANN (1897), MICHAELSEN (1938), REINERTH (1939), PFAFFENBERG (1963) und DEICHMÜLLER (1968) berichteten über archaeologische Funde und Grabungen am Dümmer.

Gedanken zur Entstehung des Sees fanden sich bei GAGEL (1920), HALBFASS (1933), LOHMEYER (1925) und bei STILLE & BRINKMANN (1930).

Umfassendere Darstellungen des Sees gaben v.SANDEN-GUYA (1960), der in seiner Erzählung "Der große Binsensee" neben einer anschaulischen Schilderung des Landschaftsbildes auch eine Liste der vorkommenden Vogelarten gab sowie PFAFFENBERG & DIENEMANN (1964), die durch eigene Untersuchungen die Entstehung und Entwicklung des Sees zu klären versuchten. Ihre zahlreichen Bohrungen und Pollenanalysen erbrachten erstmals wissenschaftlich gesicherte Ergebnisse über die Entwicklungsgeschichte des Dümmers.

Die vorliegende Arbeit ist schließlich ebenfalls Teil einer umfassenderen Untersuchung des Sees und seiner Umgebung, die als Dissertation an der Freien Universität Berlin (DAHMS, 1972) durchgeführt worden ist.

Zur Zeit werden von Mitarbeitern des "Mellum Rates" ornithologische Untersuchungen durchgeführt,und daneben laufen seit einigen Jahren umfangreiche Untersuchungen über die Bisam-Population (AKKERMANN, Diss., i.Vorbereitg.).

2. ALLGEMEINER ÜBERBLICK

2.1 Topographie, Morphologie und Klima des Dümmerbeckens

Als Dümmer-Becken wird eine rund 300 km^2 große Niederung bezeichnet, die im Süden vom Stemweder Berg (180 m ü.NN), im Nordwesten von den Dammer Bergen (145 m) und im Norden und Nordosten vom Hohen Sühn bzw. dem Kellenberg (70 m) begrenzt wird. Nach Osten geht die Niederung ohne scharfe Grenze in weite Verebenungsflächen über, die bis zur Weser reichen,und nach Südwesten leitet das Große (Schweger) Moor ebenfalls ohne eine auffallende morphologische Grenze zur Hase-Niederung über.

Das Niveau des Beckens liegt zwischen 37 m und 38 m ü.NN und wird von den Hochmooren und einigen Grundmoränen- und Flugsandkuppen unterbrochen, die 40 m bis 45 m über Meereshöhe erreichen.

Die Morphogenese des Dümmerbeckens läßt sich in drei Abschnitte gliedern:

1. Tektonische Anlage

   Hebung des Stemweder Berges im Tertiär.

2. Glaziale Ausgestaltung

   Bildung der Stauchmoränenkette (Dammer Berge - Hoher Sühn - Kellenberg) und eines teilweise mit Grundmoräne ausgekleideten Beckens zwischen diesen Höhenzügen im Verlauf des Saale-Glazials.

3. Periglaziale Überprägung

   Einrumpfung der Höhenzüge und weitgehende Auffüllung der Täler durch fluviatile, niveofluviatile und äolische Sedimentation.

Postglaziale Vorgänge sind nach Untersuchungen am Osthang der Dammer Berge (MENSCHING, 1970) für die Morphologie des Gebietes unbedeutend.

Nach RÖTSCHKE (1961) liegt das Dümmer-Becken in einem maritimen Übergangsklima. Die Niederschläge liegen um 700 mm/Jahr und steigen im Einzugsgebiet von Hunte und Elze (Wiehengebirge) bis auf 800 mm an. Die mittlere Jahrestemperatur beträgt in Diepholz 8,9°C, das Januarmittel liegt bei 0,5°C und das Julimittel bei 17,6°C. Die tägliche Schwankung beträgt im Winter 5° bis 6°C und im Sommer 10° bis 12°C.

Westliche Winde, insbesondere Südwest- und Westwind, herrschen vor, sie machen insgesamt 58,8% aus gegenüber 29,4% östlicher Windrichtungen.



Abb.1 : Lage der größeren Seen Niedersachsens

----- Nordgrenze zutage anstehender mesozoischer Gesteine

— — — Orographische Grenze des Nordwestdeutschen Berglandes

Saalezeitliche Stauchmoränen (Drenthe-St., vereifacht)

Weichselzeitliche " (Frankfurter St. ")

2.2 Geologie des Dümmer-Beckens

Der geologische Bau des Dümmer-Beckens wird durch seine Lage an der Grenze zwischen dem einheitlich mit pleistozänen Sedimenten bedeckten Tiefland im Norden und dem aus mesozoischen Gesteinen aufgebauten nordwestdeutschen Bergland im Süden bestimmt (s.Abb.1). Der kleine Höhenzug von Stemweder Berg und Dielinger Klei, der das Dümmer-Becken im Süden begrenzt, besteht aus glaukonitischen Kalksandsteinen der Oberkreide (Campan) und ist an seinen Flanken von Flugsand und Sandlöß bedeckt. Auf dem Dielinger Klei weisen Geschiebe aus nordischem Kristallin und Flint auf die ehemalige Grundmoränenbedeckung hin.

Dammer Berge, Hoher Sühn und Kellenberg, als nördliche Umrahmung des Beckens, sind Teile einer ausgedehnten Stauch-Moränenkette, die sich in der Rehburger Phase des Drenthe-Stadiums der Saale-Eiszeit gebildet hat. Zahlreiche Sandgruben geben Aufschluß über den inneren Bau der Stauchmoränen. In den tiefsten Teilen der Gruben im Kellenberg finden sich meistens helle, z.T. kreuzgeschichtete, fluviatile Sande mit unterschiedlichem Gehalt an Fein- und Mittelkiesgeröllen, unter denen sich auch nordisches Material befindet. Darüber folgen in der Grube Gottwald (Wagenfeld-Bockel) rötliche, stark kreuzgeschichtete Fein- bis Mittelsande, die von einer geschiebelehmähnlichen Bank von 0,3 m Dicke nach oben begrenzt werden. In dieser Grube bildet eine Wechselfolge aus hellen Sanden und z.T. rötlich braunen Kieshorizonten mit viel Buntsandstein und Lyditgeröllen ("Wesermaterial" aus dem Süden) den oberen Abschluß. Die jüngste Flugsandbedeckung ist z.T. als Abraum weggeschoben. In der Sandgrube Wiechert (Rodemühlen) folgt über hellen, z.T. sehr kiesreichen Sanden eine bis zu 3 m dicke Bank aus dunkelgrünen, tonigen Glaukonitsanden, die 1973/74 auf einer Länge von etwa 50 m angeschnitten war (s.Abb.2). Es handelt sich dabei um eine durch das vorrückende Gletschereis aus dem Untergrund aufgeschleppte Schuppe aus schwach verfestigten marinen Ablagerungen der Tertiärformation. Über dieser Schuppe folgen ebenfalls kreuzgeschichtete, braune und sehr kiesreiche Sande mit Geröllen fast ausschließlich südlicher Herkunft.

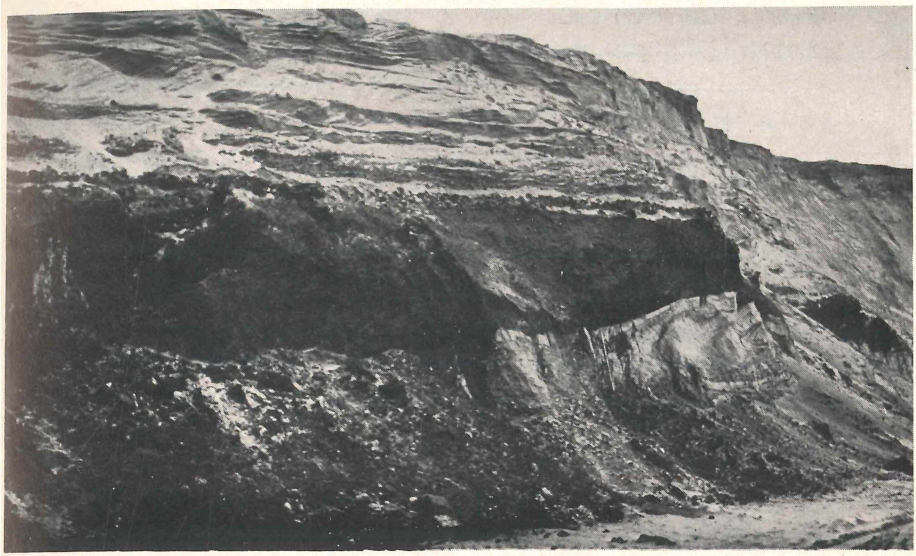
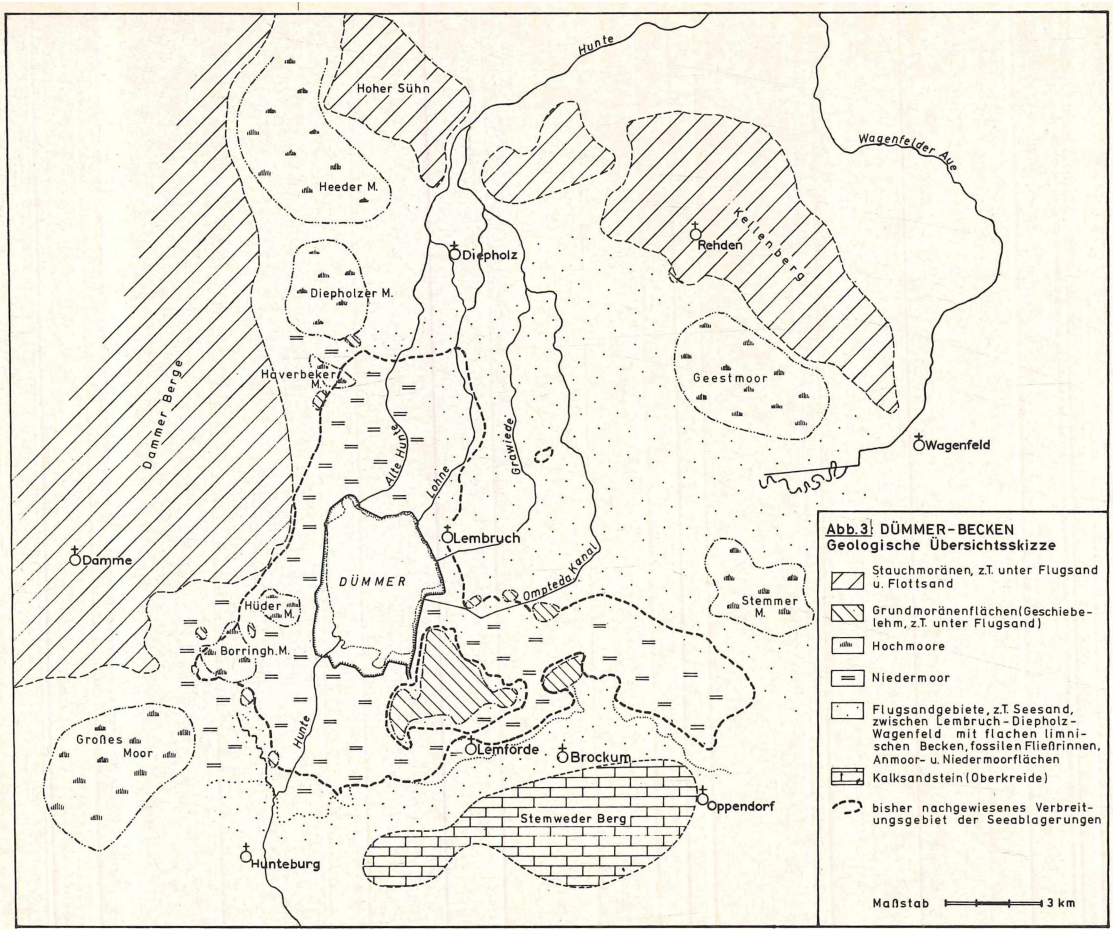


Abb.2 Kellenberg-Stauchmoräne. Schuppe aus tonigem Glaukonitsand (Tertiär) in pleistozänen Sanden (Sandgr. Wiechert)

Die Quartär-Sedimente im Dümmer-Becken selbst sind bisher noch nicht näher untersucht worden, da noch keine Bohrungen niedergebracht worden sind, die eine genaue Beschreibung der 40 m bis 50 m mächtigen Beckenfüllung erlaubt hätten.

Aus Untersuchungen benachbarter Gebiete (STILLE & BRINKMANN, 1930) geht hervor, daß Ablagerungen aller drei Eiszeiten und der beiden Interglaziale vorhanden sein können. PFAFFENBERG (1937) hat humose Bildungen mit Pollen und Diatomeen, die östlich von Burlage in 20 m Tiefe angetroffen worden sind, als Eem-Interglazial eingestuft. In Tiefen von 18 m bis 22 m sind auch im Bereich Lembruch-Eickhöpen in zahlreichen Bohrungen humose Schichten nachgewiesen worden. Stellenweise tritt hier in 30 m bis 35 m Tiefe eine zweite humose Schicht auf, die dem Holstein-Interglazial entsprechen könnte.

Die jüngere Beckenfüllung unter den Seeablagerungen besteht aus überwiegend kalkigem Feinsand mit Schluffeinlagerungen unterschiedlicher Mächtigkeit. An vielen Stellen in der westlichen und südlichen Umrandung des Sees kommen flache, teilweise


Hunte
Hoher Sühn
Heeder M.
Diepholz
Diepholzer M.
Rehden
Kellenberg
Wagenfelder Aue
Haverbeker M.
Dammer Berge
Geestmoor
Wagenfeld
Alte Hunte
Lohne
Grawiede
Damme
Lembruch
DÜMMER
Ompteda Kanal
Hüder M.
Stemmer M.
Borringh. M.
Großes Moor
Hunte
Lemförde
Brockum
Oppendorf
Stemweder Berg
Hunteburg
Abb. 3: DÜMMER-BECKEN
Geologische Übersichtsskizze
Stauchmoränen, z.T. unter Flugsand u. Flottsand
Grundmoränenflächen (Geschiebelehm, z.T. unter Flugsand)
Hochmoore
Niedermoor
Flugsandgebiete, z.T. Seesand, zwischen Lembruch-Diepholz-Wagenfeld mit flachen limnischen Becken, fossilen Fließrinnen, Anmoor- u. Niedermoorflächen
Kalksandstein (Oberkreide)
bisher nachgewiesenes Verbreitungsgebiet der Seeablagerungen
Maßstab 3 km

von Flugsand oder Torf bedeckte Geschiebelehmkuppen vor, die als Grundmoräne einer jüngeren Phase des Drenthe-Stadiums aufgefaßt werden. Vor allem im Norden und Osten der Niederung bilden Flugsande, teilweise auch Dünen die Geländeoberfläche.

Der tiefere Untergrund des Beckens ist aus einigen Bohrungen und aus geophysikalischen Untersuchungen in großen Zügen bekannt. Danach zieht sich vom Stemweder Berg eine aus den dort zutage anstehenden Kalksandsteinen der Oberkreide gebildete Mulde unter dem südlichen Dümmer-Becken hindurch nach Nordwesten in Richtung Damme. Sie wird als "Dammer-Oberkreide-Mulde" bezeichnet (STILLE & BRINKMANN, 1930). Diese Struktur wird auf der Nordseite von einer Aufwölbung von Wealden-Tonstein über einer Salzakkumulation in den Münder Mergeln (Obermalm/Jura) begrenzt, die als "Lembrucher Achse" bezeichnet wird. Hier bilden teilweise auch Gesteine der jüngeren Unterkreide die präquartäre Oberfläche. Im Osten und Nordosten des Dümmer-Bekkens folgen ebenfalls dunkle Tonsteine der Unterkreide, im Nordwesten dagegen sandig-toniges Tertiär unter den quartären Lockergesteinen.

Das Dümmer-Becken ist in seiner ursprünglichen Form also durch die Bildung der Stauchmoränenkette vor dem Nordrand des nordwestdeutschen Berglandes in einer frühen Phase des Drenthe-Stadiums der Saaleeiszeit entstanden. In der jüngeren Hamelner Phase drang das Eis dann über die Moränen hinweg weiter nach Süden vor und hinterließ in der Dümmer-Niederung eine Grundmoräne, die sowohl im Nordosten (b.Rehden), als auch im Nordwesten, im Haverbeker Moor, vor allem aber im Südwesten und Süden des Beckens noch in Form flacher Geschiebelehmkuppen erhalten ist (s.Abb.3). Diese Kuppen sind im Borringhauser Moor teilweise von Torf und im Südosten (Burlage, Sette, Mecklingen) von mehrere Meter mächtigem Flugsand bedeckt. Auf Grund der in zahlreichen Bohrungen in ca. 20 m Tiefe angetroffenen humosen Schichten mit Diatomeen-Resten kann vermutet werden, daß im zentralen Teil des Dümmer-Beckens, ähnlich wie im Steinhuder Meer-Becken, ein eemzeitlicher See bestanden hat.

