

Zur Morphogenese des mittleren Trave-Tales und der Umgebung von Bad Oldesloe

Von ULRICH CIMIOTTI, Berlin (West)

Vorwort

Die vorliegende Arbeit ist eine umgearbeitete Kurzfassung meiner Dissertation, die am Institut für Geographie der TU Berlin in den Jahren 1977 – 1983 entstand. Für die Betreuung in der Endphase der Arbeit habe ich Herrn Prof. Dr. F. VOSS (Inst. f. Geogr. TU Berlin) zu danken, ohne dessen großzügige Unterstützung die Herstellung der Farbkarte nicht möglich gewesen wäre. Der Druck der dieser Arbeit beiliegenden Exemplare der Geologischen Karte der Umgebung von Bad Oldesloe 1 : 25.000 wurde durch die finanzielle Unterstützung folgender Herren bzw. Institutionen erst möglich gemacht:

Herr Ing. (grad.) JOSEF CIMIOTTI, Kiel,

Herr Dr. CHRISTIAN DRÄGER, DRÄGER-Werke AG, Lübeck,

Landrat Dr. BECKER-BIRK, Schul- und Kulturamt des Kreises Stormarn,
KREISSPARKASSE STORMARN.

Den Spendern sei auch an dieser Stelle herzlich gedankt.

1. Einleitung

Das Arbeitsgebiet umfaßt das mittlere Trave-Tal zwischen Schwissel und Bad Oldesloe, einschließlich der das Tal umgebenden Bereiche, eine Fläche von 192 km².

Die etwa N – S ausgerichtete Hohlform wird durch Rücken, die quer zur Längserstreckung des Tales verlaufen, in unterschiedlich große Abschnitte unterteilt.

Obwohl der Bereich südwestlich von Lübeck seit beinahe 150 Jahren das Interesse der Forscher verschiedener Fachrichtungen beansprucht und inzwischen eine umfangreiche, regionale Literatur existiert, liegt für das Arbeitsgebiet lediglich die morphologische Pionierarbeit von GRIPP (1935) vor; diese Arbeit klärt in großen Zügen die Entwicklung des Arbeitsgebietes und seiner Randgebiete.

Die Klärung der Genese des heutigen Trave-Tales wird jedoch durch eine Reihe von Faktoren stark erschwert. Neben den in ihrer Entstehung unklaren Querrücken finden sich zahlreiche, drumlin-ähnliche, parallel zum Rinnenverlauf angeordnete Formen, die einen z. T. sehr komplizierten Aufbau zeigen.

Die Ränder des heutigen Tales sind unregelmäßig ausgebildet und weisen somit nicht auf eine fluviatile Entstehung, es finden sich jedoch auch über dem heutigen

Talboden Reste von Terrassen, vornehmlich direkt nördlich der Querrücken. – Die ohnehin schon komplizierten Verhältnisse könnten durch mögliche Einflüsse des präquartären Untergrundes auf die Sedimentation im Quartär zusätzlich beeinflusst worden sein und so zur Vieldeutigkeit der Befunde beitragen.

2. Morphologische Großgliederung

Den westlichen Rand des Untersuchungsgebietes bilden Höhenzüge, die zu den äußeren Randlagen nach GRIPP gehören und bis zu Höhen von 52,4 m bei Tralau aufsteigen. Die durchschnittlichen Höhen in diesem Bereich liegen bei 40 – 45 m, das Gelände fällt nach Westen leicht ab bis auf unter 35 m. Dieses System N – S verlaufender Höhenrücken wird im Bereich Grabau und südlich davon durch eine Reihe E – W verlaufender Höhenrücken mit Höhen bis knapp über 40 m abgelöst. Diese bilden die nördliche Umrahmung der Norder-Beste-Talung, südlich derer die umrahmenden Höhenzüge lediglich bis 35 m aufsteigen. Im Südosten des Arbeitsgebietes werden diese letztgenannten Höhen von einem N – S streichenden Höhenzug abgelöst, der über 60 m hoch aufsteigt. Er endet vorläufig im Südrand des Trave-Tales. Das Trave-Tal ist ein dem Norder-Beste-Tal paralleles Rinnensystem, ca. 2,5 – 3,0 km weiter nördlich gelegen. Westlich von Oldesloe biegt es mit scharfem Knick in die Nordrichtung ein und verläuft so bis zum Nordrand des Arbeitsgebietes. Auf der Höhe von Bebensee zweigt wiederum ein E – W gerichtetes Rinnenstück ab; in ihm liegt der Neversdorfer See, an dessen Westende wiederum ein N – S-ausgerichteter Rinnenabschnitt ansetzt, in dessen nördlichem Teil der Mözener See liegt. Dieser wiederum wird durch kleinere E – W-gerichtete Rinnen nördlich des Arbeitsgebietes wieder an das Trave-Tal angeschlossen. Der nordöstliche und östliche Teil des Untersuchungsgebietes wird durch einen bis 67 m hohen Höhenrücken gebildet, der von der Nordostecke des Arbeitsgebietes bis in die Gegend von Steinfeld, nördlich des dort E – W verlaufenden Travetales führt. Südlich der Trave setzt er sich dann mit Höhen bis 60 m nach Süden weiter fort.

3. Geologie

3.1 Das Präquartär

Ausbisse von Festgesteinen finden sich im Arbeitsgebiet nicht, jedoch steht im Bereich von Bad Segeberg Gips und Anhydrit an der Oberfläche an (sog. „Kalkberg“); ausführlich behandelt bei TEICHMÜLLER 1948 und GRIPP 1964. Präquartäre Ablagerungen werden ansonsten nur in Bohrungen angetroffen. Die tiefste Bohrung im Arbeitsgebiet ist die Bohrung Sülfeld. Ihr Schichtverzeichnis lautet (nach BENTZ et al. 1947/49) wie folgt:

Sülfeld S 3

- 0 – 176 m Pleistozän
- 176 – 843 m Miozän
- Diskordanz
- 843 – 1250 m Oberkreide 2 + 1
- 1250 – 1271 m Unterkreide 5
- Diskordanz
- 1271 – 1336 m mittl. Keuper

BENTZ et al. (1949) sowie JARITZ (1973) deuten dieses Schichtverzeichnis dahingehend, daß die Anlage der Struktur Sülfeld, wie auch der Struktur Segeberg vor der Unterkreide erfolgte, da auch in Segeberg mittleres Oberalb (Kru 5) über mittlerem Keuper transgrediert, weitere Aussagen sind nicht möglich, da über die Zusammensetzung eines evtl. vorhandenen Kru 5-Basiskonglomerates keine Informationen vorliegen. Für den in das Arbeitsgebiet hineinreichenden Top des Salzstocks Sülfeld wird nach geophysikalischen Messungen (BENTZ et al. 1949) in Analogie zu den Verhältnissen in der 3 km westlich von S 3 gelegenen Bohrung Sülfeld S 1 transgressives Miozän über oberem Zechstein angenommen.

Eine eingehende Darstellung der Salzstrukturen geben JARITZ 1973 für Nordwestdeutschland und WEBER 1977 für Schleswig-Holstein.

Das Tertiär ist, wie bereits FRIEDRICH (1902, 1908, 1917) feststellte, in einer ganzen Reihe von Brunnenbohrungen im Oldesloeer Raum angefahren, aber nicht durchteuft worden, hier sind zu nennen die Bohrungen Oldesloe, Möbelfabrik Kayser & Wex; Oldesloe, Altonaer Diakonissenheim; Wasserwerke Oldesloe Nr. 7, 8 a–d, sowie die Bohrung Gut Treuholz, hier wurden jeweils Quarzsande des Pliozäns angefahren. In den Jahren 1974 und 1975 wurden zwei Forschungsbohrungen des Geologischen Landesamtes Schleswig-Holstein in Rethwischdorf bzw. Höltenklinken niedergebracht (HINSCH 1979 b, JOHANNSEN 1979); die Schichtverzeichnisse lauten wie folgt:

Höltenklinken

	0 – 113 Pleistozän
r 87 495	113 – 135 Obermiozän/Pliozän (Kaolinsand)
h 61 670	135 – 194 Obermiozän (Gram)
+ 24 m NN	194 – 368 Obermiozän (Langenfelde)
	368 – 409 Mittelmiozän (Reinbek)
	409 – 558 Mittelmiozän (obere Braunkohlensande)
	558 – 606 Untermiozän (Hamburger Ton) (nicht durchteuft)

Rethwischdorf

	0 – 222 Pleistozän
r 95 725	222 – 313 Mittelmiozän (obere Braunkohlensande)
h 62 020	313 – 361 Untermiozän (Hamburger Ton)
+ 45 m NN	361 – 470,5 Untermiozän (untere Braunkohlensande)
	(nicht durchteuft)

Auffällig sind bei diesen beiden Bohrungen die Mächtigkeitsänderungen der einzelnen Formationen und das teilweise Fehlen von einzelnen Schichtgliedern. Dies wird von JOHANNSEN (1979) dahingehend erklärt, daß die strukturelle Position der Bhg Höltenklinken in der Randmulde der Sülfelder Struktur (also in einer Senkungszone) zu größeren Absenkungsbeträgen, vor allem im Jungtertiär, somit zu größeren Schichtmächtigkeiten und bei gleichmäßiger Absenkung auch zu vollständigeren Schichtabfolgen führt. Die Bhg Rethwischdorf hingegen liegt bereits im Aufstiegsbereich der Struktur Nusse, sie weist demzufolge geringere Sedimentationsmächtigkeiten auf und z. T. fehlen einzelne Schichten des jüngeren Neogens. Ein Einfluß der Salzstöcke auf die quartäre Sedimentation im Arbeitsgebiet konnte bisher nicht nachgewiesen werden.

3.2 Mächtigkeit und Schichtaufbau des Pleistozäns

Wie bereits aus den Kurzprofilen der Bohrungen Höltenklinken und Rethwischdorf zu ersehen war, schwankt auch die Mächtigkeit des Pleistozäns beträchtlich. Dieser Umstand war bereits FRIEDRICH (1917) bekannt. Die Auswertung der von ihm im Lübecker Umland und besonders in Bad Olesloe gesammelten Schichtverzeichnisse von Brunnenbohrungen ließen ihn (1917 p. 19 Mitte) zu dem Schluß kommen: „diese Profile lassen hier deutlich das Vorhandensein eines tiefeinschneidenden Tales schon vor der Eiszeit erkennen.“ Bereits 1924 konnte KOCH das Vorhandensein solcher glaziären Rinnen im Untergrund Hamburgs feststellen. An neueren Arbeiten seien genannt für Hamburg LÖHNERT (1966), GRUBE (1979);

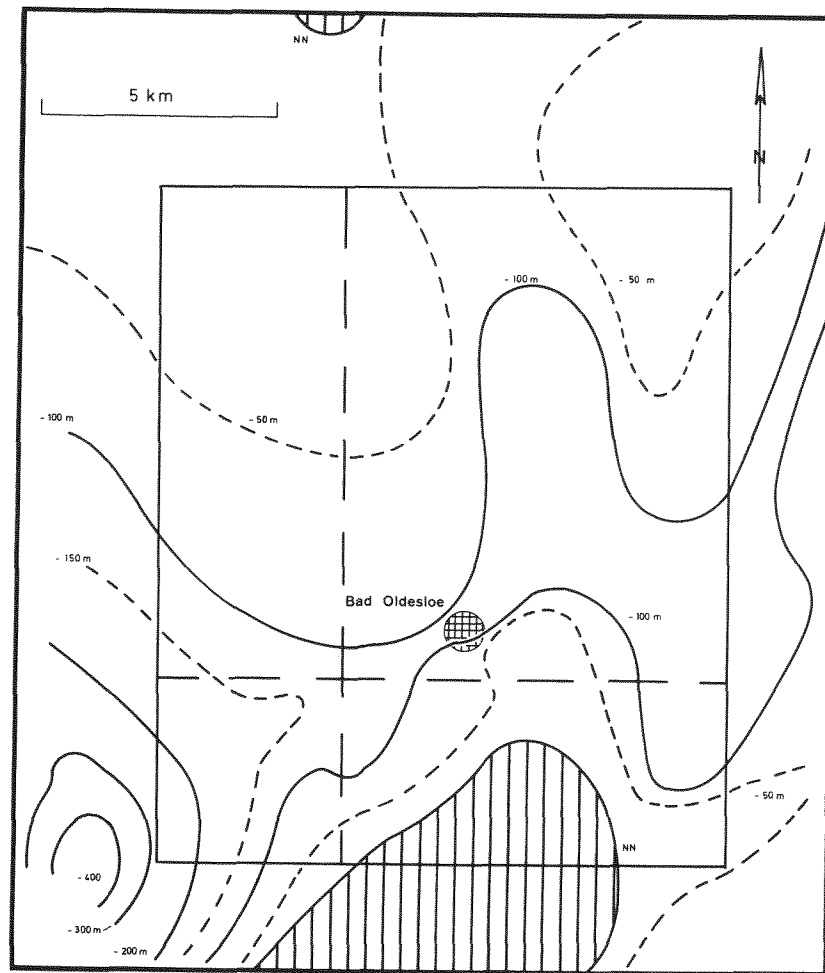


Abb. 1: Tiefenlage der Pleistozän-Basis (in m NN) nach HINSCH (1977, 1979 a) und IWANOFF/NACHTIGALL (1982) (verändert)

Schleswig-Holstein: HINSCH (1975, 1977, 1979 a), auch aus dem nordöstlichen Niedersachsen (KUSTER/MEYER 1979) und aus Dänemark (RASMUSSEN 1966) sind solche glaziären Rinnen bekannt. Diese Rinnen sind jedoch eiszeitlich angelegt und ausschließlich in der Elster-Eiszeit in den präquartären Untergrund eingetieft im Gegensatz zur Ansicht FRIEDRICHS, der eine präquartäre Tallage vermutet.

Eine Darstellung der Tiefenlage der Unterkante des Pleistozäns nach HINSCH (1977, 1979 a), IWANOFF, NACHTIGALL (1982) leicht verändert zeigt im Süden des Arbeitsgebietes auf Blatt Eichede Tiefenlagen um NN, eine Rinne mit Tiefen über 100 m unter NN zieht sich von SW auf Bl. Bargtheide über die SW-Ecke von Bl. Oldesloe nach Osten und Südosten bis in die NE-Ecke des Blattes Eichede. Von diesem Rinnenverlauf zweigt ein Ausläufer von Oldesloe in Richtung Norden ab.

Die Mächtigkeit des Pleistozäns schwankt nach den publizierten Schichtverzeichnissen von Brunnenbohrungen zwischen 15 und mehr als 450 m, im Verlauf der Geländearbeiten wurde trotz Sondierungen mit Teufen von > 15 m im Arbeitsgebiet das Pleistozän nicht durchsunken. Die Darstellung der pleistozänen Schichtabfolge stützt sich deshalb auf die Literatur. Über den pleistozänen Kaolinsanden lagern nach RANGE 1935 häufig grobe Kiese mit nordischen Geschiebeanteilen. Diese Kiese werden von vermutlich Saale-eiszeitlichen Geschiebemergeln mit Mächtigkeiten bis von ca. 15 bis ca. 60 m überdeckt, die Saale-eiszeitlichen Absätze enden mit grauen glazifluvialen Mittelsanden. In einigen Bohrungen folgen über diesen dunkle, sandige Mudeen mit Brackwasserdiatomeen, z. T. schwarzbraune Sande mit Torfstücken. Diese nach ihrer Lage unter den Weichsel-eiszeitlichen Absätzen wohl als Eem-Interglazial zu betrachtenden Sedimente erreichen Mächtigkeiten zwischen 2 und 10 m.

Über den Interglazial-Ablagerungen folgen die Sedimente der Weichsel-Eiszeit, meist Geschiebemergel oft in Wechsellagerung mit Kiesen bzw. kiesigen Sanden mit Mächtigkeiten bis 60 m, hierbei variieren die Mächtigkeiten der obersten Geschiebemergellagen zwischen 4 und > 50 m, durchschnittliche Mächtigkeiten lagen zwischen 5 und 10 m.

3.3 Glazialmorphologie

Dieses Gebiet wird von GRIPP (1964) in die A-Moränen und somit in die Frankfurter Staffel eingeordnet. Trotz der z. T. zweifelhaften Randlagengliederung sind die morphologischen Argumente für die Zeitstellung der Moränen einleuchtend, daher werden die Randlagen A₁ – A₆ in den jüngeren Abschnitt der Frankfurter Staffel und die Randlagen A₇ bis M₃ in den jüngeren Abschnitt der Frankfurter Staffel gestellt. Zur absoluten Datierung wird die Chronostratigraphie von La Grande Pile, Vosges herangezogen (MÖRNER 1981). Diese zeigt eine seit der Saale-Eiszeit ununterbrochene Sedimentationsabfolge, deren zeitliche Einordnung durch mehrere Methoden parallel gesichert ist. –

Kurzgefaßt ergeben diese Daten eine starke Abkühlung nach 29.300 ys BP. Ein Temperatur-Minimum zwischen 22.500 und 20.000 ys BP entspricht dem Brandenburger Stadium. Zwischen 20.500 und 19.700 folgt das Laugerie-Interstadial, an dieses schließt sich eine Kaltphase von 19.700 bis 18.600 an, diese entspricht der Frankfurter Staffel. Das anschließende Lascaux-Interstadial datiert zwischen 18.600

und 15.300 ys BP. Zwischen 15.300 und 12.800 ys BP folgt das Pommerische Stadium, das Spätglazial endet mit dem Bölling-Alleröd-Komplex zwischen 12.800 und 11.800 ys BP. –

Kombiniert man nun Randlagen und die zur Verfügung stehende Zeit, so stehen für die A₁ bis M₃-Randlagen (Luftlinienabstand im weiteren Umfeld des Arbeitsgebietes ca. 25 bis 30 km) für das Vorrücken des Eises sowie das Abschmelzen inklusive Wiedervorrücken ca. 1.100 Jahre zur Verfügung, wobei mit einem längeren Verweilen des Eisrandes an den M-Randlagen aus morphologischen Gründen

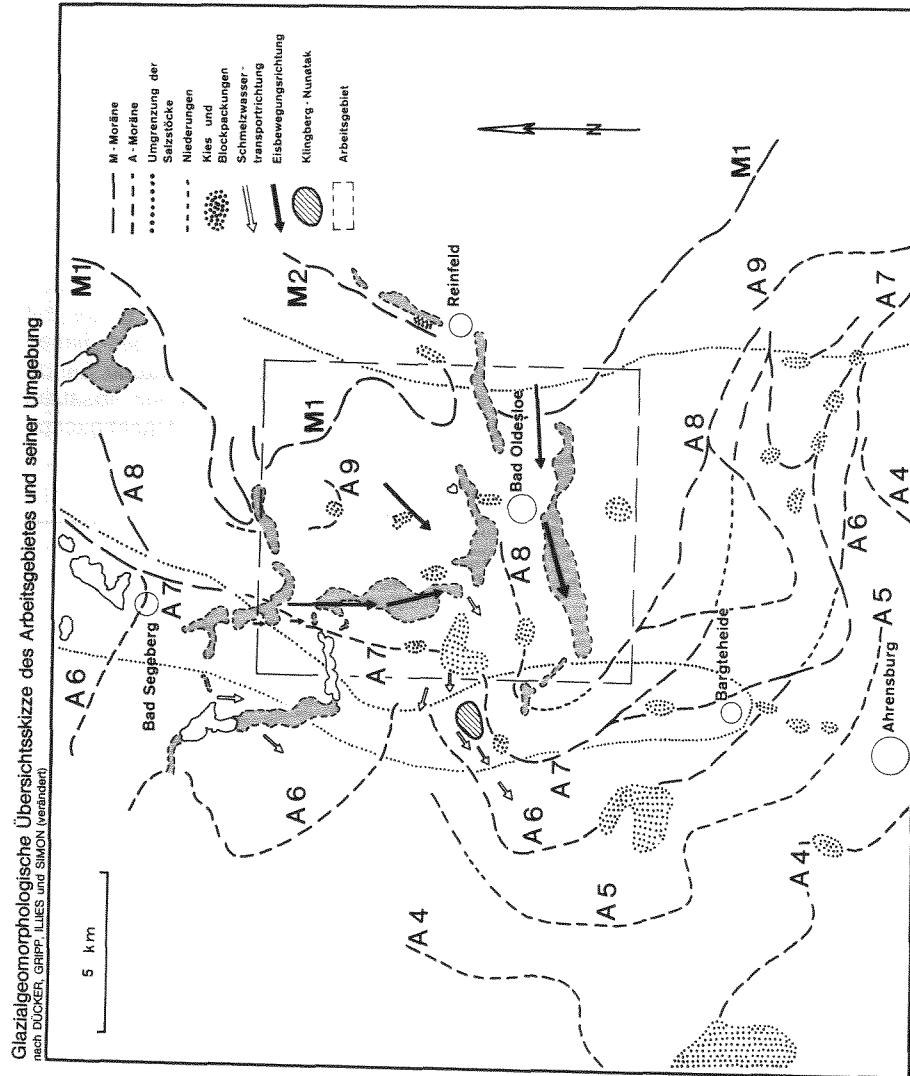


Abb. 2: Glazialmorphologische Gliederung des Arbeitsgebietes und seiner Umgebung

gerechnet werden muß (Überfließen der Randlagen und Ausarbeiten von Drumlins in den präexistente Rinnen des Vorlandes). Der zunächst etwas kurz erscheinende Zeitraum für das Vorrücken des Eises erscheint jedoch in einem anderen Licht, wenn man die zahlreichen, gut dokumentierten Eisvorstöße des Holozäns mit in Betracht zieht (siehe u. a. auch DENTON/PORTER 1970, DENTON/KARLEN 1973, HEUBERGER 1974), deren Dauer lediglich zwischen 100 und 400 Jahre beträgt. –

Auch die Abkühlungsphasen beim Übergang der Würm-IS zu den Minima der folgenden Stadiale beträgt z. T. nur 350 bis 500 Jahre (siehe GRIBBIN 1979) und für die gut bekannte Abfolge Bölling-IS bis jüngere Dryas sind innerhalb dieses 2000 ys messenden Zeitabschnittes Schwankungen in der Jahresmitteltemperatur von bis zu 6° C ermittelt worden (siehe GRIBBIN 1979). Das Abnehmen der Jahresmitteltemperatur wird bereits durch eine großflächige Schneebedeckung der Festländer der nördlichen Hemisphäre möglich, die daraus resultierende hohe Albedo führt zu einer weiteren Reduzierung der Temperaturen, und dies wiederum führt zu einem größeren Anteil von Schnee bei den Niederschlägen.