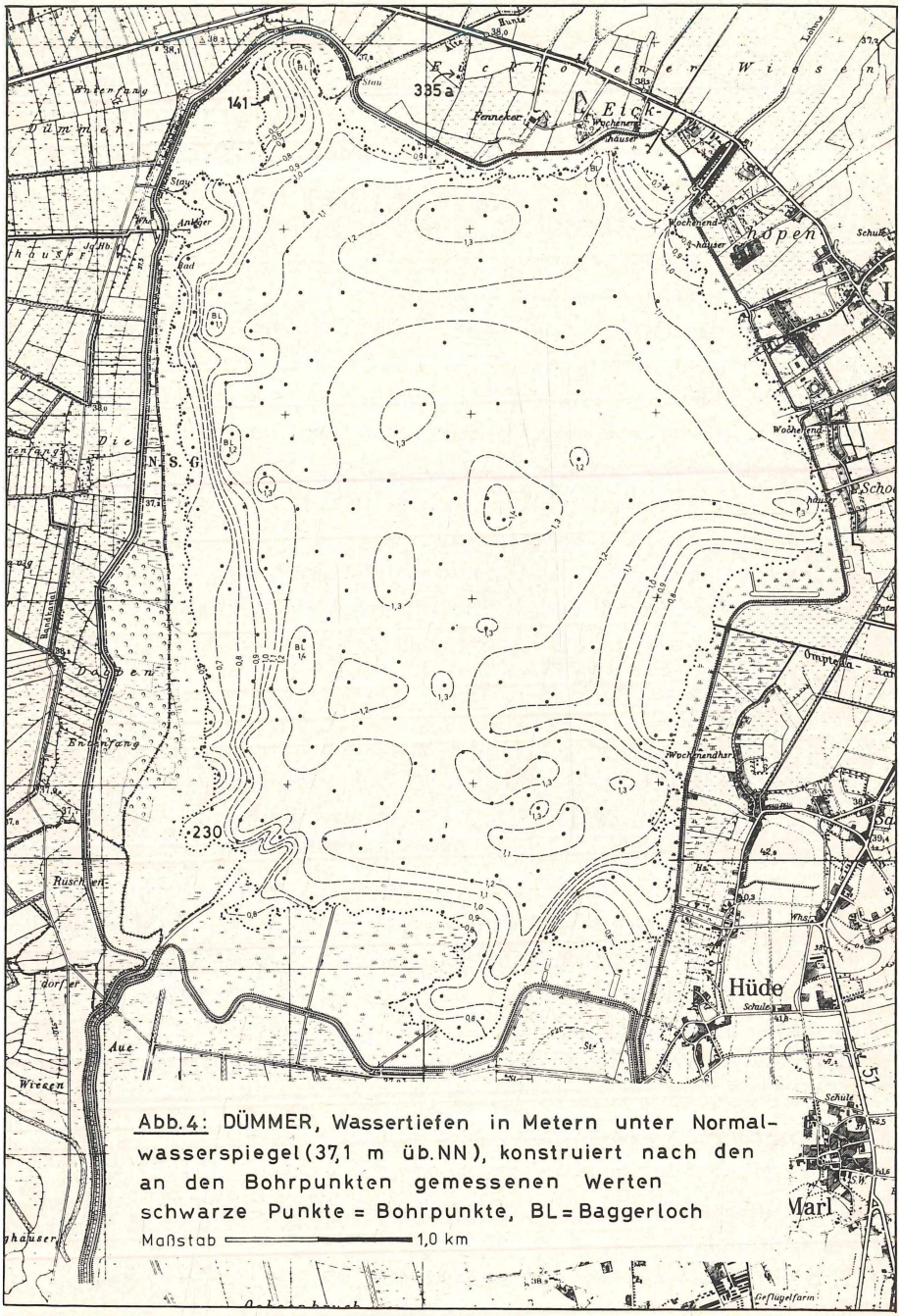


Abb. 4: DÜMMER, Wassertiefen in Metern unter Normalwasserspiegel (37,1 m üb. NN), konstruiert nach den an den Bohrpunkten gemessenen Werten
schwarze Punkte = Bohrpunkte, BL = Baggerloch
Maßstab 1,0 km

Dieser See sowie das gesamte Becken sind dann, vor allem unter den periglazialen Klimabedingungen der Weichseleiszeit, bis zum heutigen Niveau mit überwiegend sandigen, fluviatilen und äolischen Sedimenten aufgefüllt worden.

2.3 Hydrographie und Limnologie des Sees

In der älteren Literatur finden sich oft widersprüchliche Angaben über Größe und Tiefe des Dümmers. Im Verlauf der vorliegenden Untersuchungen wurden daher an Hand der bei den 250 Seebohrungen gemessenen Wassertiefen (Abb.4) und der Schilfkartierung folgende Daten neu ermittelt:

Tabelle 1

Zusammenstellung hydrographischer Daten, bezogen auf einen Wasserstand von 37,1 m ü.NN

Größe:	offene Wasserfläche ohne Schilfgürtel	12,1 km^2
" :	einschl. durchfluteter Schilfzonen	12,4 km^2
" :	einschl. der gesamten Schilf- und Wasserschwadenflächen (ohne Bruchwald und Mähwiesen)	15,0 km^2
" :	der gesamten eingedeichten Fläche	16,0 km^2
Wassertiefe:	größte Tiefe	1,5 m
	mittlere Tiefe	1,13 m
Volumen:		14 mio m^3

Unter natürlichen Bedingungen muß der Grundwasserspiegel im Dümmer-Becken wenige Dezimeter unter der Geländeoberfläche gestanden haben und an vielen Stellen frei zutage getreten sein. Da das Seebecken etwa 1,5 m (bei Beginn der See-Entwicklung bis 3 m) in die Umgebung eingesenkt ist, muß er sowohl durch Grundwasserzustrom als auch durch Oberflächenzuflüsse gespeist worden sein. Vor der Eindeichung mündeten eine ganze Reihe kleiner Bäche aus dem Süden, Westen und Nordwesten in den See (s.Abb.2 im Beitrag zum Symp. Flachseeforschung). Durch die Dränierung der gesamten Umgebung des Sees ist jedoch der Grundwasserspiegel gesenkt worden und der Grundwas-

serzustrom dürfte erheblich abgenommen haben. Unter den Mooren südlich und westlich des Dümmers wurde zwar bei den Bohrungen gespanntes Grundwasser angetroffen, jedoch wird dieser Grundwasserstrom wahrscheinlich durch den Randkanal abgefangen (der noch vertieft werden soll), so daß der See heute, nach den Meliorationsmaßnahmen und der Eindeichung fast ausschließlich durch die Hunte und durch Niederschlagswasser gespeist wird.

Das Einzugsgebiet des Dümmers ist nach Berechnungen des Wasserwirtschaftsamtes Sulingen rund 406 km^2 groß und reicht im Süden bis zum Wiehengebirge.

Der einzige natürliche Abfluß ist die Alte Hunte im Norden. Daneben bestehen zahlreiche künstlich angelegte Abflüsse, deren bedeutendster, die "Große Lohne", wahrscheinlich um 1600 n.Chr. angelegt worden ist und seitdem den Hauptabfluß bildet. Außer der Grawiede haben die anderen künstlichen Abflüsse nur geringe Bedeutung für den See, sie dienen mehr der Entwässerung seiner Umgebung.

Seit der Eindeichung wird der See als Hochwasserrückhaltebecken bewirtschaftet. Der Wasserspiegel kann bis auf eine Höhe von 38,1 m ü.NN angestaut werden.

Nach seinem Limnologischen Charakter ist der Dümmer als typischer Flachsee zu bezeichnen. Wasserspiegelanstiege von 0,6 m bis 0,8 m ließen ihn vor der Eindeichung auf das 6- bis 7-fache seiner Größe bei Niedrigwasser anwachsen. Submerse Wasserpflanzen (u.a. Characeen) kamen früher an vielen Stellen auch mitten im See vor und die Seebinsen reichen mit ihren inselartigen Vorkommen von Westen her bis fast zur Seemitte. Die Schilfzonen erreichen am Südufer mehr als 700 m Breite.

Der See weist keine Temperaturschichtung auf, da bei starkem Wind die Wellenbewegung bis zum Seeboden reicht. Im Sommer können bei hohen Lufttemperaturen langdauernd Temperaturen von über 20°C in der gesamten Wassermasse erreicht werden (PERNER-MANEGOLD, 1947).

Die Zusammensetzung der Bodenablagerungen, der Schilfzonen sowie die Verbreitung bestimmter Muschelgattungen sind im Dümmer kaum von der Wassertiefe, sondern hauptsächlich von der Wind- bzw. Wellenexposition abhängig. Es ist keine strenge Zonengliederung von Litoral bis Profundal oder Pelagial durchzuführen, sondern weite Bereiche wären als Sublitoralregion, am Süd- und Westufer sogar mit Teichcharakter einzustufen. Die weite freie Wasserfläche im Nordost- und Ostteil des Sees hat jedoch durch ihr reiches pflanzliches und tierisches Plankton limnopelagischen Charakter. Für die Chladoceren (Wasserflöhe) scheint die Größe des Gewässers ein ausreichender Ersatz für die mangelnde Tiefe zu sein (PERNER-MANEGOLD, 1952).

Der Arten- und Individuenreichtum der Vogelwelt des Dümmers ist wahrscheinlich auf die schnelle Ausuferung bei Hochwasser und die früher reiche Unterwasserflora zurückzuführen, die ein besonders großes Angebot an pflanzlicher und tierischer Nahrung boten.

Nach seinem Chemismus ist der Dümmer als eutropher, relativ sulfatreicher Bikarbonatsee zu bezeichnen.

3. GEOLOGISCHE UND LIMNOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN

3.1 Arbeitsmethoden

Als topographische Unterlage dienten Meßtischblätter 1:25000 und Ausschnittvergrößerungen der Seefläche mit Uferzonen im Maßstab 1:10 000. Daneben auch Luftbilder verschiedener Bildflüge zwischen 1955 und 1969, die vor allem bei der Übersichtskartierung der Schilfzonen sowie bei der Auffindung und Verfolgung alter Flußläufe und Strandlinien unentbehrlich waren. Zur Rekonstruktion der jüngeren Seegeschichte wurden historische Karten vom 16. - 18. Jahrhundert und auch die ältesten Meßtischblätter (1895) herangezogen. Schließlich waren zur Feststellung der Torf- und Muddemächtigkeiten auch Lagepläne der Entwässerungsgrabensysteme von großem Nutzen, da sie An-

gaben über zahlreiche Bohrungen zur Ermittlung der Tiefenlage des mineralischen Untergrundes enthalten.

Die Bohrungen im See wurden überwiegend mit einem 2 m langen Kolben-Stechrohr (DAHMS, 1972, S.25) und teilweise mit dem Moor-Kammerbohrer sowie mit einem Kolben-Bohrgerät nach MERKT & STREIF (1970) durchgeführt. Die Bohrungen in den verlandeten Gebieten und der weiteren Umgebung wurden überwiegend mit dem Marschenlöffel nach SCHÜTTE (BENTZ, 1961) und in Sanden oder bei größerer Bohrtiefe (max. 10 m) mit dem Sondierbohrer durchgeführt.

Die Festlegung der Bohrpunkte und der Entnahmepunkte für Wasserproben auf dem See erfolgte mit Hilfe eines Sextanten nach der Methode der Doppelwinkelmessung zwischen drei Landmarken.

Die Übersichtskartierung der Verlandungsvegetation erfolgte im Winter vom Eis aus, da die bis zu 700 m breiten Schilfgürtel im Sommer weder befahrbar noch begehbar sind.

Die Wasserproben wurden in 0,3 m Tiefe entnommen und unfiltriert in Plastikflaschen bis zur Untersuchung im Labor des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung aufbewahrt.

Die Untersuchung der Sedimente schloß eine Musterung der aufgeschnittenen Bohrkerne bei Auflicht unter dem Binokular bei 8- bis 30-facher Vergrößerung sowie nach Versetzen einer geringen Probenmenge mit Wasser und Glyzerin eine Musterung bei Durchlicht unter dem Mikroskop bei 125- bis 500-facher Vergrößerung ein.

Die übrigen Laboruntersuchungen, die in den Labors des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung und der Bundesanstalt für Bodenforschung durchgeführt worden sind, umfaßten folgende Einzeluntersuchungen:

Korngrößenanalysen der mineralischen Substanz einschließlich der Diatomeenreste, nach Zerstörung der Karbonate und der organischen Substanz

Glühverlustbestimmungen (nach mindestens 24 h Trocknung bei 105°C)

bei 500°C interpretiert als organische Substanz
bei 1000°C interpretiert als CO_2 bzw. umgerechnet auf $CaCO_3$

Weitere Komponenten wurden wie folgt bestimmt:

organisch gebundener Kohlenstoff	mit Kaliumdichromat
Kohlendioxid	gasvolumetrisch nach der SCHEIBLER-Methode
Sulfid-Schwefel	titrimetrisch mit Natriumthiosulfat
Gesamt-Schwefel	gravimetrisch als Bariumsulfat
Gesamt-Stickstoff	volumetrisch
Eisen	photometrisch
Kalzium	mit dem Atom-Absorptions-Spektrometer

Eine genauere Beschreibung der einzelnen Methoden findet sich bei STREIF (1970).

Zur Altersbestimmung der Sedimente wurden zahlreiche Pollenproben untersucht, deren Aufbereitung in der üblichen Weise mit Salzsäure, Kalilauge und Flußsäure durchgeführt wurde. Bei 500-facher Vergrößerung wurden jeweils mindestens 200 Pollenkörner gezählt, deren Bestimmung nach Vergleichspräparaten und den Abbildungen und Beschreibungen bei OVERBECK (1958) und ERDTMAN (1954) erfolgte.

3.2 Ergebnisse der Untersuchungen

Bei den Bohrungen in der Umgebung des Sees stellte sich heraus, daß die limnischen Ablagerungen unter den die heutige Oberfläche bildenden Hoch- und Niedermoortorfen sehr viel weiter verbreitet sind und oft eine erheblich größere Mächtig-

keit aufweisen als PFAFFENBERG & DIENEMANN (1964) angenommen hatten. Am Süd- und Westufer ließen sich in Form von Strandwällen fossile Uferlinien nachweisen (Abb.8). Östlich und nördlich des Sees ist es infolge der jährlichen großen Überschwemmungen in den älteren Seestadien offensichtlich nur an ganz wenigen Stellen zur Ausbildung von Uferstrukturen gekommen. Auch die Form des Seebeckens erwies sich als erheblich differenzierter sowohl im Hinblick auf die Uferlinien als auch im Hinblick auf das Relief des Seebodens (DAHMS, 1972, Abb.10 und 16).

3.2.1 Die Sedimenteinheiten (Stratigraphie)

3.2.1.1 Sedimente unter den Seeablagerungen

Geschiebelehm

In der Umrandung des Sees tritt an zahlreichen Stellen ein hellgraugrüner, kalkfreier, stark sandiger Lehm auf. Er führt viel gelbe und graue Flintgeschiebe aus der Kreideformation des Ostseegebietes und viel nordisches Kristallin in z.T. großen Blöcken. Anschnitte des Lehms finden sich in Gräben u.a. westlich der Sette und im Plackenbruch südwestlich von Haßlinge.

Korngrößenanalysen einer Probe aus dem Kemphauser Moor (Bhrg. 309a) südwestlich des Sees und aus der Sandgrube Mecklingen östlich des Sees zeigten folgende Zusammensetzung des Sediments:

Tabelle 2

Korngröße (mm)	Anteile in Gewichtsprozent der Trockenaubstanz Bhrg.309a	Sandgr.Mecklingen	Mittelwerte	
über 6,3		3,0		
2,0 -6,3	1,5	2,5	Kies	3,5
1,0 -2,0	1,9	2,0		
0,63 -1,0	3,0	3,3		
0,315-0,63	13,1	14,6		
0,2 -0,315	15,4	15,2	Sand	69,6
0,125-0,2	18,5	20,6		
0,063-0,125	15,0	16,9		
0,02 -0.063	7,5	5,6	Schluff u.	26,5
unter 0,02	21,1	19,3	Ton	

Die Analysen zeigen die für Geschiebelehm charakteristische breite Streuung der Korngrößenanteile vom Ton bis zum Kies. Die Sortierungswerte liegen bei 2,2 bzw. 2,4 und die Medianwerte betragen 0,145 mm. Das Sediment ist als schluffig-sandiger Geschiebelehm zu bezeichnen. Die Mächtigkeiten liegen nach Angaben von DIENEMANN (1961) und einer ortsansässigen Bohrfirma zwischen 5 m und 10 m.

Basissand

Bei den meisten Bohrungen im See und in den verlandeten Gebieten wurde unter den Mudden und Seesanden ein beige- bis hellgrauer, kalkiger Feinsand angetroffen. An seiner Oberfläche ist stets eine Feinkiesanreicherung festzustellen, aber auch innerhalb dieser als Basissand bezeichneten Schicht treten Feinkieslagen auf. Der Kiesanteil enthält nördlich des Stemweder Berges zahlreiche mürbe, entkalkte Gerölle der glaukonitreichen Oberkreidemergel. Nach Norden nimmt die Menge dieser Gerölle lokaler Herkunft ab und Flint und nordisches Kristallin sowie Lydit stellen die Hauptkieskomponenten. Der Sand besteht größtenteils aus durchsichtigen Quarzkörnern, milchweiße und rosa Quarze fallen kaum ins Gewicht. Glaukonit ist im Gegensatz zu anderen dunklen Mineralien nicht selten. In dieser Sedimentfolge treten in unterschiedlicher Tiefe und mit wechselnder Häufigkeit und Stärke schluffig-tonige Zwischenlagen auf.

Die Kalkgehalte in den Sanden bleiben unter 2% und steigen in den Schlufflagen bis auf über 7% an. Der Kalk tritt als Bindemittel zwischen dem Sand und den Schluffkörnern auf.

Die Basissandfolge hat sich unter dem periglazialen Klima der Weichseleiszeit im Dümmer-Becken abgelagert. Von den umliegenden Moränenzügen und vom Stemweder Berg sowie auch von den Grundmoränenkuppen innerhalb des Beckens wurde durch Wasser

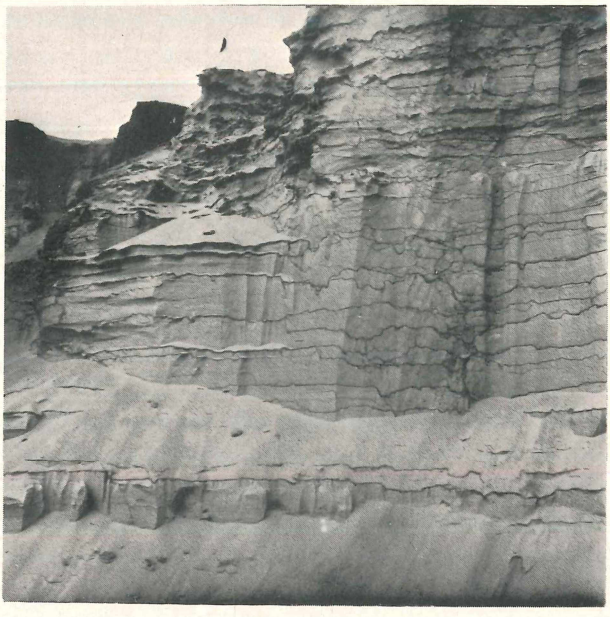


Abb.5 Flugsanddecke am Nordhang des Stemweder Berges (Brockum)
Höhe der Wand ca. 1,2 m



Abb.6 Düne "auf dem Bröken" östl. von Brockum.
Höhe ca. 8 m, links (Westen) die flache Luvseite

und Wind das Sedimentmaterial in die ehemals tieferen Teile transportiert. Die Schichtfolge ist insgesamt also als fluviatile Bildung mit äolischen und limnischen Einschaltungen zu bezeichnen.

Flugsande

Flugsanddecken und Dünen sind im Dümmer-Becken sehr verbreitet. Eine Unterscheidung von den Basissanden sowie auch vom Seesand des Dümmers war oft unsicher, weil die Kornverteilung in diesen Sedimenten sehr änlich sein kann, da Flugsande und Seesand durch Aufarbeitung bzw. Umlagerung aus dem Basissand entstanden sein können.

Es handelt sich um hell beigefarbene, mehr oder weniger mittelsandige Feinsande mit geringem Grobsandanteil. Nur selten sind grobsandreiche, feinkiesführende Lagen, wie etwa "auf dem Bröken" (Brockum) und "Berglage" (östl.v.Burlage) anzutreffen. Hier handelt es sich um Dünen. Der Sand ist oft bis in 1 m Tiefe entschichtet und zeigt fast immer ein Podsol-Profil (Abb.5).

Die Mächtigkeit wechselt zwischen 1 m und 3 m im Bereich der Grundmoränenkuppen von Sandbrink-Marl-Hagewede, der Sette oder Mecklingen und erreicht in dem Dünengebiet östlich Brockum über 8 m (Abb.6). Das Alter der Flugsandbildungen wird ebenfalls unterschiedlich sein. Nach VIERHUFF (1967) fallen die starken Flugsandbildungen in die Zeit des jüngeren Weichselhochglazials. Aber auch in den trocken-kalten Phasen des Spätglazials sind noch Flugsandablagerungen entstanden und WILL (1970) hält es für möglich, daß am Nordhang des Stemweder Berges noch in historischer Zeit erhebliche Sandverwehungen aufgetreten sind.

3.2.1.2 Spätglaziale Seeablagerungen

Hellgraue, kalkige Tone und Schluffe

An zahlreichen Stellen bilden hellgraue, blaugraue oder dunkelgraue Tone und Schluffe die Basis der limnischen Abfolge.

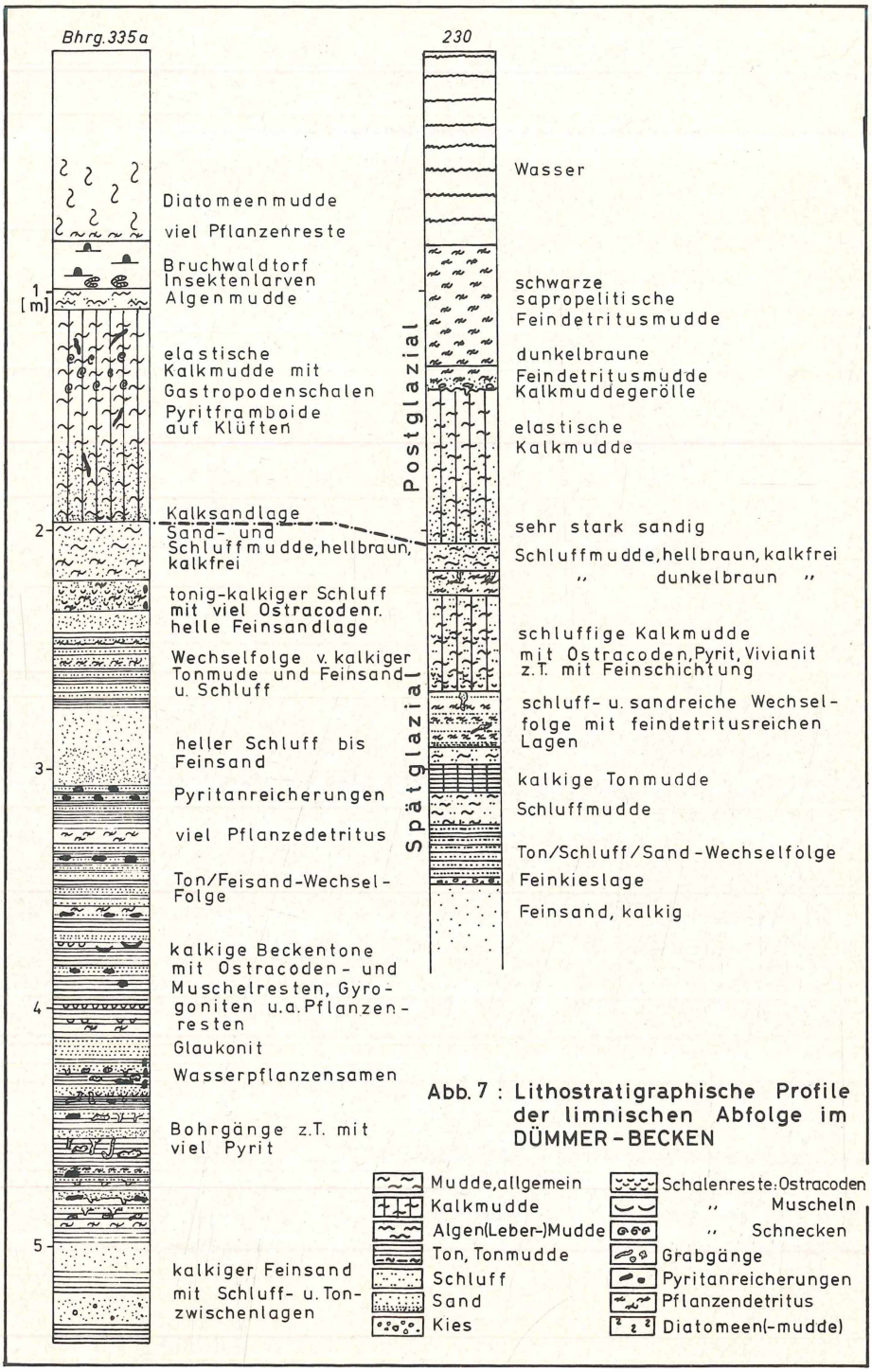


Abb. 7 : Lithostratigraphische Profile der limnischen Abfolge im DÜMMER-BECKEN

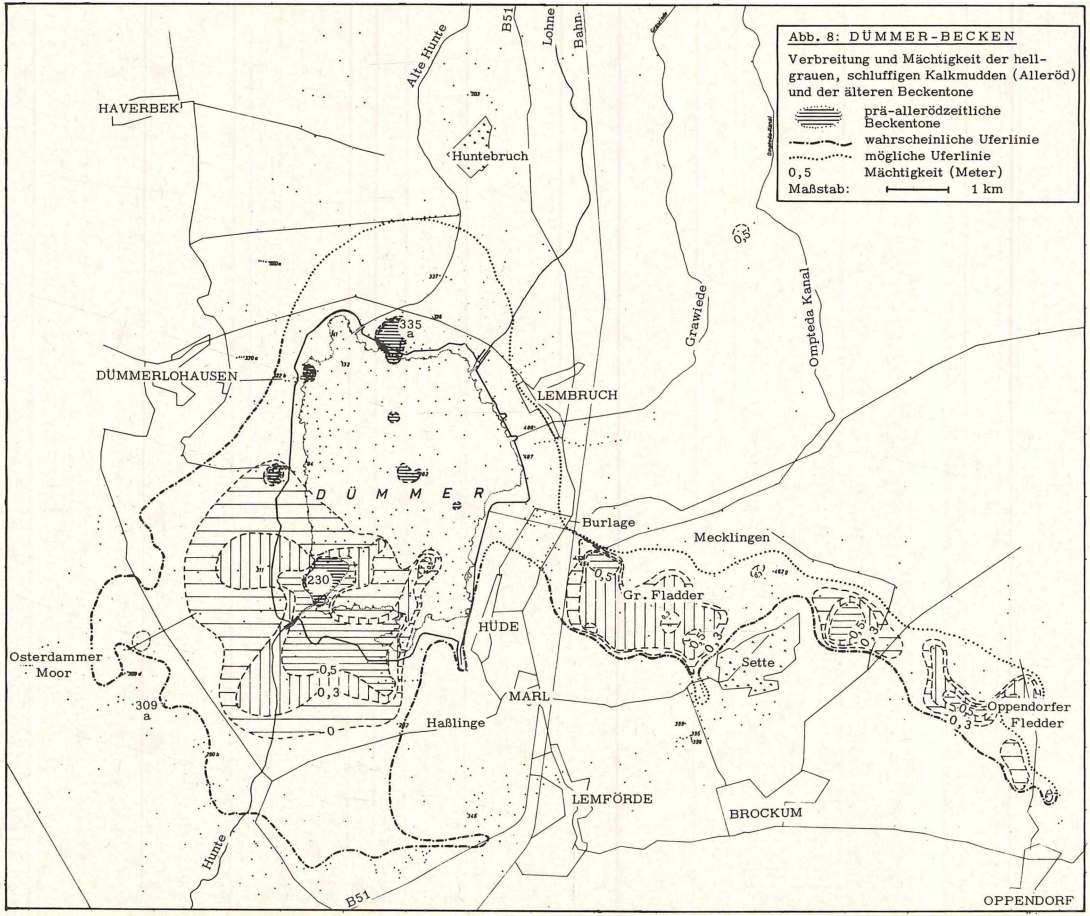
Häufig ist eine Wechsellagerung von feineren und gröberen, feinsandigen Lagen zu beobachten. Der Kalkgehalt der tonreichen Lagen beträgt 15% bis 25%. Die dunkelgrauen Partien entwickeln bei Zugabe von Salzsäure Schwefelwasserstoffgeruch. Bohrgänge mit Anreicherungen von Pyrit sind häufig, Reste von Ostracoden und Muscheln, Gyrogonite (Hüllen von Characeen-Oogonien) und Samen höherer Wasserpflanzen (Myriophyllum) treten in stark wechselnder Menge in den feinkörnigen Lagen auf. Unter den Algen sind die kältetoleranten Diatomeen häufig, während die später so zahlreichen Chlorophyceen (z.B. Pediastren) noch sehr selten anzutreffen sind (DAHMS, 1972, S.45).

Diese Ablagerungen treten in größeren Vorkommen im Norden und Süden des Sees, aber auch in einer Reihe kleinerer Vorkommen über die gesamte Seefläche verstreut auf.

Die Mächtigkeiten schwanken zwischen 0,2 m und fast 3 m (Abb.7). Nach pollenanalytischen Stichproben sind sie seit Beginn des Spätglazials, die tiefsten Horizonte vielleicht schon im Hochglazial, abgelagert worden. Es handelt sich um kaltzeitliche limnische Sedimente, die man als periglaziäre Becken- oder Bändertone bezeichnen kann.

"Alte" Braunmoos- und Seggentorfe

Im südlichen und südöstlichen Teil des Dümmer-Beckens findet sich zwischen den limnischen Sedimenten und dem Basissand häufig eine dünne Torflage. Es handelt sich um rötlich-braunen, meist nur schwach zersetzten Torf, der aus Braunmoos-, Seggen-, Flechten- und Wurzelresten besteht. Samen von Menyanthes trifoliata (Fieberklee) treten häufig darin auf. Die südöstlichen Nebenbecken des Sees sind z.T. flächenhaft mit einer bis zu 0,3 m mächtigen Torflage ausgekleidet (DAHMS, 1972, Abb.15), während diese alten Torfe im südlichen Teil des Hauptbeckens nur an einzelnen Stellen anzutreffen sind. Eine im Labor des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung ausgeführte ^{14}C-Analyse ergab 11.475 ± 440 Jahre vor 1950, also frühe Alleröd-zeit. Die Pollenanalysen deuten auf einen möglicherweise noch früheren Beginn der Torfbildung hin. Sie sind danach als


Abb. 8: DÜMMER-BECKEN
Verbreitung und Mächtigkeit der hellgrauen, schluffigen Kalkmudden (Alleröd) und der älteren Beckentone
prä-allerödzeitliche Beckentone
wahrscheinliche Uferlinie
mögliche Uferlinie
0,5 Mächtigkeit (Meter)
Maßstab: 1 km
HAVERBEK
Alte Hunte
B51
Lohne
Bahn
Huntebruch
335 a
DÜMMERLOHAUSEN
LEMBRUCH
Grawiede
Ompteda Kanal
D Ü M M E R
Burlage
Mecklingen
230
Gr. Fladder
HÜDE
Osterdammer Moor
309 a
Sette
MARL
Haßlinge
Oppendorfer Fledder
LEMFÖRDE
BROCKUM
Hunte
B51
OPPENDORF

Bildungen einer feuchten Niederung, teilweise noch unter kaltem Periglazialklima anzusehen.

"Alte" dunkelbraune Feindetritosmudden

Die Braunmoostorfe gehen zum Hangenden häufig in eine dunkelbraune Feindetritusmudde über oder diese Mudde folgt direkt über einer 5 cm bis 20 cm mächtigen mittelsand- bis feinkiesreichen Lage, die als limnisches Transgressionskonglomerat gedeutet werden kann. Die Mudde besteht hauptsächlich aus Braunmoos- und Seggenresten. Samen von Fieberklee sind wiederum reichlich vorhanden. Der Sandgehalt ist hoch, wenn die Mudde über Sand liegt, dagegen aber niedrig, wenn sie den Braunmoostorf überdeckt. Nach oben geht diese Mudde in schluffige Kalkmudden oder -- im sublitoralen Bereich -- in Mudde-Sand-Wechselfolgen über. Sie kann in ufernahen Bereichen auch durch eine Wechsellagerung von Sand mit dunkelbraunen Feindetrituslagen vertreten werden.

Die Mächtigkeit beträgt allgemein nur etwa 10 cm bis 20 cm. Trotzdem ist diese Mudde im gesamten Südteil des Seebeckens vom Oppendorfer Fledder bis zum Kemphauser Moor verbreitet. Sie ist durch Aufarbeitung der Torfe im frühen Alleröd-Interstadial entstanden.

Hellgraue, schluffige Kalkmudden

Hellgraue, teilweise auch hellgrünlich-, bräunlich- oder olivgraue, schmierig-plastische Kalkmudden bilden den ersten großflächig verbreiteten Muddehorizont im Seebecken (Abb.8).

Bohrgänge und Wurzelhohlräume sind von einem helleren, bräunlichen Hof umgeben, der vermutlich auf Oxidation der Eisenverbindungen zurückzuführen ist. Die Schluffanteile sind überall erheblich und die Sandbeimengung wechselt je nach Ufernähe des Ablagerungsortes.

Der Kalkgehalt kann bis auf 25% ansteigen. Der Gehalt an organischer Substanz liegt im mittleren Teil bei etwa 15%, im tieferen Teil niedriger und in den oberen, z.T. feindetritusreichen Lagen wiederum höher (Abb.12).

Pyrit und Vivianit sind in den Bohrkernen häufig im Zusammenhang mit Anreicherungen von Ostracoden-Schalen zu beobachten gewesen. Auch Characeenreste sind verbreitet, besonders reichlich im mittleren Teil der Muddeschicht. In den südöstlichen Nebenbecken Groß Fladder und Oppendorfer Fledder treten im hellweißen, seekreideähnlich ausgebildeten unteren Teil auch häufig größere Molluskenreste auf. Diatomeen sind allgemein im unteren Teil häufig, während nach oben Chlorophyceen (Pediastren) reichlicher auftreten.

Die Mächtigkeit dieses Horizontes liegt bei 0,3 m und steigt stellenweise bis 0,5 m an.

Nach den Pollenanalysen der Bohrung 230 und einigen Stichprobenzählungen an anderen Stellen sind diese Ablagerungen im Alleröd-Interstadial entstanden.