Auch die erforderlichen Abschmelzgeschwindigkeiten liegen durchaus im Normalbereich, wenn man bedenkt, daß die Eismächtigkeit im Randbereich der Vereisung, wie an rezenten Beispielen (Grönland, Antarktika) zu sehen ist, häufig Werte zwischen 100 und 300 m aufweist. Am Klingberg fand ILLIES (1955) Hinweise auf eine Eismächtigkeit von maximal 25 m, bei solch geringen Mächtigkeiten können bereits leicht positive Temperaturveränderungen zu relativ großen Abschmelzwerten führen. Die von verschiedenen Bearbeitern intensiv erforschten Abschmelzvorgänge im südlichen Schweden (BERGLUND 1979, LUNDQUIST 1961, MÖRNER 1969, 1981 und NILSSON 1968) können zwar nicht direkt auf die schleswig-holsteinischen Verhältnisse übertragen werden, da sie sich erst in der Endphase der Würm-Vereisung zutragen und bereits längere Phasen der Klimavverbesserung vorangegangen sind, zudem der skandinavische Eisschild nur noch eine weitaus kleinere Ausdehnung besaß und vermutlich nicht mehr einen so entscheidenden Einfluß auf die Klimavorgänge hatte wie zur Zeit seiner Maximalausdehnung. Trotzdem können die hier ermittelten Werte als Anhaltspunkte für mögliche Abschmelzgeschwindigkeiten herangezogen werden. Die Werte können wie folgt zusammengefaßt werden:

1. zwischen 15 500 und 13 000 ys BP in den Phasen zwischen den einzelnen, randlagenbildenden Eisvorstößen Abschmelzgeschwindigkeiten zwischen 50 und 15 m/y
2. zwischen 13 000 und 9 500 ys BP in den Phasen zwischen den randlagenbildenden Eisvorstößen Abschmelzgeschwindigkeiten zwischen 400 und 30 m/y.

Hierzu ist noch anzumerken, daß die Vorstoß-Abschnitte zeitlich nur ca. 15 bis 20% des 6 000 Jahre umfassenden Zeitraums ausmachen. Bei einer Mittelung auf den gesamten Zeitraum bezogen würden sich die Werte noch um 1/5 verringern. Bei Anwendung der unter 1. genannten Werte ergäbe sich ein Abschmelz-Zeitraum von A₁ bis M₃ von minimal 625 – 750 ys bzw. maximal 2085 – 2500 ys. Die unter 2. genannten Werte ergäben einen Zeitraum von minimal 80 – 95 ys bzw. maximal 1050 – 1250 ys. Die niedrigeren der hier ermittelten Werte liegen auch für das Arbeitsgebiet durchaus im Bereich des Wahrscheinlichen. Trotz der Wirkung des großen Kältepotentials des Eisschildes während seiner Maximal-Ausdehnung kann

bei ausbleibendem Eisnachschieb mit schnellem Abschmelzen aufgrund der geringen Eismächtigkeit im Eisrandgebiet gerechnet werden. Der Abschmelzvorgang wird zusätzlich verstärkt durch die, aus der Mächtigkeit der Geschiebemergel hervorgehenden großen Anteile an Schutt, die das Eis transportiert. Die hohe Albedo reiner Schnee- und Eisflächen (0,70 – 0,80) wird durch aufliegendes und eingelagertes Material (Alb 0,05 – 0,35/Mittel 0,15) stark herabgesetzt und führt zu beschleunigtem Abschmelzen.

Der mögliche Ablauf der Ereignisse im Arbeitsgebiet stellt sich demnach wie folgt dar: Die starke Abkühlung mit Ende des Denekamp-IS (ca. 29 300 ys BP) führt zu einer Vergrößerung des bereits vorhandenen Skandinavischen Eisschildes. Im Temperatur-Minimum des Brandenburg-Stadiums (22 500 – 20 500 BP) erfolgt zunächst eine Ausbreitung des Eises in südlicher Richtung. Nach dem relativ kurzen Laugerie-IS breitet sich das Eis im frühen Frankfurter Stadium (ab 19 700 ys BP) extrem schnell in südwestlicher Richtung aus und erreicht Hamburg. Der Abbau des schuttbeladenen, geringmächtigen Eises erfolgt ebenfalls sehr schnell. Im Gegensatz dazu sprechen die M-Randlagen und die vor ihnen liegenden Drumlinschwärme für ein längeres Verharren und z. T. Überfließen des Eises über die M-Randlagen im späten Frankfurter Stadium (bis 18 600 ys BP). Während des Lascaux-IS (18 600 – 15 300) erfolgt ein teilweises Abschmelzen des Toteises vor den M-Randlagen. Das innerhalb der M-Randlagen abschmelzende Eis entwässert vermutlich in Richtung NE, also Ostsee, bzw. in den entsprechenden Lübecker Eisstausee hinein. Die Vorgänge während der Pommerschen Phase (15 300 – 12 800 BP) betreffen das Arbeitsgebiet nur noch indirekt.

3.4 Die Bewegungsrichtung des Eises

Die Bewegungsrichtung des Eises konnte über die Längsachsenausrichtung der Drumlins teilweise rekonstruiert werden. Es liegen drei geschlossene Drumlin-Gebiete vor:

- 1) Trave-Tal innerhalb der A_7 – Randlage an das N – S verlaufende Trave-Tal gebunden, vermutlich entstanden durch eine Eiszunge, die eine präexistente Rinne als Zungenbecken benutzte. Riegel bei Sühlen und Nütschau eventuell als Satzendmoräne bzw. Stauchendmoräne zu betrachten.
- 2) Seefeld – Neufresenburg innerhalb der hypothetischen A_8 – Randlage, vermutlich an den A_8 – Vorstoß gebunden.
- 3) Norder-Beste-Tal und Verlängerungen liegt innerhalb der A_8 – Randlage (größtenteils) und zum Teil innerhalb der M_1 – Randlage.

Altersstellung im Westen A_8 – gleichzeitig möglich, östlich Meddewade M_1 – gleichaltrig bzw. geprägt durch einen eventuellen Vorstoß späteren Eises über die M_2 – Randlage hinaus. –

Von besonderem Interesse sind die Verhältnisse in dem Aufschluß Bebensee-Ost. Dies ist eine kleine Kiesgrube in der Gemeinde Bebensee, in der in Abständen von mehreren Monaten regelmäßig Material entnommen wird, so daß in den Jahren der Geländeaufnahmen die mit dem langsamen Abbau sozusagen scheinbar sichtbar werdende innere Struktur aufgenommen werden konnte und in gewissen Grenzen ein räumliches Bild entstand. Bei der Aufnahme im September

1981 waren, anders als zu den vorherigen Besuchen, sogar 4 Geschiebemergelbänke aufgeschlossen. Der Aufschluß zeigte von unten nach oben folgendes Profil: Über einem Versturzhauten 0,2 m geschichtete glaziofluviale Sande mit hohem Anteil feinen bis schluffigen Material, darüber 1,0 m Geschiebemergel mit geringem Anteil an Steinen (kleine Blöcke sichtbar), über diesem 0,4 m glaziofluviale Mittel- bis Feinsande (geschichtet), diese werden bedeckt von einem nur 0,3 m mächtigen Geschiebemergel, der eine Schichtung aufweist, die auf eine Sedimentation in

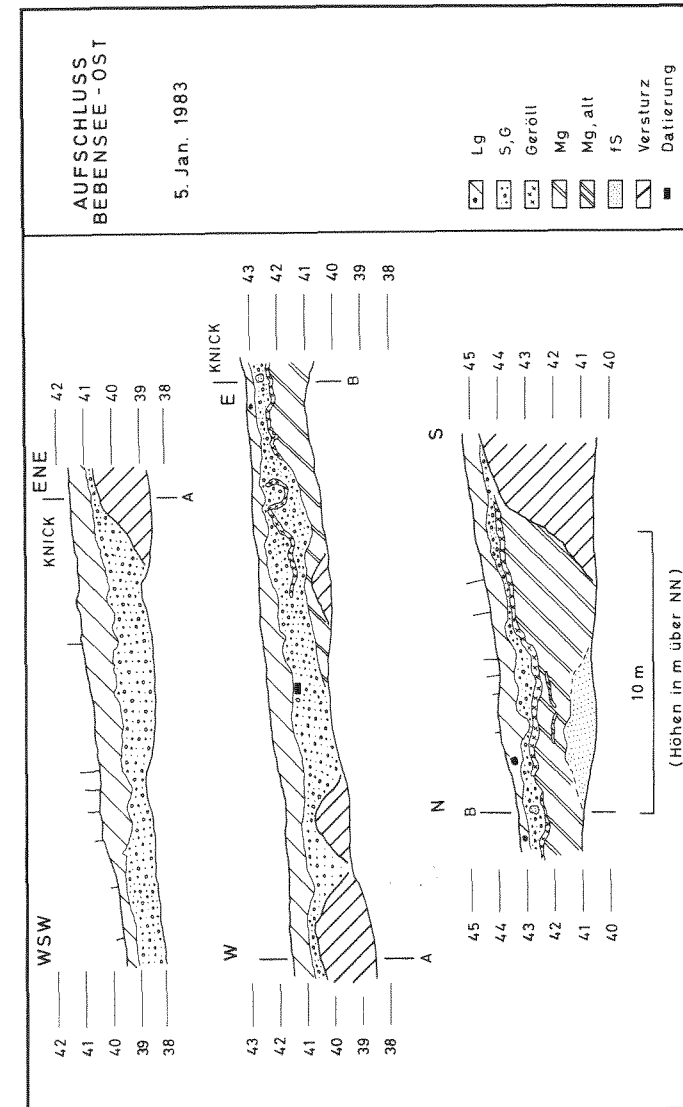


Abb. 3: Aufschluß-Kartierung des Aufschlusses Kiesgrube Bebensee-Ost (5.1.1983)

Lagen (Ausschmelzen aus Toteis?) hinweisen könnte. Bedauerlicherweise liegen nur sehr wenige Arbeiten zur Sedimentologie des Geschiebemergels vor, so daß mangels Vergleichsmaterial hierauf nicht weiter eingegangen werden kann. Aus dem marinen Bereich liegen jedoch eindeutig „warwige“ Geschiebemergel vor, die als Ausschmelzprodukte von Eisbergen gedeutet werden könnten (mdl. Mitt. STAY 1981). Über diesem Geschiebemergel folgen 0,2 m kreuzgeschichtete, glaziofluviale Mittel- bis Feinsande, diese wiederum werden von einem sehr stark steinigen, 0,6 m mächtigen Geschiebemergel überdeckt. Dieser bestand zur Zeit der Aufnahme überwiegend aus Geröllen, mit einem kleinen Anteil grober, kantiger Steine und einer extrem geringen Menge an tonig-schluffiger Matrix, die in dieser Lage bei früheren Aufnahmen nicht bemerkt wurde. Die darüber liegenden gerundeten Gerölle mit einer Schichtmächtigkeit von 0,6 m sind im Ostteil des Aufschlusses vom Eis offenbar stark aufgepreßt und reichen bis fast an die Geländeoberkante, während ansonsten diese Profilseite mit einem 1,2 m mächtigen Geschiebemergel nach oben abschließt, in dem Blöcke mit Durchmesser von mehr als einem Meter beobachtet wurden. An der Basis hat der Geschiebemergel offensichtlich verstärkt Schotteranteile aus der darunterliegenden Schicht aufgenommen. Eine Probe organischen Materials, unterhalb der obersten Geschiebemergelbank entnommen, ergab ein Alter von $4\,400 \pm 300$ ys BP (Probe KI-2021). Es handelt sich um Reste einer tiefreichenden Wurzel.

Zusammen mit den Beobachtungen einer letzten Begehung im Januar 1983 läßt sich feststellen:

Der Aufschluß zeigt einen konzentrischen, schalenartigen Aufbau der Stoß-Seite des Drumlins. Geschiebemergelbänke wechseln mit z.T. feinen glaziofluvialen Sanden ab. Der unterste Geschiebemergel weist eingearbeitete Reste einer mittel- bis dunkelbraunen älteren Moräne auf. Die Geschiebemergelbänke darüber weisen vom Liegenden bis zum Hangenden steigende Anteile gröberer und gröbster Kornfraktionen auf. Die Schichtungen in der 2. Geschiebemergelbank (von unten) werden als Anzeichen für eine Ablationsmoräne gedeutet. Die Bank gröberer Schotter zwischen den oberen Geschiebemergelbänken wird als Moränenrest angesehen. Die in einigen Bereichen lagige Anordnung von Steinen in der obersten Geschiebemergelbank kann ein Anzeichen für ein postsedimentäres Fließen des Geschiebemergels sein.

Die Möglichkeit, daß die ganze Serie als Scholle an die Stoß-Seite des Drumlins angepreßt wurde, wird als nicht sehr wahrscheinlich erachtet, da keine Anzeichen für ungewöhnliche eistektonische Beanspruchungen entdeckt werden konnten.

Untersuchungen an rezenten Gletscher-Großkomplexen in Alaska (LAWSON 1979) ermöglichen eine weitere Erklärung für die aufgefundene Serie: Es könnte sich hierbei um Sedimentation aufgrund von Aufschmelzungsprozessen durch Druck am Grunde der Eiszunge handeln. Hierbei würde das vorher durch Anfrieren aufgenommene Material aus der Basalzzone der Eiszunge (rez. Beispiel Matanuska-Gletscher, Alaska: 3–23 m mächtig, zwischen 4 und 25 % Sedimentanteil) durch Druckerwärmung an einem Hindernis wieder ausschmelzen. –

3.5 Tunneltäler

Die auf den ersten Blick weniger auffallenden breiten Talungen mit flachen Talböden und geringem Gefälle sind kaum dokumentiert und in Schleswig-Holstein

mit Ausnahme des Ahrensburger Tunneltales (GRUBE 1974/1975; AL HOMCI 1974; CIMIOTTI 1977) auch nie kartiert worden. Die frühesten Untersuchungen liegen aus Dänemark vor (USSING 1903, 1907).

Hier wurden diese Rinnen zunächst als Fjordtäler und dann als „Tunneldale“ bezeichnet. ANDERSEN (1931) und GRIPP (1935, 1964) erarbeiteten die typischen Kennzeichen von Tunneltälern.

Tunneltäler entstehen als subglaziale Rinnen in der unmittelbaren Randzone des Gletschers als Erosionsformen inglazial und subglazial fließender Schmelzwässer, die aufgrund der Bewegungen im Gletscher in sich ständig verändernden Querschnitten im Eis fließen oder am Grund des Eises den Untergrund erodieren, da sie z.T. unter erheblichen Drucken stehen. Die erodierten Rinnen folgen in ihrem Verlauf den durch die Spaltensysteme des Gletschereises vorgezeichneten Bahnen, sie können daher nicht nur parallel, sondern auch quer zur Gletscherbewegungsrichtung stehen, entsprechend den Radial- und Querspaltensystemen der Gletscher. Die Tunneltäler besitzen kein durchgehendes Gefälle und die einzelnen Abschnitte sind häufig durch Querriegel voneinander getrennt. Diese können wie GRIPP (1935) anmerkt, Satzendmoränen darstellen, die sich an der Grenze von Toteis zu aktivem Eis absetzen, sobald eine Eiszunge von neuem das Tunneltal als Zungenbecken benutzt; mit dem endgültigen Abschmelzen des Eises sinkt das Material auf den Boden des Tales und bildet hier einen Riegel. Verschüttetes und danach aufgetautes Toteis ist auch der Grund für die sehr unruhige Formgebung des Talbodens, der häufig durch toteisgeprägte Vertiefungen charakterisiert ist.

Eine zweite Möglichkeit der Entstehung von Querriegeln liegt im Untergrund des Tunneltales vor; starre und steile in Form von älteren Ablagerungen vorhandene Hindernisse können in dem am Gletscherrand ohnehin nicht mehr sehr mächtigen Eis zum Aufreißen neuer Zerr-Spaltensysteme führen. Den unter Druck stehenden inglazialen oder subglazialen Wässern wird somit eine Möglichkeit geboten, dem Druck durch Ausweichen in das neue Spaltensystem zu entgehen. Die Folge ist, daß das eben noch am Grunde des Gletschers erodierende Schmelzwasser auf sehr kurzen Strecken aufsteigen kann und eine Erosion des Hindernisses nicht mehr stattfindet. Dabei besteht durchaus noch die Möglichkeit, daß sich hinter dem Hindernis die Schmelzwässer durch die sich wieder schließenden Spaltensysteme wiederum in den Grund des Gletschers hinabgedrückt werden. Weitere Eigenschaften der Tunneltäler sind eine Eintiefung gegenüber dem Vorland der dazugehörigen Eisrandlage und als Gegensatz zu den subaerisch angelegten Tälern unregelmäßige, weitgehend aufgelöste Talflanken, ohne die sonst üblichen Prall- und Gleithänge.

Bei Abschmelzen des Eises – dieser Vorgang beginnt an der Eisfront und entlang der z.T. offenen Spaltenzüge – wird das Eis in dem Tunneltal durch die aus rückwärtigen Bereichen kommenden Schmelzwässer und ihre Ablagerungen überflossen bzw. bedeckt. In diesen Schmelzwasserablagerungen fließen die Bäche wie auf einer breiten Ebene ohne großes Gefälle dem Ursprung des jetzt inaktiven Sanders zu, dabei mäandrieren sie. Die bereits von GRIPP (1935) kurz angesprochenen Erosionsterrassen im Bereich Sühleener Kupfermühle sowie die Durchbruchstäler dort und bei Nütschau sind sehr gute Beweise dafür, daß die Vorläufer der Trave über eine flachgeneigte Ebene mäandrierten. Betrachtet man die Gefällsverhältnisse, so stellt man fest, daß sowohl nördlich der Kupfermühle als

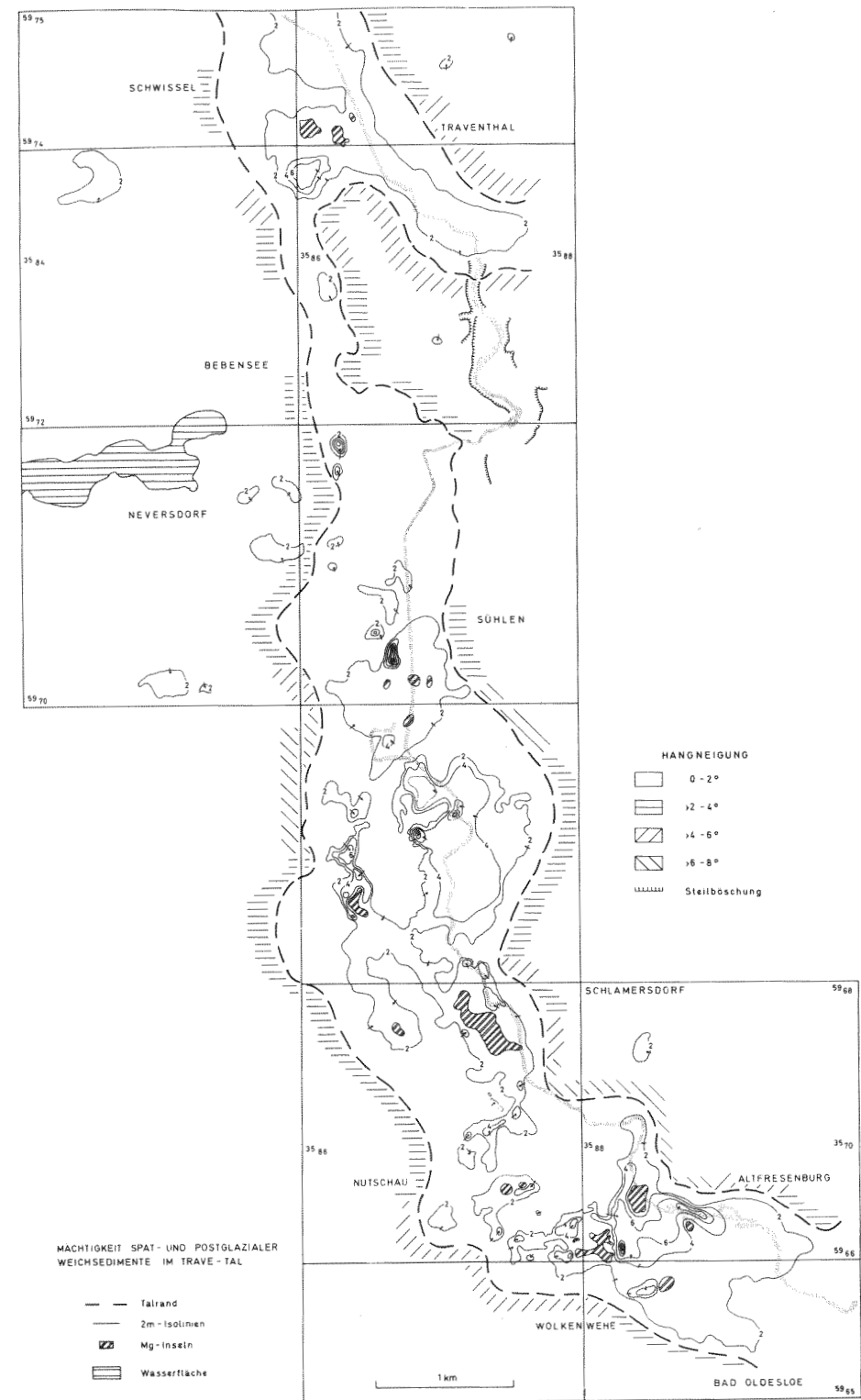
auch südlich nach Nütschau hin und weiter nach Wolkenwehe ebene Talsohlen vorliegen mit Gefällen von 1 : 1000 bis 1 : 2000, während in den Engen bei Kupfermühle ein Gefälle von 1 : 375 und in der Enge bei Nütschau von 1 : 500 herrscht. Nach den Gefällsverhältnissen anderer mäandrierender Flüsse zu schließen, müssen die in den Engen zu beobachtenden, tief eingeschnittenen Mäander sich von einer ehemals höher liegenden Basisfläche im Laufe der Zeit nach unten durchgepaust haben. Der Grund für eine Tieferlegung kann jedoch nicht in Veränderungen der Erosionsbasis des Vorfluters (Urstromtal o.ä.) gelegen haben, da der Meeresspiegel seit dem Würm-Maximum ständig gestiegen sein muß und demzufolge in den Urstromtälern aufgeschotet wurde, die Erosionsbasis höher gelegt wurde. Es kann deshalb angenommen werden, daß die in diesem Bereich durchweg mäandrierende Trave im frühen Postglazial über eine flachgeneigte Ebene geflossen ist, die zum großen Teil aus im Tunneltal liegenden Toteismassen mit darüberliegender glaziofluvialer Sandbedeckung bestand. Mit Beginn des Abschmelzens des Toteises erfolgte eine langsame Tieferlegung des Travelaufes, die Geschwindigkeit des Abschmelzvorganges ist so langsam gewesen, daß die Mäander sich in den neuen Untergrund der Engen eingraben konnten. Außerdem ist dieses Einschneiden, wie die noch vorhandenen Erosionsterrassen beweisen, von mehreren Stillstandsphasen unterbrochen worden. Zudem wären die Mäander bei einer schnellen Absenkung und einem entsprechend schnellen Einschneiden sicher nicht erhalten geblieben. Es hätte sich vielmehr ein gerader, kurzer Durchbruch ausgebildet. Ein weiterer Beweis für das Vorhandensein von Toteis ist auch die bereits von GRIPP (1935) angemerkte Tatsache, daß die Trave die wenig westlich von Kloster Nütschau gelegene wesentlich niedrigere Schwelle nicht zum Durchbruch benutzt hat. Die hier liegenden Niederungen weisen erhebliche Mächtigkeiten an postglazialen Weichsedimenten auf, die während und nach dem Tieftauen des Eises in den entstehenden Senken abgelagert wurden.