Hellbraune, kalkfreie Mudden

Hellbraune, kalkfreie, schluffige Mudden und Wechsellagerungen dieser Mudden mit hellgrauen, meistens gut sortierten Feinsanden, sind im Dümmer-Becken sehr verbreitet. An Stellen, an denen das Sediment einheitlich als Mudde ausgebildet ist, nimmt der Schluff- und Sandgehalt nach oben zu,und gleichzeitig ist oft eine Änderung des Farbtons von graugrün nach hellbraun zu beobachten. In diesem Horizont kommen alle Übergänge von Mudde über sandige Wechsellagerungen bis zu Seesand vor. Die hellbraunen, sandarmen Lagen können bis zu 25% organische Substanz enthalten und weit überwiegend aus Pediastrenresten bestehen. Pyritkristalle sind selten und, unter Beibehaltung der äußeren Kristalltracht, meistens in Hydroxid umgewandelt. Insgesamt kann dieses Sediment als Randfazies bezeichnet werden, die bei stark schwankendem Wasserspiegel weite Teile der uferfernen,

sonst als Pelagial zu bezeichnenden Seefläche erfassen kann. Die Mächtigkeiten schwanken zwischen Null (Schichtlücke) bis über 1 m und liegen im Mittel bei 0,3 m. Als hauptsächliche Entstehungszeit dieser Sedimente ist die Jüngere Tundrenzeit anzusehen, aber auch in jüngeren Seestadien treten noch ähnliche sandreiche Mudden im Flachwasserbereich auf.

3.2.1.3 Postglaziale Seeablagerungen und Torfe

Hellgraue, elastische Kalkmudden

Dieser Muddetyp bedeckt vor allem in den verlandeten Seegebieten sehr große Flächen (Abb.15). Beim Anlegen der Entwässerungsgräben in den den See umgebenden Niederungen, wurde die Mudde an vielen Stellen angeschnitten und ist daher den Anwohnern seit langem vertraut. Sie wird im Volksmund als "Meergeil" bezeichnet, was wahrscheinlich soviel wie "Ablagerung aus einer besonders fruchtbaren Periode des Meeres" bedeutet.

Auffallendstes Merkmal dieser Mudde ist die ausgeprägt elastische Konsistenz. Sie zeigt im frischen Zustand muscheligen Bruch und spaltet oft erst nach teilweiser Austrocknung auf Schichtflächen. Die Farben wechseln von hellgraugrün über beige, rosa, bis weißgrau. Der Schluff- und Sandgehalt ist im unteren Teil noch erheblich, nimmt aber nach oben sehr stark ab, während der Kalkgehalt die umgekehrte Tendenz zeigt (s.Abb.14).

In randlichen Lagen des Hauptbeckens und besonders reichlich im Brockumer Becken treten im oberen Teil stellenweise sehr viel kleine Süßwasserschnecken auf. Sie erreichen im letzteren Nebenbecken so hohe Individuenzahlen, daß man, bei über 90% Gesamtkalkgehalt, von echter Schneckenmudde bzw. Seekreide sprechen kann. Ostracodenreste sind vor allem im unteren Teil hin und wieder anzutreffen, bleiben aber viel seltener als in den älteren, tonig-kalkigen Mudden. Die unteren, schluffreichen Partien führen noch viel Diatomeenreste, während die höheren, elastischen Horizonte überwiegend aus feinstem Kalkschlamm und Resten von chroococcalen Cyanophyceen bestehen. Sie enthalten

große Mengen Algengallerte, die in Form glasiger Klümpchen vorliegen. Teilweise sind noch Reste der Zellen erkennbar. Nach freundlicherweise von Herrn Dr. K. BEHRE sen. durchgeführten Bestimmungen sind Vertreter der Gattung Microcystis KÜTZ. als hauptsächliche Gallertebildner anzusehen. Weitere Cyanophyceen, die besonders in den rosafarbenen Lagen (z.B. Bhrg.453) in großen Mengen auftreten, sind zu den Gattungen Coelosphaerium KÜTZ. oder Gomphosphaeria KÜTZ. zu stellen. Gomphosphaeria-Arten können orangerot oder fleischfarben sein, und die Rosafärbung der Muddehorizonte kann daher auf eine Massenentfaltung dieser Algenarten zurückgeführt werden.

Die Mächtigkeit der Mudden erreicht in der Burlager Rinne, der Verbindung zwischen Hauptbecken und Großen Fladder, mit 1,9 m ihren höchsten Wert. Sie liegt im übrigen zwischen 0,3 m und 1,0 m.

Der Ablagerungszeitraum dieser Mudde reicht vom Präboreal bis ins Atlantikum.

Olivgrüne bis olivbraune, elastische, kalkfreie Algenmudden

Farbe und Konsistenz lassen für diese Mudde auch die Bezeichnung "Leber"-Mudde berechtigt erscheinen. Die Elastizität ist noch ausgeprägter als bei der darunterliegenden Kalkmudde. In unmittelbarer Ufernähe tritt erheblicher Sandgehalt oder eine Wechsellagerung mit Seesand auf. Das uferfernere Sediment besteht wiederum überwiegend aus Algengallerte der o.g. Blaualgen-Gattungen. Daneben kommen auch Pediastren wieder häufiger vor.

Die Mächtigkeit liegt allgemein zwischen 0,1 m und 0,2 m und erreicht nur selten 0,4 m.

Die Algenmudde überdeckt auf weiten Gebieten die Kalkmudde und geht nach oben kontinuierlich in Schilf-, Seggen- oder Bruchwaldtorfe über. Sie kann auch als Uferfazies der Kalkmudden auftreten.

Das Alter ist dementsprechend unterschiedlich und reicht vom Präboreal bis ins Atlantikum.

Dunkelbraune bis hellgraue, z.T. diatomeenreiche Feindetritusmudden

Diese, sowohl in der Feldansprache als auch bei der mikroskopischen Analyse sehr variablen Sedimente, werden zusammengefaßt behandelt, weil sich der diatomeenreiche Typ bei der makroskopischen Beschreibung im Gelände kaum von dem diatomeenarmen unterscheiden läßt, solange nicht die organische Substanz weitgehend herausgelöst ist und der erstere Sedimenttyp dann eine weißgraue Farbe aufweist. In den Vorkommen am Westufer und im Südwestteil des rezenten Sees ist die gesamte Folge dunkelgraubraun und an der Basis stark schluffig bis sandig ausgebildet. Die Mudde liegt hier ständig unterhalb des Wasser- bzw. Grundwasserspiegels. In den verlandeten Gebieten nördlich und östlich des heutigen Sees ist der obere Teil grau bis grauweiß "kieselgurähnlich" und nur der untere Teil zeigt die ursprüngliche, dunkelbraune Farbe.

Es ist anzunehmen, daß in diesen gut drainierten Gebieten die organische Substanz durch versickerndes Regenwasser unter oxidierenden Bedingungen herausgelöst worden ist und das Sediment dadurch jene weißgraue Farbe annimmt,die es bei dem auffallend geringen Trockenraumgewicht sofort als Diatomit erkennbar macht.

Bei den Vorkommen am Westufer fehlen im unteren Teil die Diatomeen, aber auch nördlich und östlich des Sees waren sie zum Teil an der Basis nicht nachzuweisen. Die zarten Schalen sind wahrscheinlich bei chemischen Prozessen innerhalb des Sediments zersetzt worden. In den diatomeenreichen Partien sind nach einer Bestimmung von BROCKMANN (PFAFFENBERG & DIENEMANN, 1964) folgende Arten beherrschend: Melosira ambigua (GRUN.) O.MÜLL. und Fragilaria construens (EHR.) GRUN. in zahlreichen Varietäten. Im unteren Teil tritt auch die Aufwuchsform Gomphonema angustata KÜTZ. RBH. häufiger auf. Eine Liste von weiteren 50 Arten findet sich bei PFAFFENBERG & DIENEMANN (1964). Ein gro-

ßes zusammenhängendes Vorkommen dieser Mudden liegt im Südwesten des Seebeckens und das zweite, getrennt davon, reicht östlich des Sees von der Burlager Bucht bis zum Huntebruch (DAHMS, 1972, Abb.19).

Die Mächtigkeit liegt im allgemeinen zwischen 0,5 m und 0,8 m und erreicht an geschützten Stellen bis 1,2 m.

Der Ablagerungszeitraum reichte vom unteren Atlantikum bis ins 19. Jahrhundert, möglicherweise noch bis ins 20. Jahrhundert hinein. Er schließt also das Subboreal mit ein. Die Vorkommen östlich und nördlich des Sees weisen diese Mudden z.T. als Hochwasserbildungen aus, die während der früher regelmäßig eintretenden, monatelangen Hochwasserperioden landseitig vom Schilfgürtel abgelagert worden sind.

Schwarze, diatomeenreiche Feindetritusmudden

Hierunter sind die Sedimente des heutigen Sees, insbesondere des südlichen und westlichen Teils zu verstehen, da im Ostteil des Sees nur eine Umlagerung von Sand stattfindet. Die Farbe der Mudde wechselt zwischen grünlich-dunkelgrau und grauschwarz, trocken mittel- bis dunkelgrau. Die oberen 10 cm bis 30 cm sind sehr locker und leicht aufzuwirbeln ("Treibmudde"), der tiefere Teil ist dagegen geleeartig schwach verfestigt.

Der Sandgehalt nimmt innerhalb der Muddenfolge von unten nach oben und insgesamt in Richtung auf das Westufer stark ab. Die Gehalte an Kalk und organischer Substanz nehmen dagegen auf das Westufer hin zu. Sie erreichen in den ufernahen Proben 19% (Kalk) bzw. 30% (organ.Substanz).

Bei Salzsäurezugabe entweicht aus dem frischen Sediment neben Kohlendioxid auch Schwefelwasserstoff. Letzterer ist auf das Vorhandensein von Eisenmonosulfiden zurückzuführen, die auch für die Schwarzfärbung des Sediments verantwortlich sind. Pyritkristalle sind ebenfalls häufig zu erkennen. Bei den Algenresten tritt Scenedesmus quadricauda (FUR.) BREB. stellenweise

sehr zahlreich auf, während Pediastren und Tetraedren seltener vorkommen. Fädige Cyanophyceen kommen ebenfalls in großen Mengen vor, daneben auch Diatomeen, unter denen Fragilarien am häufigsten sind. Aber auch zahlreiche andere solitäre und koloniebildende Diatomeenarten weisen beachtliche Individuenzahlen auf (s.BEHRE, in diesem Band).

Teilweise bilden Algenreste die Hauptmasse der organischen Substanz. In anderen, vom Institut für Moorforschung und angewandte Bodenkunde (Bremen) des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung untersuchten Proben, bildeten dagegen Reste von Gefäßpflanzen die Hauptmasse des organischen Anteils.

Das Ablagerungsgebiet ist weitgehend auf den bei vorherrschend westlichen Winden geschützten Westuferbereich beschränkt. Hier erreicht die schwarze Mudde bis zu 0,6 m Mächtigkeit. Die durch die Sandentnahme für den Deichbau entstandenen ehemals bis 5 m tiefen Baggerlöcher sind ebenfalls mit dieser Mudde angefüllt.

Gröbere Detritusmudden

Braune bis grauschwarze Grobdetritusmudden, die aus Pflanzenresten bis Dezimeterlänge bestehen, sind an zahlreichen Stellen des Seebeckens anzutreffen. Eine Abgrenzung von Bruchwaldtorf ist mitunter schwierig, weil auch letzterer Algenreste führen kann und andererseits auch im ufernahen limnischen Bereich Holzreste vorkommen. Das Sediment besteht aus verschiedenen Schilfresten, Blättern, Zweigstücken,und es kann als Wechsellagerung mit Strand-Sand oder Algenmudden auftreten. In Analogie zu den heutigen Verhältnissen werden sich die Grobdetritusmudden als Uferbildung vor allem der schilfbestandenen Flächen von der postglazialen Wärmezeit bis heute gebildet haben.

Limnische Sande

In flachen oder ufernahen Bereichen des Sees, auch der verlandeten Zonen, sind häufig hellgraue oder hellgraubraune, meist gut sortierte Feinsande, seltener Mittel- oder Grobsande anzu-

treffen. Sie treten teilweise in Wechsellagerung mit dunkelbraunen Detritus- oder Wurzelfilzlagen auf oder zeigen einen diffus verteilten, schwachen Muddegehalt, der ihnen den bräunlichen Farbton verleiht. Sie sind im allgemeinen kalkfrei, es kommen aber auch kalkige Sande vor, z.B. an der Basis der frühpostglazialen Kalkmudde. Auch im Ostuferbereich des heutigen Sees kann der Seesand in Form zerriebener Muschelschalen einen gewissen Kalkgehalt aufweisen.

Die Mächtigkeit der Seesandablagerungen schwankt stark. Sie kann im Bereich der alten Strandwälle und Nehrungen mehr als 1 m betragen.

Torfe

In den verlandeten Teilen des Seebeckens folgen über den limnischen Sedimenten Schilf-, Seggen- und Bruchwaldtorfe, die teilweise schon von Hochmoor überwachsen waren. Die Hochmoore und teilweise auch Niedermoorflächen südlich, westlich und nördlich des Sees sind jedoch weitgehend abgetorft und drainiert und dienen heute als Weide- und Ackerland.

Eine Beschreibung der Torfe findet sich bei PFAFFENBERG & DIENEMANN (1964) und in neueren Arbeiten über die Moore in Niedersachsen (SCHNEEKLOTH & SCHNEIDER, 1972).

3.2.2 Chemismus des Seewassers
(s.auch Beitrag FAUTH & MERKT in diesem Band)

Die Untersuchungen von STAESCHE (1966) ergaben, daß Bikarbonatgehalt und Gesamthärte im Huntewasser merklich höher waren als im Seewasser.

Im Sommer 1967 wurden vom Chemischen Laboratorium Dr.Schuster (Osnabrück) einige, gemeinsam mit dem Verfasser entnommene Wasserproben untersucht. Sie zeigen wieder deutliche Unterschiede zwischen Huntewasser und Seewasser, die auf die biologischen Vorgänge in dem nährstoffreichen See zurückzuführen sind.

Die höheren pH-Werte im Ostuferbereich können darauf zurückgehen, daß hier Aktivitäten des Phytoplanktons den Chemismus beeinflussen, während die höhere elektrolytische Leitfähigkeit im Westuferbereich auf eine Zufuhr von Ionen aus der schwarzen Mudde hinweisen kann. In Tabelle 2 sind ebenfalls die Mittelwerte von 6, im Oktober 1968 an verschiedenen Stellen des Sees entnommenen Wasserproben enthalten, die im Labor des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung untersucht worden sind.

Tabelle 3

Chemismus des Dümmerwassers

	Werte vom Sommer 1967	
	Hunte	See (Mittelwert aus 13 Proben)
pH	7,5	9,4
Redoxpot.	26,7 mV	24,6 mV
Permanganat-Verbrauch	59 mg/l	69 mg/l
elektrolyt.Leitfähigkeit	300	339 10^{-6} mhos/cm

Werte vom Oktober 1968 (See)

HCO_3	147	mg/l	Gesamtstickstoff als NO_3	7,5 mg/l
SO_4	68	"	gelöster Gesamtphosphor als PO_4	1,2 "
NO_3	7,5	"	Permanganatverbrauch	54 "
Cl	44	"	Karbonathärte DH	6,7 "
Ca	69	"	Gesamthärte DGH	11,3
Mg	7,2	"		
Na	21,7	"		
K	10,4	"		

Im Vergleich mit anderen Seen Mitteleuropas fallen beim Dümmer die hohen Na- und K-Gehalte auf. Sie entsprechen den Gehalten im Huntewasser, sind also nicht auf Anreicherung im See durch Evaporation infolge des künstlichen Aufstaus zurückzuführen. Die Ca-, Cl- und SO_4-Gehalte sind ebenfalls beachtlich. Da im Quellgebiet der Hunte und ihrer Zuflüsse auch heute noch Erdfälle auftreten (DECHEND & MERKT, 1970), die durch Ablau-

gung von Salzgesteinen des Münder Mergels (Jura) entstehen, sind hier natürliche Ursachen für die genannten Ionengehalte vorhanden. Daneben werden aber außer Haus- und Industrieabwässern auch Abwässer des Kurortes Bad Essen in die Hunte geleitet, die Sole enthalten, so daß der Ionengehalt auch durch Abwässer erhöht wird. Wie Untersuchungen an holsteinischen Seen gezeigt haben (OHLE, 1955), wird durch Drainagemaßnahmen vor allem in landwirtschaftlich genutzten Niedermoorgebieten der Sulfatgehalt der Gewässer erhöht. Dies dürfte auch beim Dümmer der Fall sein.

Der für die gesamte jüngste See-Entwicklung entscheidende Phosphorgehalt liegt mit 0,6 bis 2,0 mg PO_4/l um bis zu zwei Zehnerpotenzen höher als in oligotrophen (nährstoffarmen) Seen.

Der Chemismus des Dümmers spiegelt die starke Beeinflussung durch die menschliche Besiedlung seines Einzugsgebietes eindeutig wider.

3.2.3 Die Schilfzonen

Der Dümmer ist als typischer Flachsee durch stellenweise sehr ausgedehnte Schilfzonen gekennzeichnet. Sie erreichen am West- und Ostufer bis 400 m und am Südufer bis über 600 m Breite. Es sind deutliche Unterschiede in der Verbreitung der einzelnen Schilfsorten erkennbar, die auf unterschiedlichen Nährstoffgehalt des Substrats bzw. unterschiedliche Wind- und Wellenexposition der Standorte hinweisen.

Die Schilfzonen des Ostufers

Im Bereich des Ostufers zeigt der Schilfgürtel eine recht einheitliche Gliederung. Die seewärtige Zone wird mit Ausnahme eines schmalen Streifens in der Burlager Bucht überall von Schilfrohr (Phragmites communis TRIN.) gebildet. Nur im Gebiet des Ompteda-Kanals sowie an der Großen Lohne finden sich am Außenrand einige kleine Binseninseln (Scirpus lacustris L.). Im Bereich der Grawiede sind stellenweise Binsen in die Schilfrohrbestände eingestreut.

Die Schilfrohrzone ist im Bereich des Ompteda-Kanals noch heute bis zu 400 m breit (Abb.9), weiter nördlich dagegen oft nur noch 10 m bis 30 m. Landseitig, vor dem Deichfuß, schließt sich die Wasserschwadenzone (Glyceria maxima HARTM.) an, die bereits eine mehr oder weniger feste Wurzeldecke bildet und teilweise schon begehbar ist. Im Grenzbereich zwischen den beiden Zonen sind Vorkommen von schmalblättrigen Rohrkolben (Typha angustifolia L.), seltener von breitblätterigen Rohrkolben (Typha latifolia L.) eingeschaltet. Die Breite des Wasserschwadenstreifens schwankt zwischen 10 m und 40 m. Diese Zone leitet die eigentliche Verlandung ein. Die Wasserschwadengesellschaft ist auf Standorte vor dem Deichfuß beschränkt, wo es durch absinkendes Binsen- und Altschilfgetreibsel zur Bildung eines nährstoffreichen Substrats kommt. Der Seesand am seewärtigen Rand der Schilfrohrbestände enthält dagegen weniger als 1% organ. Substanz.

Die Schilfzonen des Nordufers

Der Schilfgürtel am Nordufer ist im mittleren Teil recht schmal und wird hier ebenfalls von Schilfrohr beherrscht. Es existiert nur ein schmaler Wasserschwadenstreifen vor dem Deich, wiederum mit schmalblätterigen Rohrkolben im Grenzbereich zwischen beiden Gesellschaften. Im Bereich der Wätering im Osten sind einige Binseninseln vorgelagert. Im Gebiet der Alten Hunte (im Westen) ist die Wasserschwadenzone bis zu 100 m breit und es treten auch größere, von breitblätterigen Rohrkolben bestandene Flächen auf. Daneben kommen hier in den äußeren, sehr lichten Schilfrohrbeständen auch See- und Teichrosen (Nymphaea alba L. und Nuphar luteum SMITH) vor. Der Rand der dichten Wurzeldecke wird hier von einer artenreichen Flora gebildet, die u.a. auch Seggen, Sparganium erectum L. (Ästiger Igelkolben), Acorus calamus L. (Kalmus), Rumex hydrolaphatum HUDSON (Flußampfer) sowie zahlreiche andere dikotyledone Blütenpflanzen aufweist.

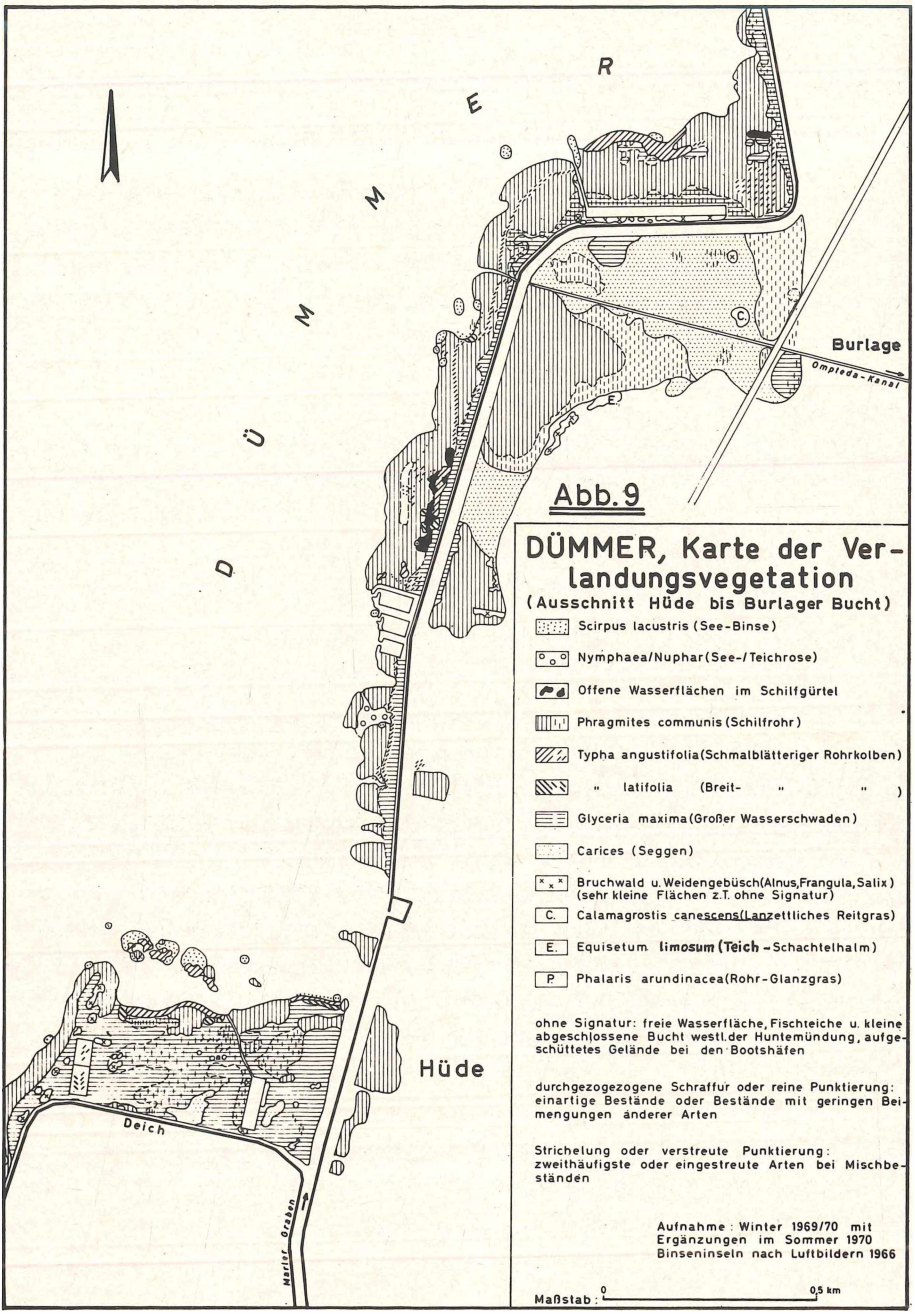


Abb. 9

DÜMMER, Karte der Verlandungsvegetation

(Ausschnitt Hüde bis Burlager Bucht)

- Scirpus lacustris (See-Binse)
- Nymphaea/Nuphar (See-/Teichrose)
- Offene Wasserflächen im Schilfgürtel
- Phragmites communis (Schilfrohr)
- Typha angustifolia (Schmalblätteriger Rohrkolben)
- " latifolia (Breit- " ")
- Glyceria maxima (Großer Wasserschwaden)
- Carices (Seggen)
- Bruchwald u. Weidengebüsch (Alnus, Frangula, Salix) (sehr kleine Flächen z.T. ohne Signatur)
- C. Calamagrostis canescens (Lanzettliches Reitgras)
- E. Equisetum limosum (Teich-Schachtelhalm)
- P Phalaris arundinacea (Rohr-Glanzgras)

ohne Signatur: freie Wasserfläche, Fischteiche u. kleine abgeschlossene Bucht westl. der Huntemündung, aufgeschüttetes Gelände bei den Bootshäfen

durchgezogezogene Schraffur oder reine Punktierung: einartige Bestände oder Bestände mit geringen Beimengungen änderer Arten

Strichelung oder verstreute Punktierung: zweithäufigste oder eingestreute Arten bei Mischbeständen

Aufnahme: Winter 1969/70 mit Ergänzungen im Sommer 1970
Binseninseln nach Luftbildern 1966

Maßstab: 0 — 0,5 km

Die Schilfzonen des Westufers

Der Schilfgürtel am Westufer zeigt ein völlig anderes Bild. Zunächst ist etwa das westliche Seedrittel auf seiner gesamten Längserstreckung von Binseninseln durchsetzt (s.Beitrag DAHMS, Symposium Flachseeforschung, in diesem Band). Es handelt sich fast immer um einartige Bestände von Scirpus lacustris, die teils kreisförmige, teils unregelmäßige Umrisse haben und Durchmesser von wenigen Dezimetern bis zu 50 m aufweisen. Nördlich des Olga-Hafens und südlich des Clarholzer Segler Hafens liegen große See- und Teichrosenfelder vor dem Ufer. Sie sind durch die Binseninseln bei Ostwind vor Seegang geschützt. Diese beiden Pflanzengesellschaften geben diesem Teil des Sees einen teichartigen Charakter.

Am Westufer der Nordbucht bestehen noch breite Schilfrohrflächen, die auf der Landseite von Wasserschwaden durchsetzt sind. Auf dem am seewärtigen Rand innerhalb der Schilfrohrbestände abgelagerten Schlamm haben sich Wasserschwaden und breitblätterige Rohrkolben ausgebreitet. In der Nordwestecke finden sich am äußersten Rand des Schilfgürtels daneben u.a. Solanum dulcamara L. (bittersüßer Nachtschatten), Cicuta virosa L. (Wasserschierling), Flußampfer, Bidens tripartitus L. (Zweizahn), Lycopus europaeus L. (Wolfstrapp) und viel Epilobium (Weidenröschen) sowie Eupatorium cannabinum (Wasserhanf).

Weiter südlich zeigt der Schilfgürtel eine deutliche Zonengliederung. Auf der Landseite befinden sich Seggenwiesen, die z.T. von Sphagnen und z.T. von Süßgras, insbesondere Calamagrostis canescens L. (Lanzettliches Reitgras) durchsetzt sind. Davor folgt ein teilweise nur schmaler Streifen von Wasserschwaden, der seewärts in Schilfrohrbestände überleitet. Die Schilfrohrflächen reichen nur noch an wenigen Stellen bis an das offene Wasser. Im allgemeinen bildet hier ein Bestand von breitblätterigen Rohrkolben oder von Wasserschwaden den seewärtigen Rand des Schilfgürtels. An der unmittelbaren Grenze zum freien Wasser findet sich fast durchgehend ein nur 1 m bis 2 m breiter Streifen aus Wasserschwaden, schmalblätterigen Rohrkolben, bittersüßem Nachtschatten, Wasserschierling und Flußampfer, in

dem u.a. auch ästige Igelkolben, Weidenröschen, Zweizahn, Wolfstrapp und Sumpfvergißmeinnicht (Mysotis palustris L.) auftreten.

Die Schilfzonen des Südufers

Hier finden sich die ausgedehntesten und kompliziertesten Schilfbestände des Dümmers. Vor dem Deich zieht sich ein Streifen von Wasserschwaden, der z.T. von Seggen und lanzettlichem Reitgras durchsetzt ist, entlang. Davor folgt seewärts eine Zone aus Schilfrohr, die auf weiten Flächen noch als einartiger Bestand ausgebildet ist, aber sowohl von der Landseite als auch von der Seeseite her allmählich von Wasserschwaden durchdrungen wird.

Vor diesem Schilfrohrstreifen folgt dann eine 200 m bis 500 m breite junge Verlandungszone, deren Pflanzen-Assoziationen sowohl für die Hüder Sandbank als auch für den mittleren Teil des Südufers charakteristisch sind. Es handelt sich hauptsächlich um Wasserschwadenflächen, in die unterschiedlich große Areale von Schilfrohr-, Binsen-, schmalblätterigen und untergeordnet auch breitblätterigen Rohrkolben eingestreut liegen. Auch Mischbestände sind verbreitet. Den seewärtigen Rand bilden am Westufer der Südbucht sowie in der Bucht östlich der Huntemündung, teilweise auch im mittleren Bereich und auf der Hüder Sandbank wiederum schmalblätterige Rohrkolben. Der Südwestteil der Südbucht und die Bucht östlich der Huntemündung sind gänzlich von See- und Teichrosen bedeckt, die auch die lockeren, aus Binsen, Schilfrohr und Rohrkolben gebildeten Randzonen im Mittelteil durchziehen.

Insgesamt zeigt die Verteilung der Schilfarten, daß am Ostufer die seewärtigen, von Phragmites besiedelten Flächen, als mesotrophe Standorte anzusehen sind, da der Gehalt an organischer Substanz im vorgelagerten Seesand nur etwa 1% beträgt. Die eutraphenten Rohrkolben- und Wasserschwadengesellschaften finden erst auf dem durch abgesunkenes Getreibsel mit Nährstoffen angereicherten Streifen vor dem Deichfuß die ihnen zusagenden Standortbedingungen. Das Westufer hingegen weist bis zum

seewärtigen Rand eutrophe Standortbedingungen auf (über 30% organische Substanz im davorliegenden Sediment), so daß hier beide Typha-Arten und die genannten Arten von Glyceria, Rumex, Cicuta und Solanum die äußere Verlandungsfront bilden.

Die beiden beherrschenden Spezies sind: am Westufer Typha latifolia und am Ostufer Phragmites communis. Das Südufer gleicht mehr dem Westufer, während das Nordufer dem Charakter des Ostufers näherkommt.

4. ENTSTEHUNG DES SEES

4.1 Sagen und Legenden

Nach alten Überlieferungen soll der Dümmer dadurch entstanden sein, daß Karl der Große,"nachdem er die heidnischen Sachsen unter Widukind geschlagen und zuletzt ihr festes Lager (Buerlage) zerstört hatte, das nahegelegene, dichte Erlen- und Tannengehölz von allen Seiten anzünden ließ, in welches sich die restlichen Bauern geflüchtet hatten" (LOHMEYER, 1925). Nach HALENBECK (1878) haben die Sachsen selbst das Feuer gelegt, um sich nicht "dem blutigen Schwert und Kreuz des Kaisers zu beugen". Wegen des besonders trockenen Sommers soll der Wald mitsamt dem darunterliegenden Moor bis auf den Sand ausgebrannt sein und die Hunte hat dann später die flache Hohlform mit Wasser gefüllt. Nach anderer Überlieferung soll in der Johannisnacht Feuer vom Himmel gefallen sein und den Wald mitsamt seinen Insassen und Götzenaltären vernichtet haben (BORCHERDING, 1889).

In Erinnerung an das allen diesen Erzählungen gemeinsame Brandereignis veranstaltet man seit einiger Zeit alljährlich den "Dümmerbrand", ein großes Volksfest mit Feuerwerk auf dem See.

Die wissenschaftlichen Untersuchungen ergaben jedoch, daß der See sehr viel älter ist und es sich daher bei dem Brand nur um ein Ereignis an seinen Ufern oder in seiner Nähe gehandelt haben kann.

sions- und Umlagerungsvorgängen eine bedeutende Rolle gespielt. Äolische Prozesse können aber nicht als auslösendes Moment für seine Entstehung angesehen werden.

4.3 Entstehung durch Thermokarst-Vorgänge

Bei den vorliegenden Untersuchungen hatte sich herausgestellt, daß die limnische Sedimentation im Dümmer bereits im frühen Spätglazial begonnen hat. Der See ist also noch unter kaltzeitlichem (periglazialem) Klima entstanden. Im Verlauf der gesamten letzten Eiszeit lag der Dümmer innerhalb der Permafrostzone, wie aus zahlreichen großräumigen Untersuchungen (u.a. KAISER, 1960) und auch aus den Pollenanalysen der ältesten Torf- und Muddeproben vom Dümmer abgeleitet werden kann. Während dieser Zeit war das gesamte Porenwasser in den Sedimenten langdauernd gefroren und taute nur in oberflächennahen Bereichen im Sommer auf.

Bei Untersuchungen in den heutigen Permafrostgebieten Nordamerikas zeigte sich, daß es bei diesen Klimaverhältnissen in feinsandigen und schluffigen Sedimenten zur Ausbildung von Eislinsen und -lagen von unterschiedlicher Verbreitung und Dicke kommt. Insgesamt kann das Eis bis zu 90 Vol.% des gefrorenen Boden ausmachen (BROWN, 1970, WALLACE, 1948, BLACK & BARKSDALE, 1949, CARSON & HUSSEY, 1962). Wenn bei Klimaverbesserungen oder durch Störungen des lokalen Bodentemperaturgleichgewichtes die Eisanteile im Boden austauen, kommt es zu Sackungserscheinungen an der Erdoberfläche. Diese Sackungen und Senkungen werden als "Thermokarst" bezeichnet, weil das Eis durch Temperaturerhöhung herausgelöst wird.