3.6 Spätglaziale Sedimentation

Die räumliche Verteilung und Mächtigkeit der spät- und postglazialen Weichsedimente im mittleren Trave-Tal ergibt folgendes Bild: Die Nord-Süd ausgerichtete Hohlform in der sich heute das Tal der mittleren Trave befindet, wird durch Ost-West verlaufende Querriegel in drei größere Abschnitte gegliedert. Der nördliche Abschnitt reicht vom nördlichen Blattrand bei Schwissel bis in einen Bereich nördlich von Bebensee. Die Gesamtmächtigkeit der Weichsedimente beträgt maximal 7 m; unter einer bis zu 4 m mächtigen Schicht von Torfen finden sich bis zu 3 m postglazialer limnischer Sedimente, die stellenweise von alleröd-zeitlichen Torfen mit Mächtigkeiten bis 0,3 m unterlagert werden. Bei diesem Abschnitt handelt es sich offenbar im Gegensatz zu den südlichen Abschnitten um eine relativ flache Eintiefung ohne übertiefte Einsenkungen im Boden der Form. Das Vorhandensein von übertieften Kleinformen mit Durchmesser unter 40 m ist allerdings bei der Bohrpunktichte nicht auszuschließen. Prä-allerödzeitliche Sedimente wurden in diesem Abschnitt nicht identifiziert.

Der nördliche und der mittlere Abschnitt werden durch den Querriegel zwischen Bebensee und Sühlen getrennt. In diesem Bereich erweist sich die Abgrenzung der

Abb. 4. Verbreitung und Mächtigkeit spät- und postglazialer Weichsedimente im mittleren Trave-Tal



Hohlform als sehr schwierig. Während im westlichen Teil eine Verbindung beider Abschnitte in der Morphologie angedeutet ist (sie wurde in die Karten übernommen), verläuft das Tal der heutigen Trave weiter östlich. Es schneidet sich in die hier bei + 30 m NN liegende Oberfläche ein und der Fluß hat in unterschiedlichen Höhenlagen zwischen + 30 m und + 15 m NN Steilböschungen in den angrenzenden Hängen herausgearbeitet. Die in den Querriegel eingearbeiteten Mäander der Trave scheinen sich in mehreren Etappen eingeschnitten zu haben. Eine altersmäßige Einordnung der Vorgänge dabei ist bisher nicht möglich. Südlich der Sühler Kupfermühle (h⁵⁹ 71850 . r³⁵ 87200) endet der Riegel.

Der sich nach Süden erstreckende mittlere Abschnitt der Hohlform ist hier ca. 1 km breit; der flache nach Süden einfallende Boden der Hohlform weist bis auf die Höhe des Dorfes Sühlen (h⁵⁹ 70750) nur einige torfgefüllte Übertiefungen auf, in denen zum Teil Torfmächtigkeiten von bis zu 8 m erbohrt wurden, bei ansonsten nur bis zu 2 m mächtiger Torfdecke über glazialen Sanden. Südlich von Sühlen verbreitert sich die Hohlform auf annähernd 2 km. Der Boden der Hohlform ist in den anschließenden 3,5 km stark gegliedert, zahlreiche drumlinoide Formen ragen über den heutigen Talboden hinaus. Diverse Übertiefungen mit spät- und postglazialen Sedimentfüllungen mit Mächtigkeiten über 10 m konnten erbohrt werden. Hierbei wurden in zwei Übertiefungen spätglaziale gebänderte Tone (Warwentone) angefahren. Die postglazialen Seen im Bereich des mittleren Trave-Tales haben in diesem Abschnitt ihre flächenmäßig größte Ausdehnung erreicht. Die Torfschichten im Hangenden erreichen Mächtigkeiten bis 6 m. In den Talrandbereichen ziehen sich die Torfschichten häufig bis in die höheren Hangbereiche hinauf, die Torfentstehung wird dabei oft durch frei ausfließendes Grundwasser begünstigt (Hang- bzw. Quellmoor). In den schmalen Senken zwischen den Drumlins finden sich meist lediglich Torfablagerungen, eine Verbindung zu den freien Wasserflächen enthaltenden Teilen der Hohlform kann nach den erbohrten Sedimenten nur in seltenen Fällen vermutet werden.

Der mittlere und der südliche Abschnitt werden durch den Querriegel bei Nütschau getrennt. Dieser kann in zwei Teile gegliedert werden. Der nördliche Teil besteht aus einem mehr als 8 m mächtigen Geschiebemergel, während der südliche Teil aus Sanden, Kiesen und Blöcken aufgebaut ist. Ähnlich wie beim Bebensee-Querriegel befindet sich die morphologisch tiefste Partie im westlichen Bereich des Riegels, die heutige Trave jedoch hat sich am Ostrand der Hohlform ihren Weg durch den Riegel gebahnt. Die morphologischen Verhältnisse im Bereich der beiden Riegel legen den Schluß nahe, daß zur Zeit der Anlage der Trave-Durchbrüche durch die Riegel die heute tiefliegenden Teile in den westlichen Gebieten der Riegel noch bedeutend höher lagen. Dies ist nur unter der Annahme von verschütteten Toteisblöcken plausibel, diese wurden während der postglazialen Tieftauphase durch Aufschmelzen beseitigt. Nach GRIPP (1964) ist das Tieftauen am stärksten während des Boreals, ein Beginnen während des Präboreals und in einzelnen Bereichen ein Andauern bis ins Atlantikum sind möglich. Die Anlage der Trave-Durchbrüche ist also wahrscheinlich in diesem Zeitraum anzusetzen, eine spätere Anlage wäre sicherlich den nach dem Tieftauen niedrigeren Bereichen in den Westteilen der Riegel gefolgt.

Der südlichste Abschnitt der Hohlform zwischen Nütschau und Wolkenwehe wird durch den Nütschauer Riegel im Norden und die A₆-Randlage (GRIPP 1964) im

Süden begrenzt. Bei einer Ost-West-Erstreckung von ca. 2 km und einer Nord-Süd-Erstreckung von ca. 1 km ist dieser Abschnitt nicht so stark gegliedert wie der mittlere Abschnitt. Die Drumlins fehlen weitgehend. Statt dessen treten Ost-West verlaufende kleine Rücken auf, die allerdings nur wenig über den Boden der Hohlform herausragen und die die Weichsedimentüberdeckung nicht durchstoßen.

Auch im südlichen Abschnitt wurden in Übertiefungen spätglaziale Bändertone (Warwentone) erbohrt. Die Gesamtmächtigkeit der spät- und postglazialen Weichsedimente betrug maximal 15 m; bei Torfmächtigkeiten von max. 6 m wurden im Liegenden der Torfe bis zu 5,5 m Gyttjen angetroffen. Die unterlagernden spätglazialen Bändertone wiesen Mächtigkeiten von bis zu 3,5 m auf. Das Liegende der Bändertone bilden glaziale Sande und Kiese.

Unter Berücksichtigung der Tatsache, daß lokale Bedingungen zum Teil erhebliche Auswirkungen auf die Sedimentationsverhältnisse in den relativ kleinen Übertiefungen haben können, läßt sich aus den Beckenfüllungen die Paläogeographie der Hohlform und ihre Veränderung in der Zeit zu rekonstruieren.

Die Mächtigkeit der spät- und postglazialen Beckenfüllungen beträgt zwischen 7 m und 22 m, der Beginn der Sedimentation liegt vermutlich zwischen 19 000 und 12 000 ys BP. Durchschnittliche Sedimentationsraten liegen zwischen 1,8 und 0,4 mm/Jahr, jedoch sind während der Zeit vor dem Alleröd-Bölling-Komplex und während des Boreal bis Atlantikum zum Teil niedrigere Werte wahrscheinlich; auch legen die C¹⁴-Datierungen den Gedanken an Schichtlücken in Beckenrandlagen vor allem im Bereich Boreal bis Atlantikum nahe.

Die Sedimentation in einer Reihe von tieferen Becken beginnt nach der Vergletscherung mit gebänderten Tonen (Warwentone bis zu 4,5 m mächtig), die nach stratigraphischen Überlegungen und C¹⁴-Datierungen etwa den Zeitraum von 19 000 – 12 000 ys BP umfassen, also vom jüngeren Frankfurter Stadium bis in den Alleröd-Bölling-Komplex reichen. Der Warwenton-Komplex ist in sich dreigeteilt, wobei der obere Teil des Komplexes bis in den Zeitraum des Alleröd reicht. In den keine Warwentone enthaltenden Becken beginnt die Sedimentation mit relativ geringmächtigen allerödzeitlichen Torfen (ca. 0,3 m Mächtigkeit).

3.6.1 Bändertone (Grundlagen und allgemeiner Überblick)

Die Grundlagen der Bändertone-Forschung wurden von dem schwedischen Geologen GERARD DE GEER erarbeitet (Zusammenfassung in: DE GEER (1940). Dieser erkannte in den Jahren 1884/85, daß es sich bei den zyklisch abgelagerten Tonen der schwedischen Eisstauseen um jahreszeitlich geschichtete Sedimente handelte.

3.6.1.1 Aufbau und Erscheinungsform der Warwen

Die Farbe der beobachteten Warwen variiert von weißgrau und hellbraun in den Sommerlagen bis mittelgrau und dunkelgrau in den Winterlagen.

Das Material der dunkleren Herbst- oder Winterlagen gehört größtenteils der Ton-Fraktion an. Die Winterlagen enden mit einer scharf ausgeprägten Grenze gegen die Frühlings- oder Sommerlage der nächsthöheren Warwe. Die Sommerlage besteht im wesentlichen aus Material der Schluff-Fraktion. Die Mächtigkeit der

Warwen schwankt im Arbeitsgebiet zwischen 3 cm und Bruchteilen von mm. DE GEER (1940) gibt Mächtigkeiten zwischen 2 m und Bruchteilen von mm an, wobei die proximalen Warwen größere lokale Mächtigkeitschwankungen aufweisen, während die distalen und microdistalen Warwen, die in größerer Entfernung von den durch turbulente Strömungsverhältnisse gekennzeichneten Ablagerungsbereichen des Eisrandes sedimentiert wurden, klimatische Schwankungen besser abbilden und deshalb von DE GEER für chronologische Zwecke als besonders geeignet angesehen werden, vor allem auch, da sie häufig in größeren Zahlen vorkommen als die relativ mächtigen proximalen Warwen.

Nach GRIPP (schriftl. Mitt. 1983) besteht die Gefahr, daß microdistale Warwen mit Regenguß-Warwen verwechselt werden.

3.6.1.2 Beziehungen zwischen klimatischen Faktoren und Warwenmächtigkeit

Die Untersuchung exakt datierter Warwen zwischen 1700 und 1906 in Alaska (Lake Skilak) ergab nach PERKINS und SIMS (1981) statistisch signifikante Korrelationen zwischen Warwenmächtigkeit auf der einen und Temperatur und Schneefall auf der anderen Seite. Eine statistisch signifikante Korrelation konnte selbst noch für die Temperaturwerte weit entfernter Stationen (Hawaii, Californien) nachgewiesen werden. Dies legt die Vermutung nahe, daß eine Abhängigkeit der Warwenmächtigkeit von den Jahresmitteltemperaturen größerer klimatisch einheitlicher Räume besteht, was wiederum bei distalen Warwen eine Vernachlässigung lokaler Faktoren ermöglicht und eine Fernkonnektion distaler Warwen aussichtsreich erscheinen läßt. In absehbarer Zeit erscheint in Anlehnung an die von PERKINS/SIMS (1981) gemachten Versuche zur Ermittlung von Klimawerten aus Warwenmächtigkeiten auch eine Rekonstruktion von Temperatur- und Schneefallwerten nach den gemessenen Warwenmächtigkeiten für weiter zurückreichende Zeitabschnitte möglich.

Durch Vergleich konnte das Warwen-Diagramm Kern VII mit dem Warwen-Diagramm der Kernbohrung Große Wiese II (Lage 1290 m nördlich von Kern VII) korreliert werden. Die Warwen VII - 79 bis - 177 entsprechen den Warwen Große Wiese II - 1 bis II - 99.