In den rezenten Permafrostgebieten kommen, wiederum besonders in den mit feinkörnigen Sedimenten erfüllten Becken und Niederungen, charakteristische flache Seen oft in sehr großer Anzahl vor. Sie sind durch die oben geschilderten Thermokarstvorgänge entstanden,und man kann diese Art der Seenbildung dort in allen Stadien heute verfolgen (DAHMS, 1972, Abb.40-42). Durch die ungleichmäßige Verteilung des Bodeneises weisen sie

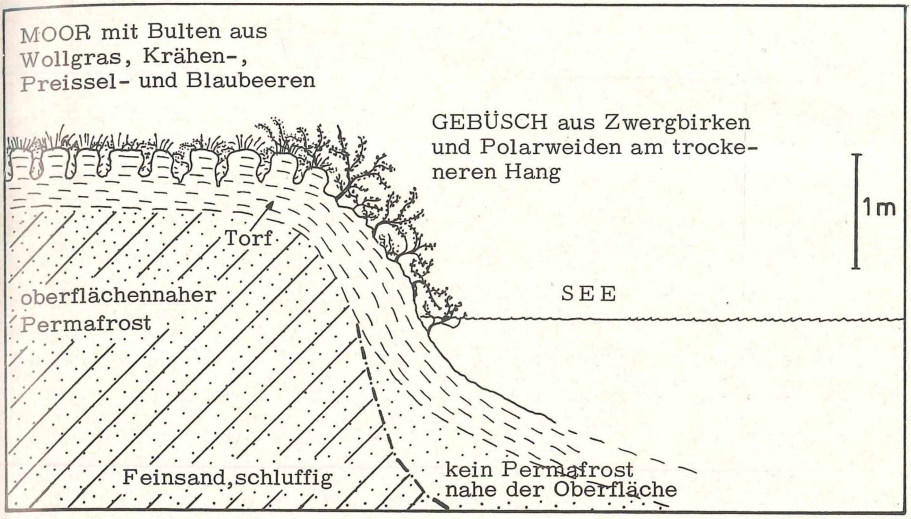
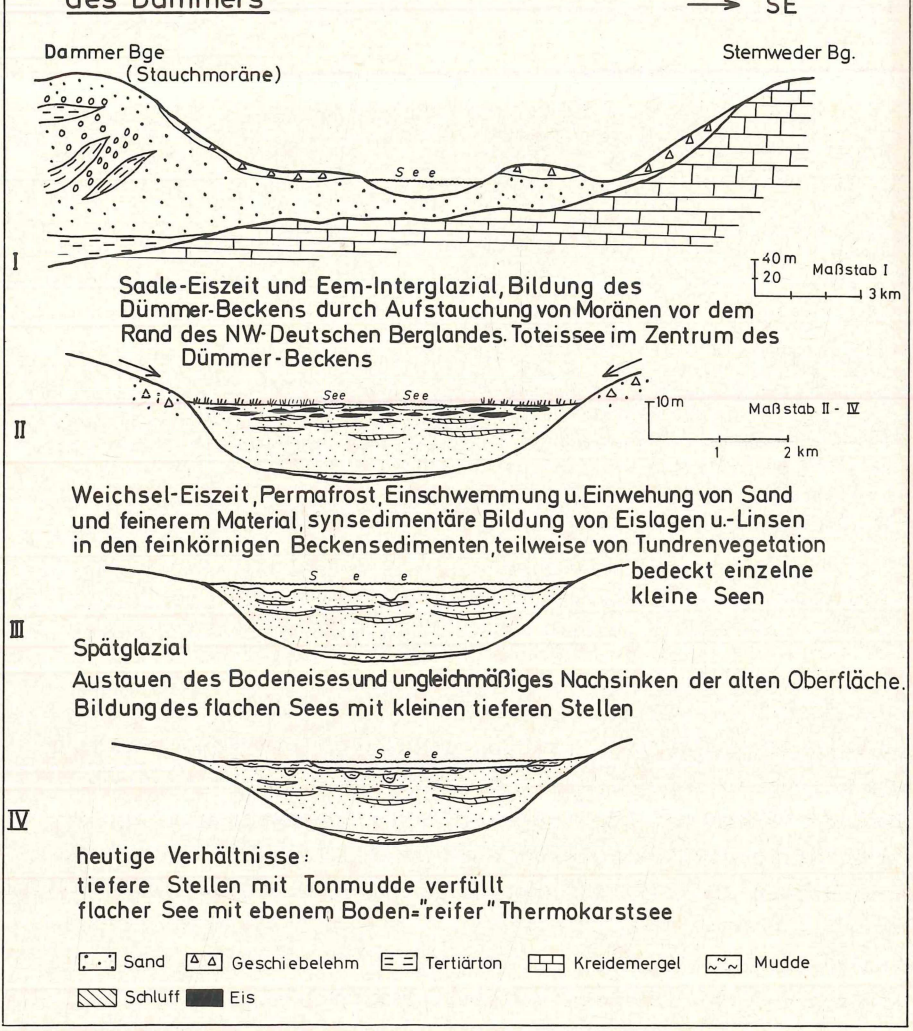


Abb.10 Entstehung eines Thermokarstsees (Nordwestalaska). Durch Auftauen des oberflächennahen Permafrostes sinkt die Vegetationsdecke ein und bildet den Boden des Sees.

in ihrem Jugendstadium tiefere Stellen in wechselnder Anzahl und mit unterschiedlicher Ausdehnung und Tiefe auf. Diese Stellen werden bei der insgesamt meistens geringen Tiefe durch Sedimentumlagerungen relativ schnell verfüllt und die Seen zeigen in "reifem" Zustand einen sehr ebenen Boden.

Betrachtet man die Verhältnisse zur Zeit der Entstehung des Dümmers -- Lage in einer mit feinkörnigen Sedimenten erfüllten Niederung innerhalb des Permafrostbereiches -- und das Relief des Seebodens -- weitgehend eben, aber mit einer Anzahl mit spätglazialen Tonmudden verfüllter Vertiefungen -- dann zeigen sich so weitgehende Übereinstimmungen mit den o.g. Seen, daß der Dümmer in seiner heutigen Form als "reifer Thermokarstsee" angesprochen werden kann (Abb.11).

Abb.11 **Entstehung und Entwicklung des Dümmers**



5. ENTWICKLUNGSGESCHICHTE DES SEES

5.1 Entwicklung im Spätglazial

Schon im Weichsel-Hochglazial hatten hin und wieder kleine Seen im Dümmerbecken bestanden, wie aus den Tonschichten in der Basissandfolge erkennbar wird. Erst im Spätglazial entwikkelten sich infolge der allgemeinen Erwärmung durch Austauen des Bodeneises größere zusammenhängende Wasserflächen.

Die Pollenanalysen zeigen, daß in der Umgebung des Sees noch Tundrenvegetation mit Polarweiden, Zwergbirken, Sanddorn und bestimmten Kräutern neben den weitverbreiteten Seggen das Landschaftsbild prägte. Im Profil der Bohrung 230 ist das B ö l l i n g - Interstadial, als stärkere Erwärmungsphase, durch einen Anstieg des Kalkgehaltes und der organischen Substanz in der Mudde charakterisiert (Abb.14). Die Algenflora ist arten- und individuenreicher als in den älteren Tonen. In der Umgebung des Sees traten in dieser Zeit die ersten Baumbirken auf.

Der anschließende kurze Klimarückschlag der Ä l t e r e n T u n d r e n z e i t führte wahrscheinlich zu einer Regeneration des Permafrostes. Die Vegetationsdecke scheint teilweise zerstört worden zu sein; denn es ist ein deutlicher Anstieg des mineralischen Anteils in den Sedimenten zu beobachten. Die Verbreitung der Baumbirken ging wieder zurück und der Anteil der Gräser (bes. Gramineen) nahm in den Pollenspektren zu, woraus auf ein trocken-kaltes Klima geschlossen werden kann.

Im A l l e r ö d - Interstadial, der wärmsten Klimaphase des Spätglazials, stieg die mittlere Julitemperatur im Dümmergebiet bis auf etwa 14° bis 15°C an. Wie die Pollenanalysen erkennen lassen (Abb.12 und 14), kam es zu einer schnellen Ausbreitung von Birkenwäldern, die im oberen Alleröd dann von den aus Südosten vordringenden Kiefern durchsetzt wurden.

In den Pollenspektren weist ein Nichtbaumpollenanteil von 20% darauf hin, daß der Waldbestand noch nicht so geschlossen war wie später im Postglazial, als dieser Anteil auf weniger als 5% abnahm (Abb.14).

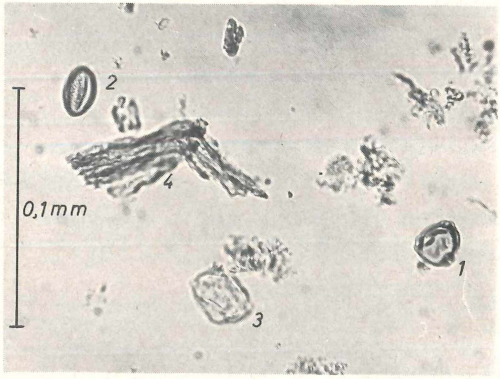


Abb.12

Pollenanalytische Probe aus spätglazialer Mudde
1 Birken-(Betula)Pollen
2 Weiden-(Salix)Pollen
3 Sauergräser (Cyperaceen)Pollen
4 Moosrest

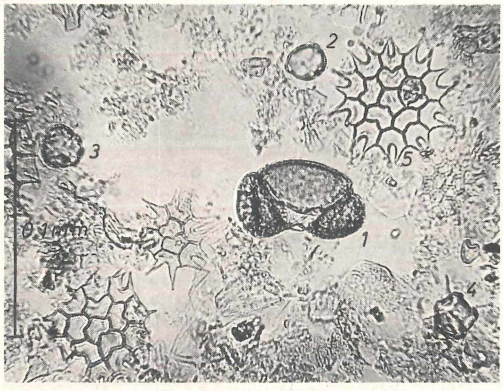


Abb.13

Pollenanalytische Probe aus postglazialer Mudde
1 Kiefern-(Pinus)Pollen
2 Hasel-(Corylus)Pollen
3 Eichen-(Quercus)Pollen
4 Erlen-(Alnus)Pollen
5 Pediastrenkolonie

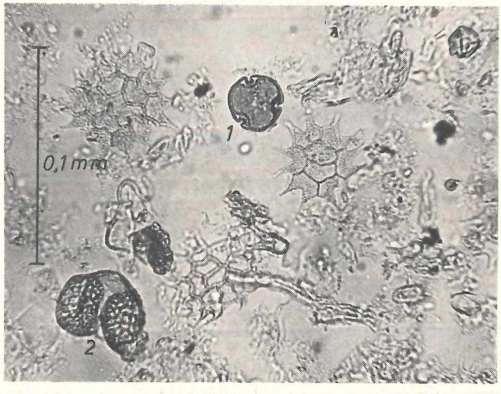


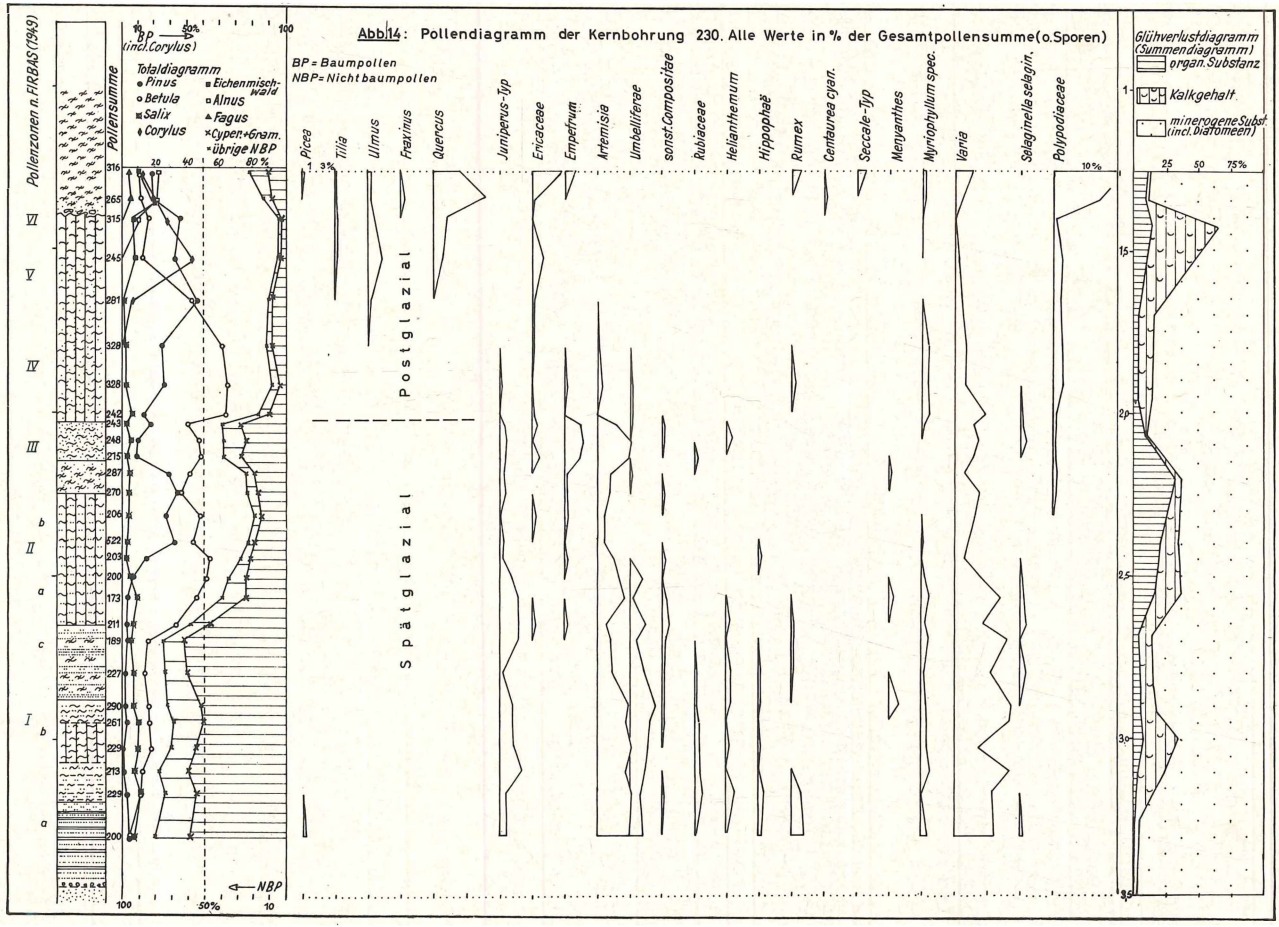
Abb.13a

gleiche Probe wie Abb.13
1 Linden-(Tilia)Pollen
2 Kiefern-(Pinus)Pollen
und Pediastrenkolonien

Der Anstieg des Seespiegels auf etwa 36,5 bis 37,0 m ü.NN prägt sich in einer großflächigen zusammenhängenden Muddesedimentation aus. Ähnlich wie im Bölling-Interstadial bewirkte die Klimaverbesserung einen Anstieg des Kalkgehaltes und der organischen Substanz in den Seeablagerungen. Zahlreiche Diatomeenarten sowie Pediastren und Ostracodenreste finden sich in den Sedimenten. Randlich gehen diese schluffigen Kalkmudden teilweise in Seesand und an geschützteren Stellen in dunkelbraune Feindetritusmudden über, die durch Aufarbeitung der alten Braunmoostorfe entstanden sind.

Der letzte scharfe Klimarückschlag, die J ü n g e r e T u n d r e n z e i t , brachte eine weitgehende Zerstörung des Waldbestandes, während Zwergbirken, Weiden und einige andere Sträucher sowie die Gräser und Kräuter der Tundrenflora des frühen Spätglazials sich noch einmal ausbreiteten. Auf den trockeneren, höhergelegenen Flächen, muß die Vegetationsdecke erneut teilweise zerstört worden sein, da es in dieser Zeit an vielen Stellen im nördlichen Mitteleuropa zur Bildung von Flugsanddecken oder Dünen gekommen ist.

In den Seeablagerungen prägten sich diese Verhältnisse durch einen Anstieg der mineralischen Anteile infolge der Einschwemmung und Einwehung von Sand und Schluff aus. Es lagerten sich hellbraune, kalkfreie, schluffreiche Mudden und Mudde/Sand-Wechselfolgen ab, die stellenweise extrem viel Pediastren enthalten. Nach Untersuchungen an Seen in der UdSSR (KORDE, 1969) und Nordamerika (LIVINGSTONE et al., 1958) ist eine Massenentfaltung dieser Algen als Anzeichen für eine Verseichtung oder ein zeitweiliges Trockenfallen von Seen zu deuten. Da der Wasserspiegel nach der Höhenlage der Mudden zeitweilig bei etwa 37,0 m ü.NN gelegen hat, muß er sehr starke Schwankungen aufgewiesen haben.


Abb.14: Pollendiagramm der Kernbohrung 230. Alle Werte in % der Gesamtpollensumme (o. Sporen)
BP = Baumpollen
NBP = Nichtbaumpollen
Pollenzonen n. FIRBAS (1949)
Pollensumme
BP (incl. Corylus)
Totaldiagramm
Pinus
Betula
Salix
Corylus
Eichenmischwald
Alnus
Fagus
Cyper. + Gram.
übrige NBP
NBP
Picea
Tilia
Ulmus
Fraxinus
Quercus
Juniperus-Typ
Ericaceae
Empetrum
Artemisia
Umbelliferae
sonst. Compositae
Rubiaceae
Helianthemum
Hippophaë
Rumex
Centaurea cyan.
Secale-Typ
Menyanthes
Myriophyllum spec.
Varia
Selaginella selag.
Polypodiaceae
Postglazial
Spätglazial
Glühverlustdiagramm (Summendiagramm)
organ. Substanz
Kalkgehalt
minerogene Subst. (incl. Diatomeen)

5.2 Entwicklung des Sees im Postglazial

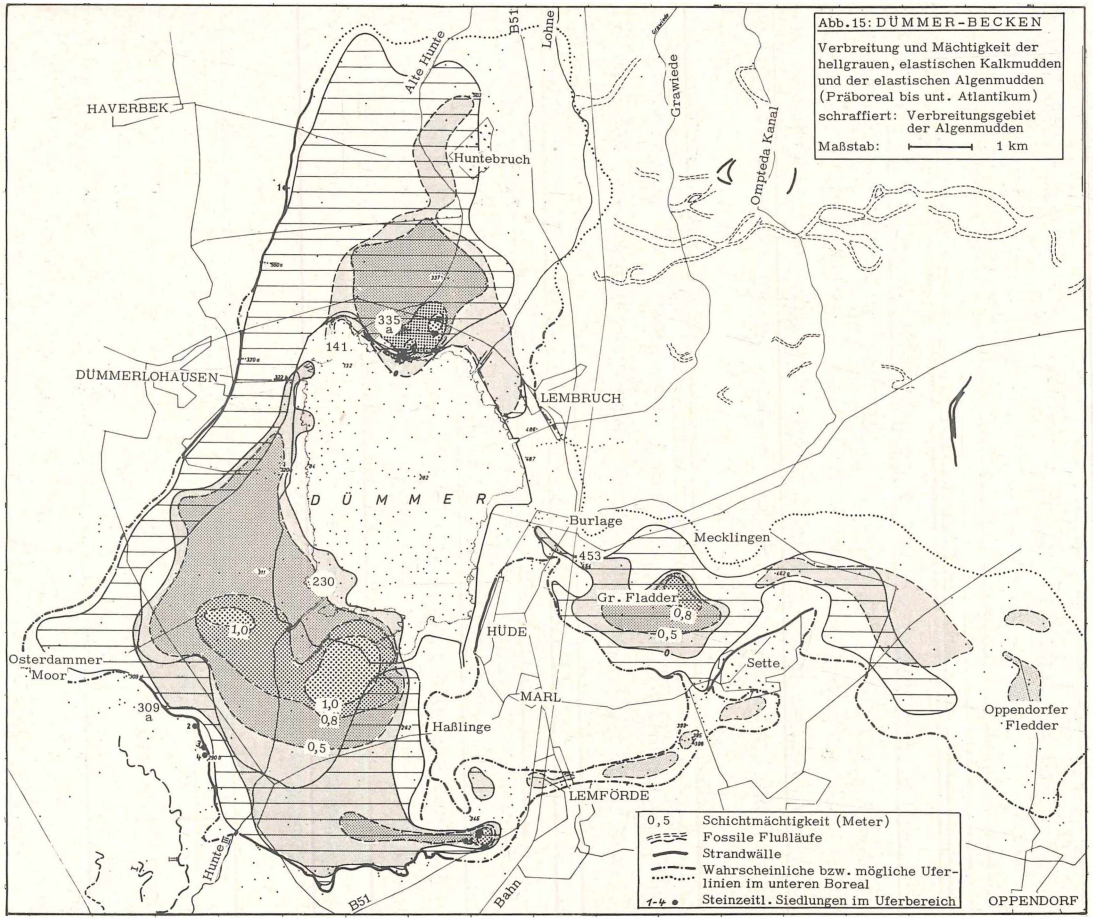
Um etwa 8.200 v.Chr. setzte der Temperaturanstieg des Postglazials ein. Im P r ä b o r e a l breiteten sich in der Umgebung des Sees zunächst wieder Birkenwälder aus. Mit dem allmählichen Vordringen der Kiefern und der Verdichtung des Waldbestandes sank der Anteil der Gräser und Kräuter im Pollenspektrum auf weniger als 10% ab. Die Lage des Seespiegels scheint ebenfalls noch stärker geschwankt zu haben als in späterer Zeit, da sich nur an tieferen oder geschützteren Stellen schluffige, diatomeenreiche Kalkmudde abgelagert hat, während auf weiten Flächen Ablagerungen des Präboreals fast fehlen.

Zur Zeit der höchsten Kiefernanteile in den Pollenspektren, etwa an der Wende zum B o r e a l erreichte der Dümmer seine größte Ausdehnung. Er erstreckte sich von der Bucht südwestlich von Lemförde im Süden bis nahe an das heutige Diepholzer Flughafengelände im Norden und vom Osterdammer Moor im Westen bis zum Oppendorfer Fledder im Südosten (Abb.15). Aus der Verbreitung der Sedimente ergibt sich, daß er eine Fläche von etwa 80 bis 90 km^2 bedeckt hat.

Die Umgebung des Sees war jetzt dicht bewaldet,und neben der Hasel breiteten sich jetzt allmählich auch die Eichenmischwaldbäume (Eiche, Ulme, Linde, Esche) aus.

Für dieses Seestadium ist eine flächenhafte Sedimentation kennzeichnend, die weite Gebiete im Hauptbecken und in den südöstlichen Nebenbecken mit hellgrauen,z.T. rosafarbenen, elastischen Kalkmudden ("Meergeil") bedeckte. Im Uferbereich gingen diese Mudden teilweise in kalkfreie Algenmudden oder Strandsande, teilweise auch in Schilftorfe über.

Die starke Entfaltung der blaugrünen Algen, insbesondere Microcystis, deren Gallerte den Kalk- und Algenmudden die Elastizität verleiht, ist in erster Linie auf das kontinentale, sommerwarme Klima zurückzuführen, die KORDE (1969) bei algologischen Untersuchungen an zahlreichen Seen der UdSSR festgestellt hat.


Abb.15: DÜMMER-BECKEN
Verbreitung und Mächtigkeit der hellgrauen, elastischen Kalkmudden und der elastischen Algenmudden (Präboreal bis unt. Atlantikum)
schraffiert: Verbreitungsgebiet der Algenmudden
Maßstab: 1 km
HAVERBEK
Alte Hunte
B51
Lohne
Grawiede
Ompteda Kanal
Huntebruch
335 a
141.
DÜMMERLOHAUSEN
LEMBRUCH
D Ü M M E R
Burlage
Mecklingen
453
230
Gr. Fladder
0,8
0,5
1,0
HÜDE
Osterdammer Moor
Sette.
309 a
1,0
0,8
0,5
Haßlinge
MARL
Oppendorfer Fledder
LEMFÖRDE
Hunte
B51
Bahn
OPPENDORF
0,5 Schichtmächtigkeit (Meter)
Fossile Flußläufe
Strandwälle
Wahrscheinliche bzw. mögliche Uferlinien im unteren Boreal
Steinzeitl. Siedlungen im Uferbereich

Die alte Uferlinie des Sees ist in Form fossiler Strandwälle im Süden, Südwesten und Nordwesten gut markiert (Abb.15). Die Strandwälle sind vom Eis des Sees zusammengeschoben worden (DAHMS, 1972, Abb.44-46) und überragten dadurch den Seeboden um 1 m bis 2 m. (Leider ist das ausgeprägteste Stück des Walles östlich von Osterfeine vor etwa 2 Jahren vom Besitzer planiert worden). Ähnlich klare Uferbildungen sind auf der Ostseite des Sees nur an einigen Stellen zu erkennen. Strandwallbildungen finden sich hier nördlich von Hagewede, westlich der Sette sowie weiter im Norden im Bereich der Ortslage Lembruch, wie die Baugrube beim Neubau des Restaurants Ternäben zeigte. Auch nördlich der Lohne ist zwischen der B 51 und der Wätering stellenweise ein flacher Strandwall erkennbar.

An einigen Stellen sind auch Nehrungen gebildet worden, so etwa südlich von Haßlinge, nordöstlich von Sandbrink und nordöstlich der Sette.

In dem Gebiet zwischen Lembruch und Wagenfeld sind an einigen Stellen ebenfalls Strandwallbildungen erkennbar. Daneben sind eine Anzahl z.T. blind beginnender und endender Fließrinnen vorhanden und darüber hinaus ein verlandetes System von Rinnen, das bis zur Wagenfelder Aue nach Osten reicht (Abb.15). In diesen Rinnen kommen z.T. Mudden in ähnlicher Ausbildung wie im See vor.

Die Höhenlage der Mudden im Süden und Westen des Seebeckens und die genannten Strukturen lassen erkennen, daß der See mehr oder weniger regelmäßig diesen gesamten Bereich mit überflutet haben muß und dann zwischen 100 bis 150 km^2 Größe erreicht hat (Abb.17). Eine der Flußschlingen im Hörster Bruch ist mit borealen Kalkmudden verfüllt. Es ist daher denkbar, daß der Hauptabfluß des Dümmers ursprünglich über dieses Flußsystem zur Wagenfelder Aue ging und erst mit dem höchsten Wasserstand im Boreal ein Durchbruch nach Norden zur Hunte erfolgte, während der Abfluß nach Osten dann verlandet ist.

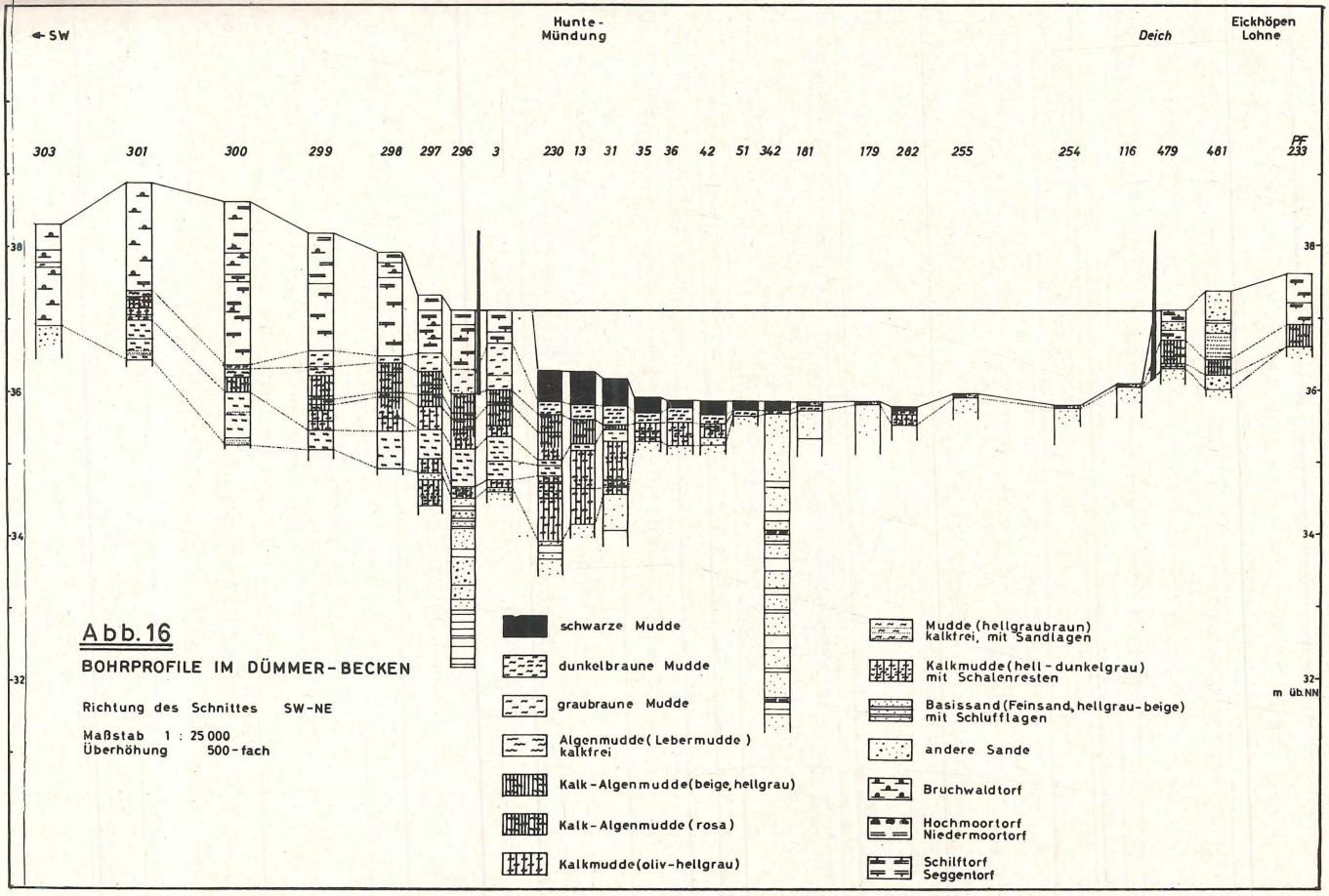


Abb. 16

BOHRPROFILE IM DÜMMER-BECKEN

Richtung des Schnittes SW-NE

Maßstab 1 : 25 000
Überhöhung 500-fach

Ähnlich wie der junge, subatlantische Strandwall am Ostufer zwischen Hüde und Eickhöpen, markiert auch der boreale Strandwall im Südwesten nicht die äußerste Seegrenze; denn auch letzterer liegt auf älteren limnischen Sedimenten, deren Verbreitungsgebiet noch etwas weiter nach Südwesten reicht.

In vielen Bohrprofilen gehen die borealen Mudden nach oben schon in Schilftorfe über (Abb.16). Mit der Entwicklung breiter Schilfzonen scheint hier die erste stärkere Verlandungsphase einzusetzen. Dies könnte auch als Hinweis auf eine Senkung des Seespiegels durch den Anschluß an das nach Norden (zur Hunte) gerichtete Entwässerungssystem gedeutet werden.

In der folgenden, warm-feuchten Klimaperiode des A t l a n t i k u m s , dem nacheiszeitlichen Klimaoptimum, lagen sowohl die Sommer- als auch die Wintermitteltemperaturen in Mitteleuropa höher als heute. Auf den trockenen Standorten in der Umgebung des Sees wurden die Kiefern durch den Eichenmischwald verdrängt, während sich in den Niederungen und auf den verlandenden Seeflächen Erlenbruchwald ausbreitete.

Im See wurden stellenweise noch Kalkmudden abgelagert, stellenweise aber auch bereits die älteren Sedimente aufgearbeitet. Zwischen oberem Atlantikum und unterem Subboreal vollzieht sich ein Wandel in der Zusammensetzung der Seeablagerungen. Seit dieser Zeit wurden keine Kalkmudden mehr abgelagert, sondern braune, z.T. algenreiche Feindetritusmudden charakterisieren diese Entwicklungsphase des Sees.

Im S u b b o r e a l unterschied sich das Vegetationsbild in der Umgebung des Sees nur geringfügig von der vorangegangenen Epoche. Vor allem die Buche kam jetzt hinzu.

Der Seespiegel sank in dieser Zeit auf den tiefsten Stand im Postglazial und lag etwa zwischen 36,5 und 37,0 m ü.NN, wie sich aus der Höhenlage der Mudden am Westufer ableiten läßt. Gegen Ende des Atlantikums bzw. bei Beginn des Subborealsbestanden auf dem alten Strandwall im Südwesten und Nordwesten

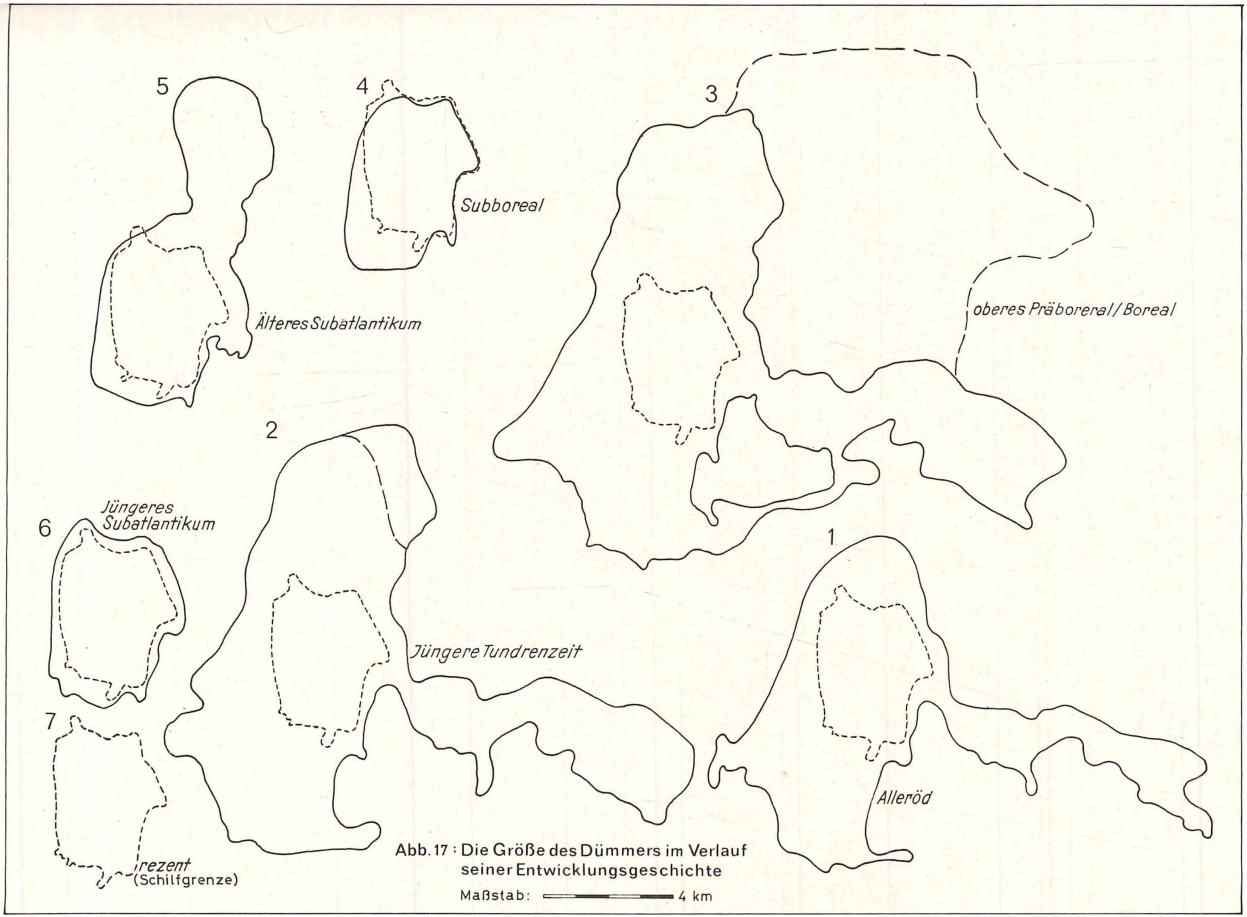


Abb. 17 : Die Größe des Dümmers im Verlauf seiner Entwicklungsgeschichte

Maßstab: 4 km

des Sees und auch in anderen Uferbereichen steinzeitliche Siedlungsplätze, die z.T. mesolithisches, überwiegend aber neolithisches Material geliefert haben (s.PFAFFENBERG, 1963 und DAHMS, 1972).