Vergleichend läßt sich zu den Kernen VII und Große Wiese II folgendes feststellen: Die Warwenserie VII liegt topographisch höher, randlich zu einem relativ breiten (ca. 900 m) Becken, in dem Strömungen herrschten, die eine ruhige Sedimentation nicht erlaubten; mit randlichen Einschwemmungen muß gerechnet werden. Lediglich die in beiden Diagrammen deutlich zu erkennenden Peaks werden deshalb als tatsächlich klimabedingt (erhöhte Temperatur, erhöhte Niederschläge, erhöhter Abfluß) verstärkte Sedimentationsphasen interpretiert. In der zeitlichen Einordnung liegt der gemeinsame Abschnitt von Kern VII und Große Wiese II vermutlich innerhalb des Alleröd-Bölling-Komplexes, dafür sprechen die C^{14} -Daten (ca. 12 000 ys BP) sowie die gegenüber dem Liegenden deutlich verstärkte Sedimentation.

Im gleichen Zeitabschnitt zeigt Kern Große Wiese II bei einer reduzierten Anzahl von Peaks allgemein etwas höhere Mächtigkeitswerte. Dabei kann nicht von einer stärkeren Wasserführung bzw. höheren Fließgeschwindigkeit ausgegangen werden, da im Vergleich zu Kernbohrung VII Material ähnlicher Korngröße abgelagert

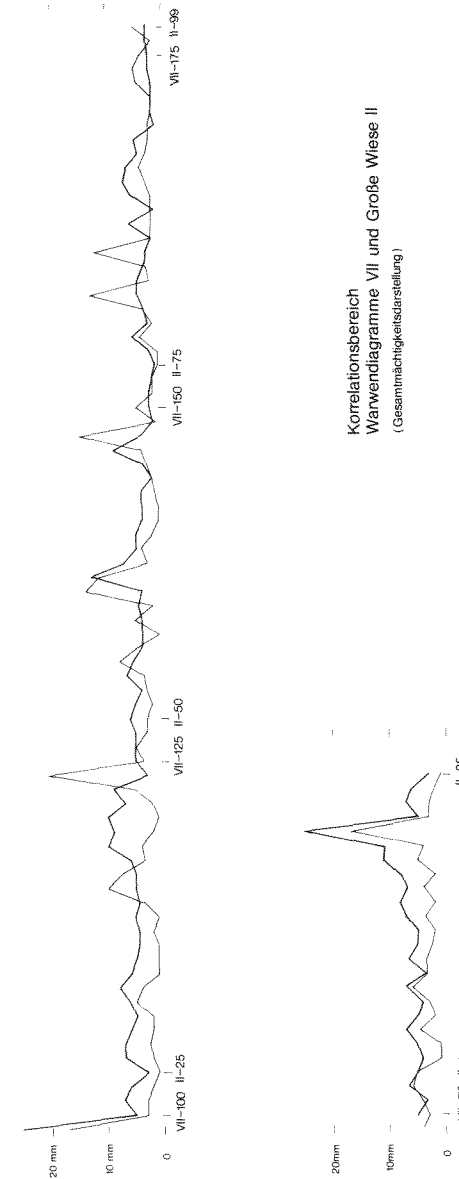


Abb. 5: Warwendigramme der Bohrkerne VII und Große Wiese II (Gesamtmächtigkeitsdarstellung im Korrelationsbereich)

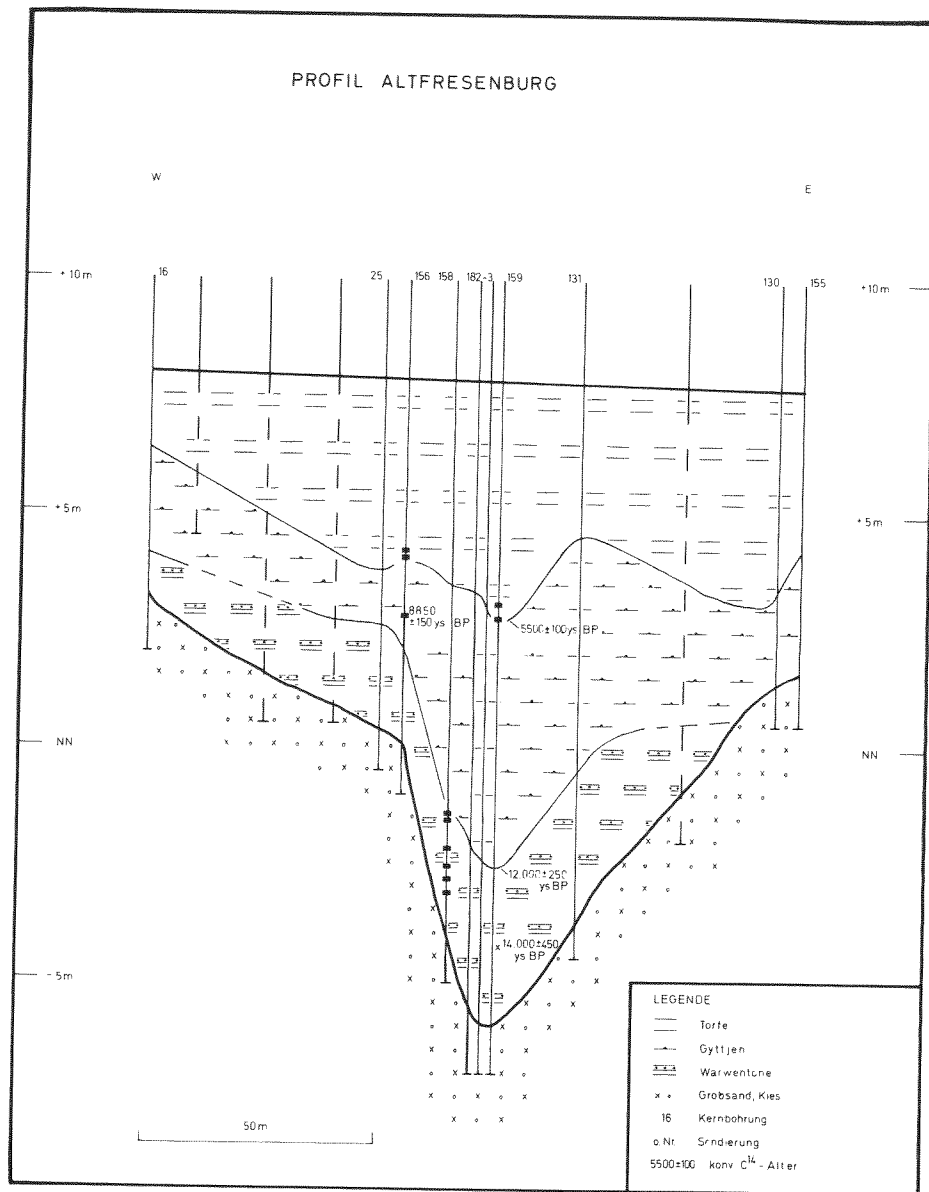


Abb. 6: Bohr-Profil Altfresenburg
 Koordinaten Bhg 16: r ³⁵88200 h ⁵⁹66100
 Koordinaten Bhg 155: r ³⁵88340 h ⁵⁹66125

wurde, es handelt sich evtl. um das Produkt längerer Sommerphasen. Im Vergleich zu Kern VII wird dies als größere Nähe zum Sedimentursprung, bei gleichzeitiger Sedimentation in einem geschützt liegenden, oder durch ein vorgeschaltetes

Sedimentationsbecken von größerem Material befreien, wesentlich tieferen Ablagerungsraum (glattere Kurve, geringe Amplituden) gedeutet.

Zur abschließenden Bewertung der an Warwentonen durchgeführten Untersuchungen kann festgestellt werden, daß es gelungen ist, in einem kleinen Bereich zwei Vorkommen gutgeschichteter Bändertone aufzufinden und mit einiger Wahrscheinlichkeit auch zu korrelieren, dies zeigt, daß eine Korrelation von Warwen in Schleswig-Holstein über kleinere Strecken und Zeiträume möglich ist; –

In den keine Warwentone enthaltenden Becken beginnt die Sedimentation mit relativ geringmächtigen allerödzeitlichen Torfen (ca. 0,3 m Mächtigkeit).

3.7 Postglaziale Sedimentation

Über den allerödzeitlichen Sedimenten folgen zunächst sterile, dann jedoch z. T. stark molluskenhaltige limnische Sedimente mit Mächtigkeiten zwischen 1,5 und 13,5 m, die zeitlich den Abschnitt Boreal bis Atlantikum umfassen. Die in ihnen enthaltene Fauna – sowohl der Brachsen (*Abramis brama*) als auch die zahlreichen Mollusken – sprechen für eine Ablagerung in Senken eines größeren Gewässers, das pflanzen- und nährstoffreich mit weichem, schlammigen Grund gewesen sein muß und durch ein langsames Fließen des Wassers gekennzeichnet war. Die flächenhafte Auskartierung der limnischen Sedimente im Bereich der Trave-Niederung zwischen Schwissel und Bad Oldesloe spricht für ein relativ großflächiges, zusammenhängendes Gewässer, das vermutlich schon im Boreal von der Trave durchflossen wurde; allerdings sind bei dieser Größe auch Eigenströmungen im See durchaus möglich.

Während des Atlantikums beginnt eine starke Verlandung des Seebeckens. Die randlich bereits im Boreal vorhandenen Niedermoorflächen breiten sich schnell aus. Gegen Ende des Atlantikum ist die heutige Trave-Niederung eine bruchwaldgesäumte Schilffläche (Mächtigkeit der Niedermoor torfe bis 3 m) mit offenen, moorigen Wassertümpeln, durchflossen von der mäandrierenden Trave. Während der relativ trockenen Phase des Subboreals findet eine Absenkung des Wasserspiegels in dem Seebecken statt. Daraufhin erfolgt eine starke Ausdehnung der Bruchwaldflächen (Mächtigkeit des Bruchwaldtorfs bis 1,5 m). Das relativ feuchtkühle Subatlantikum bewirkt das Ertrinken der Bruchwälder durch den wieder steigenden Wasserspiegel und die Vergrößerung der Niedermoorflächen (Mächtigkeit des Niedermoor torfs in kl. Wiesentorf bis 1,5 m). Die Niedermoorflächen wären auch heute das landschaftsbestimmende Element, wenn nicht durch Ausbaggerung der Untertrave, Begradigung des Travelaufs und Ziehen von Entwässerungsgräben sowie Abmähen und Beweidung der Flächen in den Landschaftshaushalt eingegriffen worden wäre. Dies führt zur Ablagerung des Wiesentorfs, der die Sedimentationsfolge zum Hangenden abschließt. Trotz weiteren Ausbaggerns der Trave ist jedoch aufgrund mangelnder Unterhaltung der Entwässerungsgräben in einigen Bereichen eine zunehmende Vernässung und ein Absterben von Baumpflanzungen zu beobachten.

Zusammenfassung

Die von GRIPP (zuletzt 1964) dargestellten Eisrandlinien A₁ bis M₃ können in das Frankfurter Stadium eingeordnet werden (18.600 – 19.700 ys BP). In den jüngeren

Teil dieses Zeitabschnittes fällt auch die Entstehung der in drei Gruppen zusammengefaßten Drumlins in der Umgebung von Bad Oldesloe. Diese drei Gruppen verdanken ihre Entstehung drei unterschiedlichen Eisvorstößen.

An verschiedenen Sedimentationsbecken kann die Entwicklung seit Ende des Frankfurter Stadials aufgezeigt werden. Die z. T. über 20 m mächtigen Beckenfüllungen beginnen im Spätglazial mit bis zu 4,5 m mächtigen Bändertonen; diese Serie ist in sich dreigeteilt. Die Bändertonserie umfaßt den Zeitraum zwischen 18.600 und 12.000 ys BP.