Zur Zeit des tiefsten Seespiegelstandes sind auch Siedlungsplätze im Bruchwald nördlich (MICHAELSEN, 1938, REINERTH,1939) und südlich des Sees (s.Beitrag DEICHMÜLLER & STAESCHE in diesem Band) bewohnt gewesen. Wahrscheinlich sind die Steinzeitmenschen den Ufern des schrumpfenden Sees nachgezogen. Es ist nicht ausgeschlossen, daß die neolithischen Siedler bereits durch erste Eingriffe in den Wasserhaushalt des Sees mit zur Senkung des Seespiegels beigetragen haben.

Die Sedimentation im Dümmer zeigt, vom Subboreal bis heute andauernd, ein deutlich anderes Bild als in den älteren Seestadien. Bei überwiegend flächenhafter Sedimentation war der See im Atlantikum bis zur Sedimentationsgrenze (Wirkungstiefe der Oberflächenwellen) aufgefüllt. Die seitdem gebildeten braunen Feindetritusmudden wurden nur im windgeschützten Westuferbereich in Form mehr oder weniger gestreckter Linsen und bei Hochwasser landseitig vom Strandwall und Schilfgürtel abgelagert.

Wo die Hunte in dieser Zeit im Süden mündete, ist nicht klar erkennbar. Die von DEICHMÜLLER & STAESCHE bearbeitete Siedlung Hüde I lag an einem kleinen verlandeten Wasserlauf, der auf alten Karten noch als "Twistlake" verzeichnet ist. Möglicherweise handelt es sich hierbei um den oder einen Huntelauf im Bereich der Mündung in den See. Den Abfluß im Norden bildete die Alte Hunte, die sich nördlich des neolithischen Dorfes bis auf ein Niveau von etwa 36,0 m ü.NN in die älteren Mudden und den unterlagernden Sand eingeschnitten hatte.

Im älteren S u b a t l a n t i k u m wurde das Klima wieder etwas kühler und feuchter. Die Buchen wurden auch in der Umgebung des Dümmers häufiger und die wärmeliebenden Pflanzen aus der Zeit des postglazialen Wärmeoptimums gingen wieder zurück.

Der Seespiegel stieg noch einmal erheblich an und muß zeitweilig bei 37,5 bis 38,0 m ü.NN gelegen haben.

Die neolithischen Siedlungsplätze im Norden wurden überflutet, und der See erreichte zeitweilig wieder eine Größe von 25 bis 30 km^2. Im Westuferbereich lagerten sich braune, diatomeenreiche Feindetritusmudden ab, die im Ostuferbereich z.T. mit Sand wechsellagern oder durch Seesand vertreten werden können.

Im jüngeren Subatlantikum (etwa ab frühem Mittelalter) trat eine erneute Senkung des Seespiegels ein, die nun schon durch direkte Eingriffe des Menschen in den Wasserhaushalt ausgelöst worden sein kann. Die Burg Diepholz wurde um 1150 als Wasserburg erbaut. Da der Dümmer zum Besitz der Grafen von Diepholz gehörte, kann seit dieser Zeit mit einem Offenhalten der Abflüsse oder der Anlage künstlicher Abflüsse gerechnet werden.

Das Ostufer wurde bei Sommerniedrigwasser durch den jungen Strandwall gebildet, der sich nördlich von Hüde um die Burlager Bucht hinzieht und sich dann als sandiger Sedimentationsstreifen in einiger Entfernung vom Deich innerhalb des sonst von Niedermoor oder Mudden bedeckten Uferbereiches nach Eickhöpen verfolgen läßt. Das Süd- und Westufer sowie der westliche Teil des Nordufers gingen in Nieder- und Hochmoore über. Im Bereich des Nordufers ist die Nordbucht ("Geeseneck") durch junge Erosion der Mudden und Torfe entstanden (DAHMS, 1972, S.187),und vor dem mittleren Nordufer werden auch heute noch die älteren Kalkmudden durch Erosion aufgearbeitet.

Die Entwicklung des Sees in den letzten 200 Jahren läßt sich teilweise an Hand alter Beschreibungen und historischer Karten verfolgen (DAHMS, 1972, S.186-207). In dem Beitrag zum Symposium Flachseeforschung,im 2. Teil dieses Bandes, wird darauf näher eingegangen.

6. ZUSAMMENFASSUNG

Das saaleeiszeitlich angelegte Dümmerbecken wurde in der Folgezeit, insbesondere unter den periglazialen Klimabedingungen (Permafrost) der Weichseleiszeit nahezu bis zum heutigen Niveau aufgefüllt. Unter den Permafrostbedingungen bildeten sich im Verlauf der Weichseleiszeit in den feinkörnigen Beckensedimenten Eislagen und -linsen von unterschiedlicher Ausdehnung und Dicke. Bei der Erwärmung am Ende der Eiszeit entstand durch das Austauen des Bodeneises ein flacher See mit einzelnen tieferen Stellen.

In diesen tieferen Bereichen lagerten sich zunächst kalkige Beckenschluffe und -tone ab. Nach ihrer Verfüllung wurden im wärmeren Alleröd-Interstadial auf großen Flächen schluffige Kalkmudden sedimentiert,und der Dümmer bietet seitdem mit seinem ebenen Boden das Bild eines "reifen Thermokarstsees".

In der letzten kälteren Klimaphase, der Jüngeren Tundrenzeit, führte eine Senkung bzw. starke Schwankungen des Seespiegels zur Ablagerung sehr schluff- und sandreicher, kalkfreier Sedimente.

Mit Beginn der Nacheiszeit stieg der Wasserspiegel klimatisch bedingt erheblich an,und an der Grenze Präboreal/Boreal erreichte der Dümmer mit 80 bis 90 km^2, zeitweilig bis zu 150 km^2 Wasserfläche, seine größte Ausdehnung.

Vom Präboreal bis ins Atlantikum lagerten sich auf weiten Flächen elastische Kalkmudden ab. Sie gehen randlich und nach oben in kalkfreie, elastische Algenmudden ("Lebermudden") über.

Auf dem in dieser Zeit im Südwesten und Nordwesten des Sees gebildeten Strandwall sowie an anderen Uferstellen befanden sich steinzeitliche Wohnplätze.

Infolge der schnellen Auffüllung des flachen Seebeckens und einer Verlagerung des Abflusses von Osten nach Norden, setzten schon im Boreal Verlandungsvorgänge ein, die sich im Atlanti-

kum fortsetzten und mit dem auch an zahlreichen anderen europäischen Seen feststellbaren Tiefstand des Seespiegels im Subboreal ihren Höhepunkt erreichten. Auf großen Flächen wurden die limnischen Sedimente von Erlenbruchwald überwuchert. In der Nähe der Ufer des auf etwa 15 km^2 Größe geschrumpften Sees befanden sich einige neolithische Siedlungen auf dem Bruchwaldtorfuntergrund.

Im Älteren Subatlantikum stieg der Wasserspiegel erneut an,und der See dehnte sich noch einmal erheblich aus. Die letztgenannten Siedlungen wurden z.T. von diatomeenreichen Feindetritusmudden überdeckt.

Im Jüngeren Subatlantikum, etwa seit dem frühen Mittelalter, wurde der Wasserspiegel durch den Ausbau der Abflüsse allmählich wieder gesenkt. Im See lagerten sich weiterhin braune, z. T. diatomeenreiche Feindetritusmudden ab.

Ohne die weitreichenden Eingriffe des Menschen in den letzten 100 Jahren hätte sich der Dümmer wahrscheinlich in ähnlicher Weise wie zahlreiche Flachseen in Skandinavien zu einem Typ mit braunen, humusreichen Mudden ("Dy") weiterentwickelt und wäre im Laufe der Zeit von den ihn im Nordwesten, Westen und Süden umgebenden Mooren überwachsen worden.

7. SCHRIFTTUM

BENTZ,A.: Lehrbuch der Angewandten Geologie. I Allgemeine Methoden. - 1071 S., Stuttgart (Enke) 1961.

BLACK,R.F. & BARKSDALE,W.L.: Oriented lakes of Northern Alaska. - J.Geol., 57, 105-118, Chicago 1949.

BORCHERDING,F.: Die Molluskenfauna der Nordwestdeutschen Seen. - Abhdl. Naturwiss. Ver. Bremen, X, S.355-361, Bremen 1889.

BROWN,R.J.E.: Permafrost in Canada. - 234 S., Toronto (Univ. of Toronto Press) 1970.

CARSON,C.E. & HUSSEY,K.M.: The oriented lakes of arctic Alaska. - J.Geol., 70, p.417-439, Chicago/III. 1962.

DAHMS,E.: Limnogeologische Untersuchungen im Dümmerbecken im Hinblick auf seine Bedeutung als Natur- und Landschaftsschutzgebiet. - 231 S., 56 Abb., 2 Anl., Diss. Freie Univ. Berlin 1972.

DECHEND,W. & MERKT,J.: Der Erdfall von Driehausen. - Veröff. Naturwiss. Verein Osnabrück, 33, (Festschrift), S.48-59, Osnabrück 1970.

DEICHMÜLLER,J.: Das Steinzeitdorf Hüde I am Dümmer. - In: Landkreis Grafsch. Diepholz-Oldenburg (Stalling) 1968.

DIENEMANN,W.: Geologie des Landkreises Wittlage. - In: Die Landkreise in Niedersachsen, Bd. 18 (Der Landkreis Wittlage), S.20-37, Bremen (Dorn) 1961.

-.- : Zur Entstehung des Steinhuder Meeres und des Dümmers. - N. Arch. f. Nieders., 12, S.230-249, 1963.

ERDTMAN,G.: An Introduction to Pollen Analysis. - Waltham/Mass. (Chronica Bot.Comp.) 1954; und Stockholm (Almqvist & Wiksell).

GAGEL,C.: Die Dammer Berge. - Geogr. Anzeiger 21, H.3, 1920.

GRAEBNER,P. & HUECK,K.: Die Vegetationsverhältnisse des Dümmergebietes. - Abh. Westf. Prov. Mus. Natkde., 2, S.59-83, Münster 1931.

GRAHLE,H.O.: Bericht über die limnogeologische Untersuchung des Steinhuder Meeres. - Unveröff. Ber. Nieders. Landesamt Bodenforschung Hannover 1965.

-.- : Limnogeologische Probleme in Nordwestdeutschland. - Z.dtsch.geol.Ges., Jg. 1965, 117, 2.u.3.Teil, Hannover 1968.

GRAHLE,H.O. & MÜLLER,H.: Das Zwischenahner Meer. - Oldenburger Jb., 66, (1967), S.83-121, Oldenburg 1967.

HALBFASS,W.: Anfang und Ende des Dümmers. - Geogr. Anz. 1933 und Heimatbl. Grfsch. Diepholz, 5, Diepholz 1933.

HALENBECK,L.: Der Dümmer und seine Umgebung. - In: HALENBECK,L.: Ausflüge in Bremens weitere Umgebung. - Bremen (Kuhlmann) 1878.

HENSIEK,W.: Das Vorkommen der Cladoceren im Dümmer im Sommer 1952. - Arch.f.Hydrobiol., 50, 2, S.160-187, Stuttgart 1955.

HOPKINS,D.M.: Thaw lakes and thaw sinks in the Imuruk Lake Area, Seward Peninsula, Alaska. - J.-Geol., 57, S.124-131, Chicago 1949.

KAISER,K.K.: Klimazeugen des Periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. - Eiszeitalter u.Gegenw., 11, S.121-141, Öhringen 1960.

KORDE,N.W.: Komplexe algologische Analyse als Methode zur Gliederung der See-Sedimente. - Mitt.Internat. Verein. Limnol., 17, S.379-387, Stuttgart 1969.

KUMMERLOEWE,H.: Die Tierwelt des Dümmer. - Veröff. Naturwiss. Ver. Osnabrück, 27, S.102-114, 1955.

LIENENKLAUS,E.: Erster Beitrag zur Kenntnis der Ostracodenfauna des Reg.-Bez. Osnabrück. - J.Ber. Naturwiss. Ver. Osnabrück, 12, Osnabrück 1897.

LIVINGSTONE,D.A.; BRYAN,K. & LEAH,R.G.: Effects of an arctic environment on the origin and development of freshwater lakes. - Limnol. Oceanogr., 3, S.192-214, 1958.

LOHMEYER,F.: Was bedeutet der Name Dümmer. - In: Der Dümmer, Diepholz (Schrödersche Buchdruckerei) 1925.

MENSCHING,H.: Die Altmoränenlandschaft der Dammer Berge, nordwestlich des Dümmer. Geomorpholog. Beschreibung. - In: Landformen im Kartenbild, Gruppe I, Norddt. Flachland, Kartenprobe 5, S.5-10, 1970.

MERKT,J. & STREIF,H.J.: Stechrohr-Bohrgeräte für limnische und marine Lockersedimente. - Geol. Jb., 88, S.137-148, 5 Abb., Hannover 1970.

MICHAELSEN,K.: Steinzeitfunde aus dem Dümmer. - In: Germanenerbe (Monatsschr.f.Vorgeschichte), 3, 10, S.290-295, Leipzig 1938.

MÜLLER,H.: Zur Entstehung und Entwicklung des Steinhuder Meeres. - Gas- u.Wasserfach, 109.Jg., H.20, S.538-541, 1968.

OHLE,W.: Die Ursachen der rasanten Seeneutrophierung. - Verhdl. Internat. Verein. Limnol., XII., S.373-382, Stuttgart 1955.

OVERBECK,F.: Pollenanalyse quartärer Bildungen. - In: Handbuch der Mikroskopie in der Technik, 2, T.3, S.327-410, Frankfurt/M. 1958.

PERNER-MANEGOLD,B.: Das Plankton des Dümmers in ökologischer Betrachtung mit Untersuchungen über die Temporalvariationen an Bosmina longirostris. - Abh.Lds.Mus. Natkde. Münster, 15, 1, Münster 1952.

PFAFFENBERG,K.: Unveröff. Bericht über die Pollenanalytische Untersuchung einer Wasserbohrung im Dümmer-Becken.- 3 S., Archiv NLfB, Nachrichten Nr.3416, 1937.

-.- : Der Dümmer und seine älteste Besiedlung. - Neues Archiv für Niedersachsen, 12, S.250-256, Göttingen 1963.

-.- & DIENEMANN,W.: Das Dümmerbecken. Beiträge zur Geologie und Botanik. - Veröff.Nds.Inst.Landeskunde u. Landesentwicklung a.d.Univ.Göttingen,Reihe A, I, Bd.78, 121 S., Göttingen-Hannover 1964.

REICHLING,H.: Der Dümmer. - Jb.d.Zool.Sekt. Westf.Prov.Mus. Natkd. Münster, 22 + 23, S.138-148, Münster 1921.

REINERTH,H.: Ein Dorf der Großsteingräberleute. - Germanenerbe (Monatsschrf.f.Vorgeschichte), 4, 8, Leipzig 1939.

RÖTSCHKE,M.: Klima und Wetter im Landkreis Wittlage. - In: Die Landkreise in Niedersachsen, 18, (Der Landkreis Wittlage), S.42-55, Bremen (Dorn) 1961.

SANDEN-GUYA,W.v.: Der große Binsensee. - 159 S., 32 Bildtaf., 36 Abb., 4 Farbtaf., 2.Aufl., Stuttgart (Frankh' sche) 1960.

SCHNEEKLOTH,H. & SCHNEIDER,S.: Die Moore in Niedersachsen, 3. Teil. - Veröff. Nds. Inst.Landeskunde u.Landesentwicklung, Univ.Göttingen, Reihe A, 96, H.3, Göttingen-Hannover 1972.

STAESCHE,H.: Bericht über die limnogeologischen Untersuchungen am Dümmer im Mündungsbereich der Hunte. - Unveröff. Ber. Nds.Landesamt f.Bodenforschung, Hannover 1966.

STILLE,H. & BRINKMANN,R.: Der Untergrund des südl. Oldenburgs und seiner Nachbargebiete. - Abhdl. Preuß.Geol. L.-A., N.F., 116, S.75-112, Berlin 1930.

STREIF,H.J.: Limnogeologische Untersuchung des Seeburger Sees (Untereichsfeld). - Beih. Geol.Jb., 83, 106 S., 25 Abb., 9 Taf., Hannover 1970.

STRUCKMANN,C.: Über die im Schlamm des Dümmer Sees in der Provinz Hannover aufgefundenen subfossilen Reste von Säugetieren. - Festschr.Nat.Histor.Ges. Hannover, 44/47, Hannover 1897.

VIERHUFF,H.: Untersuchungen zu Stratigraphie und Genese der Sandlößvorkommen in Niedersachsen. - Mitt.Geol.Inst. TU Hannover, H.5, 99 S., 35 Abb., Hannover 1967.

WALLACE,R.E.: Cave-in lakes in the Nabesna, Chisana and Tanana River Valleys, eastern Alaska. - J.Geol., 56, p.171-181, -181, 1948.

WILL,K.H.: Quartäre Sedimente im Gebiet der Stemmer Berge. - Fortschr. Geol. Rheinld. u.Westf., 17, S.69-80, Krefeld 1969.

WOLDSTEDT,P.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. - 464 S., 97 Abb., Stuttgart (Köhler) 1950.