In Becken ohne Ablagerungen von Bändertonen beginnt die Sedimentation mit einem Allerödzeitlichen Torf. Über dem Alleröd folgen zunächst fossilarme bis dann stark molluskenhaltige limnische Sedimente mit Mächtigkeiten bis 13,5 m. Diese limnischen Sedimente enthalten vereinzelt Fischreste, die in Zusammenhang mit den gefundenen Mollusken eine Ablagerung des Sediments in einem durch geringe Strömungen und schlammigen Grund gekennzeichneten See nahelegen. Diese Sedimente umfassen den Zeitraum Boreal bis Atlantikum, wobei mit Schichtlücken gerechnet werden muß.

Gegen Ende des Atlantikums setzt eine verstärkte Verlandung der bis dahin weitgehend offenen Wasserflächen im Trave-Tal ein. Die abgelagerten Torfe erreichen Mächtigkeiten bis zu 5 m. Nach Abschluß des Verlandungsprozesses wurden in jüngster historischer Zeit die Sedimentationsverhältnisse durch wasserbauliche Maßnahmen stark beeinflusst.

Summary

The terminal moraines described by GRIPP (1964) and designated A₁ to M₃ can tentatively be assigned to the Frankfurt Stadial (19.700 – 18.600 ys BP). Three groups of drumlins mapped in the vicinity of Bad Oldesloe have come into existence during the younger part of the Frankfurt Stadial. These three drumlin-fields were formed by three different advances of the inland – ice. –

The development since the end of the Frankfurt Stadial can be deduced from the sedimentary sequences within the diverse depositional basins. The thickness of basin fills exceeds 20 m and sedimentation commences with up to 4,5 m thick warwed clays during the late glacial. The warwed clay series is tripartite and covers a timespan between 18.600 and 12.000 ys BP. –

Within the sedimentary basins lacking warwed clays the sedimentary sequence begins with a peat of Alleröd-age. Above the Alleröd-age sediments follows a series of partly fossil-free lacustrine sediments with a thickness of up to 13,5 m. These lacustrine sediments contain fragments of fishes and mollusks which indicate sedimentation in a lake or small river widening into a lake with slow currents, a muddy bottom, a rich flora, and abundant nutrients. This series covers the Boreal and Atlantikum but there is a possibility of sedimentary gaps. –

To the end of the Atlantikum the already existing marginal swamp areas spread quickly and open water areas are drastically reduced. The peat reaches thicknesses of up to 5 m. After the completion of fresh water bog development sedimentary processes in recent times were decisively influenced by melioration measures. –

ANHANG 1

Liste der ¹⁴C-Datierungen

Labor Kiel, Prof. Dr. H. Willkomm

Lab.-Nr.	Blatt	Bohrung Nr.	Teufe u. GOK	Alter in ys BP
1242-01	Altfresenburg	159	450 – 500 cm	4860 ± 100
1242-02	Altfresenburg	159	500 – 525 cm	5430 ± 140
1243	Nütschau	66	220 – 230 cm	8330 ± 120
1244	Nütschau	66	220 – 230 cm	8250 ± 110
1508-21	Altfresenburg	158	925 cm	12100 ± 590
1508-19	Altfresenburg	158	935 cm	12200 ± 530
1508-11	Altfresenburg	158	1008 cm	11990 ± 240
1508-7/9	Altfresenburg	158	1020 – 1040 cm	15480 ± 450
1508-4/6	Altfresenburg	158	1050 – 1070 cm	18600 ± 1600
1508-1/3	Altfresenburg	158	1080 – 1100 cm	14050 ± 410
1844-04	Altfresenburg	156	365 – 375 cm	5460 ± 90
1844-03	Altfresenburg	156	375 – 385 cm	5510 ± 100
1844-02	Altfresenburg	156	385 – 395 cm	5490 ± 90
1844-01	Altfresenburg	156	510 – 527 cm	8840 ± 130
1845-03	Altfresenburg	157	278 – 285 cm	6530 ± 80
1845-02	Altfresenburg	157	285 – 295 cm	9650 ± 160
1846-03	Tralau-Ost	158	175 – 185 cm	5080 ± 100
1846-02	Tralau-Ost	158	185 – 195 cm	9280 ± 160
1847-04	Tralau-Ost	247	340 – 350 cm	8760 ± 100
1847-03	Tralau-Ost	247	350 – 360 cm	10110 ± 120
1847-02	Tralau-Ost	247	360 – 370 cm	10280 ± 130
1847-01	Tralau-Ost	247	525 – 540 cm	6780 ± 75
1962	Bebensee-Ost	95	637 – 646 cm	11410 ± 200
1963	Rethwischhof	94	1000 – 1014 cm	11880 ± 120
2018-02	Sühlen	188	410 – 420 cm	6700 ± 65
2018-01	Sühlen	188	400 – 410 cm	6285 ± 75
2021	Bebensee-Ost	40	120 – 125 cm	4450 ± 300

ANHANG 2

Lage der Bohrungen mit ¹⁴C-Datierungen

Blatt	Bhg	rechts	hoch	Höhe zu NN
Rethwischhof	94	35 92,830	59 62,100	+ 21,6 m
Altfresenburg	156	35 88,270	59 66,110	+ 7,9 m
Altfresenburg	157	35 88,220	59 66,075	+ 8,0 m
Altfresenburg	158	35 88,280	59 66,110	+ 7,8 m
Altfresenburg	159	35 88,290	59 66,110	+ 7,8 m

Nütschau	66	35 87,560	59 67,215	+ 8,5 m
Tralau-Ost	158	35 86,845	59 69,095	+ 8,0 m
Tralau-Ost	247	35 86,365	59 68,815	+ 11,1 m
Sühlen	188	35 86,650	59 70,320	+ 9,3 m
Bebensee-Ost	40	35 86,210	59 73,260	ca. 45 m
Bebensee-Ost	95	35 86,060	59 73,710	ca. 15 m

ANHANG 3

Verzeichnis der Bohrungen im Profil

Bohrung Nr.	1 Neritz-Brücke	+ 15,35 m NN
0,00 – 2,00 m	Geschiebelehm	
- 9,75 m	Beckenschluff	
- 11,3 m	Feinsand, schluffig	
- 19,2 m	Geschiebemergel	
Bohrung Nr.	2 Sülfeld S 3	ca. + 22 m NN
0 – 176 m	Pleistozän	
- 843 m	Miozän	
- 1250 m	Oberkreide 2+1	
- 1271 m	Unterkreide 5	
- 1336 m	mittl. Keuper	
Bohrung Nr.	3 Höltenkirchen	ca. + 25 m NN
0 – 113 m	Pleistozän	
- 135 m	Obermiozän/Pliozän (Kaolinsand)	
- 194 m	Obermiozän (Gram)	
- 368 m	Obermiozän (Langenfelde)	
- 409 m	Mittelmiozän (Reinbek)	
- 558 m	Mittelmiozän (obere Braunkohlensande)	
- 606 m	Untermiozän (Hamburger Ton)	
Bohrung Nr.	4 Blumendorf-Brücke	+ 15,9 m NN
0,0 – 11,0 m	Geschiebemergel	
Bohrung Nr.	5 Oldesloe-Kreiskrankenhaus	ca. + 14 m NN
0 – 6,3 m	Ton, schluffig	
- 8,5 m	Sand	
- 9,5 m	Geschiebemergel	
- 14,9 m	Sand	
- 29,9 m	Geschiebemergel	
- 40,0 m	Beckenschluff	
- 42,0 m	Geschiebemergel	
- 44,5 m	Beckenschluff	
- 46,5 m	Geschiebemergel	
- 55,0 m	Sand	
- 56,5 m	Geschiebemergel	
- 59,0 m	Sand	

- 60,0 m	Beckenschluff	
- 76,3 m	Sand	
- 89,5 m	Pliozän (Ton)	
- 105,0 m	Obermiozän/Pliozän (Kaolinsand)	
Bohrung Nr.	6 Oldesloe – Meierei Möller	ca. + 10 m NN
0 – 5,0 m	Sand, kiesig	
- 10,0 m	Geschiebemergel	
- 14,0 m	Sand	
- 51,0 m	Geschiebemergel	
- 63,0 m	Sand	
- 78,0 m	Beckenton	
- 107,0 m	Geschiebemergel	
- 158,4 m	Obermiozän/Pliozän (Kaolinsand)	
Bohrung Nr.	7 Oldesloe – Hamburger Kinderheim	ca. + 14 m NN
0 – 5,8 m	Geschiebelehm	
- 7,7 m	Kies, sandig	
- 8,2 m	Geschiebemergel	
- 9,2 m	Kies, sandig	
- 12,5 m	Geschiebemergel	
- 13,0 m	Sand, kiesig	
- 13,4 m	Beckenton	
- 22,5 m	Grobsand	
- 23,3 m	Sand	
- 24,0 m	Geschiebemergel	
- 32,8 m	Sand, kiesig	
- 37,4 m	Sand, tonig	
- 103,0 m	Geschiebemergel, z. T. Grobsandlagen	
- 115,6 m	Obermiozän/Pliozän (Kaolinsand)	
Bohrung Nr.	8 Oldesloe – Kabell 5	ca. + 4,5 m NN
0 – 4,0 m	Aufschüttung	
- 17,4 m	Sand	
- 17,5 m	Ton	
- 20,5 m	Sand	
- 22,3 m	Geschiebemergel	
- 24,5 m	Sand, kiesig	
- 30,0 m	Geschiebemergel	
- 31,5 m	Kies, sandig	
- 125,7 m	Geschiebemergel, sandig	
ab 125,7 m	Sand	
Bohrung Nr.	9 Oldesloe – Bestethor	ca. + 6 m NN
0 – 7,7 m	Sand	
- 8,0 m	Geschiebemergel	
- 17,0 m	Sand	
- 21,0 m	Geschiebemergel	
- 23,0 m	Sand	
- 26,6 m	Geschiebemergel	

- 60,5 m	Sand	
- 75,3 m	Geschiebemergel	
- 105,2 m	Sand	
- 112,2 m	Sand, tonig	
Bohrung Nr.	10 Oldesloe – Bahnhof	ca. + 18 m NN
0 – 7,0 m	Geschiebemergel	
- 32,0 m	Sand	
- 50,5 m	Geschiebemergel	
- 70,0 m	Sand	
Bohrung Nr.	11 Oldesloe – Kaiser & Wex	ca. + 19 m NN
0 – 4,0 m	Geschiebemergel	
- 5,8 m	Grobsand	
- 22,0 m	Feinsand	
- 34,4 m	Sand	
- 34,6 m	Geschiebemergel	
- 41,8 m	Sand	
- 57,0 m	Geschiebemergel, z. T. sandig	
- 58,5 m	Sand, kiesig	
- 120,5 m	Obermiozän/Pliozän (Kaolinsand)	
Bohrung Nr.	12 Oldesloe – Altonaer Diakonissenheim	ca. + 12 m NN
0 – 7,3 m	Geschiebemergel	
- 32,4 m	Sand	
- 33,3 m	Kies	
- 36,5 m	Geschiebemergel, sandig	
- 44,7 m	Grobsand, kiesig	
- 49,2 m	Geschiebemergel	
- 50,5 m	Kies, tonig	
- 51,8 m	Geschiebemergel	
- 120,0 m	Obermiozän/Pliozän (Kaolinsand)	
Bohrung Nr.	13 Oldesloe – Wasserwerk B5	+ 8,5 m NN
0 – 1,1 m	Torf	
- 15,0 m	Geschiebemergel	
- 15,2 m	Sand, tonig	
- 17,5 m	Geschiebemergel	
- 20,0 m	Sand	
- 21,6 m	Grobsand	
- 22,3 m	Geschiebemergel	
- 24,5 m	Grobsand	
- 29,7 m	Ton, Schluff, Pflanzenreste	
- 30,2 m	Grobsand	
- 31,3 m	Kies	
- 32,5 m	Geschiebemergel	
Bohrung Nr.	14 Oldesloe – Wasserwerk B3	+ 10,0 m NN
0 – 1,0 m	Torf	
- 12,0 m	Geschiebemergel	

- 17,2 m	Grobsand, tonig, kiesig	
- 18,0 m	Geschiebemergel	
- 20,0 m	Grobsand	
- 20,6 m	Geschiebemergel	
- 22,9 m	Grobsand, kiesig	
- 23,1 m	Geschiebemergel	
- 23,4 m	Sand, kiesig	
- 30,2 m	Sand, tonig	
Bohrung Nr.	15 Oldesloe – Wasserwerk BXIII	+ 21,25 m NN
0 – 6,1 m	Geschiebemergel	
- 10,8 m	Ton, sandig	
- 14,0 m	Sand	
- 18,0 m	Grobsand	
- 26,7 m	Kies	
- 33,1 m	Ton	
- 56,0 m	Sand	
- 64,0 m	Kies	
Bohrung Nr.	16 Oldesloe – Wasserwerk B8d	ca + 11 m NN
0 – 13,5 m	Geschiebemergel	
- 16,5 m	Sand	
- 82,5 m	Geschiebemergel	
- 106,0 m	Obermiozän/Pliozän (Kaolinsand)	
Bohrung Nr.	17 Oldesloe – Wasserwerk B8	ca. + 11m NN
0 – 19,5 m	Geschiebemergel	
- 50,0 m	Sand	
- 58,5 m	Geschiebemergel	
- 97,0 m	Obermiozän/Pliozän (Kaolinsand)	
Bohrung Nr.	18 Rethwischhof B6	+ 22,8 m NN
0 – 10,5 m	Geschiebemergel	
- 11,2 m	Beckenton	
- 15,0 m	Geschiebemergel	
Bohrung Nr.	19 Rethwischhof – Pferdekoppel	+ 21,6 m NN
0 – 10,2 m	Torf über Gyttja mit Pflanzenresten	
- 11,0 m	Geschiebemergel	
Bohrung Nr.	20 Rethwischhof – Mühlenteich	+ 23,5 m NN
0 – 13,8 m	Torf über Gyttja mit Pflanzenresten	
- 16,0 m	Geschiebemergel	
Bohrung Nr.	21 Treuholz – Gut	ca + 35 m NN
0 – 39,4 m	Geschiebemergel, sandig	
- 71,7 m	Beckenschluff	
- 160,0 m	Miozän (Glimmerton)	
Bohrung Nr.	22 Rethwischdorf (alt)	ca + 50 m NN
0 – 10,0 m	Geschiebemergel	
- 12,0 m	Sand	

Bohrung Nr.	23 Rethwischdorf (neu)	ca + 45 m NN
0 - 222 m	Pleistozän	
- 313 m	Mittelmiozän (obere Braunkohlensande)	
- 361 m	Untermiozän (Hamburger Ton)	
- 470 m	Untermiozän (unter Braunkohlensande)	

Literatur

- AL-HOMCI, H. (1974): Jungpleistozäne Tunneltäler im Nordosten von Hamburg (Rahlstedt-Meiendorf) – Mitt. Geol. Pal. Inst. Univ. Hamburg 43: 99 – 126
- ANDERSEN, S. A. (1931): Om Aase og Terrasser inden for Susaa's Vandomraade og deres Vidnesbyrd om Isafsmeltingens Forløb – Danm. Geol. Unders. II. Række Nr. 54
- BENTZ, A. et al. (1949): Erläuterungen zur Geotektonischen Karte von Nordwestdeutschland – Celle
- BENTZ, A. et al. (1947/49): Geotektonische Karte von Nordwestdeutschland 1 : 100 000 Großblätter 18 Bad Segeberg, 33 Hamburg und 34 Ratzeburg – Hannover
- BERGLUND, B. E. (1979): The deglaciation of Southern Sweden 13 500 – 10 000 BP – Boreas 8: 89 – 118
- CIMIOTTI, U. (1983): Zur Landschaftsentwicklung des mittl. Trave-Tales zwischen Bad Oldesloe und Schwissel, Schleswig-Holstein – Berliner Geogr. Studien Bd 13
- (1977): Gutachtliche Stellungnahme zur Bedeutung und Wertigkeit des Meiendorf-Stellmoor-Ahrensburger Tunneltales – unveröff. Gutachten; Kiel
- DENTON, G. H. & KARLEN, W. (1973): Holocene climatic variations – their pattern and possible causes – Quaternary Res. 3: 155 – 205
- DENTON, G. H. & PORTER, S. C. (1970): Neoglaciation – Scient. American 222: 100 – 110
- FRIEDRICH, P. (1917): Die Grundwasserverhältnisse der Stadt Lübeck und ihrer Umgebung – Lübeck
- (1913): Zur Geologie der Umgebung von Lübeck – Jb. Kgl. preuß. geol. L.-Anst. 32: 497 – 521
- (1908): Über neue Bohrungen in der Umgebung von Oldesloe in Holstein (Interglazial, Miocän und Eozän) – Mitt. Geogr. Ges. Lübeck 22: 1 – 24
- (1902): Der Untergrund von Oldesloe nebst einer kurzen Darstellung der Geschichte der ehem. Saline – Mitt. Geogr. Ges. Lübeck 16: 45 – 90
- DE GEER, G. (1940): Geochronologia Suecica Principes – Kungl. Svenska Vetenskapsakademins Handl. 18 (6)
- GRIBBIN, J. (Hrsg.) (1979): Climatic change – London
- GRIPP, K. (1975): 100 Jahre Untersuchungen über das Geschehen am Rande des nordeuropäischen Inlandeises – Eiszeitalter u. Gegenwart 26: 31 – 73
- (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein – Neumünster
- (1935): Die Entstehung des Travetals – Altonaische Ztschr. etc. (Lehmann-Festschrift) 4: 17 – 30
- GRUBE, F. (1979): Übertiefe Täler im Hamburger Raum – Eiszeitalter u. Gegenwart 29: 157 – 172
- (1974): Das Stellmoorer Tunneltal Ahrensburg – Rahlstedt – Materialien zur Geologie – Archäologie – Flora und Fauna – Hamburg
- GRUBE, F. & GLITZ, D. (1975): Die Schutzwürdigkeit des Stellmoorer Tunneltales (Ahrensburg-/Holstein bis Hamburg-Rahlstedt) – Hammaburg 2: 21 – 31
- HEUBERGER, H. (1974): Alpine quaternary glaciation – in: IVES, J. D. & BARRY, R. G. (Ed.) (1974): Arctic and Alpine Environments – London
- HINGST, H. (1959): Vorgeschichte des Kreises Stormarn – Neumünster
- HINSCH, W. (1979 a): Rinnen an der Basis des glaziären Pleistozäns in Schleswig-Holstein – Eiszeitalter und Gegenwart 29: 173 – 178
- (1979 b): Biostratigraphie des jüngeren Tertiärs im Raum der Salinarstrukturen Sülfeld und Nusse (Schleswig-Holstein) – Geol. Jb. C 21: 5 – 43
- (1977): Basis des glaziären Pleistozäns in Schleswig-Holstein 1 : 250 000 – Kiel
- (1975): Präquartärer Untergrund und glaziäre Rinnen in Südostholstein – Mitt. Geol. Pal. Inst. Univ. Hamburg 44: 383 – 402
- ILLIES, H. (1955): Die Vereisungsgrenzen in der weiteren Umgebung Hamburgs, ihre Kartierung und stratigraphische Bewertung – Mitt. Geogr. Ges. Hamburg 51: 7 – 54
- IWANOFF, A. und NACHTIGALL, K.-H. (1982): Geologische Strukturkarte von Schleswig-Holstein 1 : 50 000 – Blätter L 2126 Bad Segeberg und L 2128 Bad Oldesloe – Kiel
- JARITZ, W. (1973): Zur Entstehung der Salzstrukturen Nordwestdeutschlands – Geol. Jb. A 10
- JOHANNSEN, A. (1980): Hydrogeologie von Schleswig-Holstein – Geol. Jb. C 28
- (1979): Geologie und Grundwasservorkommen im Raum der Salinarstrukturen Sülfeld und Nusse (Schleswig-Holstein) – Geol. Jb. C 21: 45 – 97
- KOCH, E. (1924): Die prädiluviale Auflagerungsfläche unter Hamburg und Umgebung. Mitt. Min.-Geol. Staatsinst., Hamburg 6
- KUSTER, H. & MEYER, K.-D. (1979): Glaziäre Rinnen im mittl. und nordöstlichen Niedersachsen – Eiszeitalter und Gegenwart 29: 135 – 156
- LAWSON, D. E. (1979): Sedimentological analysis of the western terminus region of the Matanuska Glacier, Alaska – US Army CRREL Report 79 – 9
- LÖHNERT, E. (1966): Die Beschaffenheit des tieferen Grundwassers und die Grenze Salzwasser/Süßwasser im Staatsgebiet von Hamburg – Geol. Mitt. 6: 29 – 36
- LUNDQUIST, G. (1961): Beskrivning til Karta över landisens avsmältning och högsta kustlinjen i Sverige – SGU 18
- MÖRNER, N.-A. (1981): Weichselian chronostratigraphy and correlations – Boreas 10: 463 – 470
- (1969): The late quaternary history of the Kattegat Sea and the Swedish West Coast – SGU C 640
- NILSSON, E. (1968): Södra Sveriges senkvartära historia. Geokronologi, issjöar och landhöjning – Kungl. Svenska Vetenskapsakademien 12
- PERKINS, J. A. & SIMS, J. D. (1981): Relationship between varve thickness and climatic parameters and paleoclimatic reconstruction – US Geol. Surv. open-file Rept No. 81 – 952
- PICARD, K. (1964): Der Einfluß der Tektonik auf das pleistozäne Geschehen in Schleswig-Holstein – Schr. Naturw. Ver. Schl.-Holst. 35: 99 – 113
- PIELES, N. (1958): Diluvial-geologische Untersuchungen im Gebiet des Möllner Sanders – Meyniana 6: 85 – 106
- RANGE, P. (1935): Geologische Karte von Preußen 1 : 25 000 – Blätter 2128 Bad Oldesloe und 2228 Eiche mit Erl. – Berlin
- (1934): Die Drumlinlandschaft bei Oldesloe in Holstein – Jb. preuß. geol. L.-Anst. 54: 348 – 353
- SAYLES, R. W. (1919): Seasonal deposition in aqueoglacial sediments – Mem. Mus. Compar. Zool. Harvard 47: 1 – 67
- SJÖRRING, S. (1979): Tunneltäler in Dänemark – Eiszeitalter und Gegenwart 29: 179 – 188
- SMALLEY, I. J. & UNWIN, D. J. (1968): The formation and shape of drumlins and their distribution and orientation in drumlin fields – J. Glaciol. 7: 377 – 390
- STAY, B. (1979): Warvenstratigraphische Untersuchungen an Bändertonen des Bornholm-Beckens und des pleistozänen Eisstausee-Beckens von Bara (bei Malmö) – Diss. Univ. Kiel

- STEPHAN, H.-J. (1981): Eemzeitliche Verwitterungshorizonte im Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins – Verh. naturwiss. Ver. Hamburg NF 24 (2): 161 – 175
-- (1974): Sedimentation auf Toteis in Schleswig-Holstein, diskutiert anhand einiger Beispiele – Meyniana 25: 95 – 100
- TEICHMÜLLER, R. (1948): Das Oberflächenbild des Salzdomes von Segeberg in Holstein – Zeitschr. d. Dt. Geol. Ges. 98: 7 – 29
- USSING, N. V. (1907): Om Floddale og Randmoræner i Jylland – Vid. Selsk. Forhandl.
-- (1903): Om Jyllands Hedesletter og Teorierne for deres Dannelse – Vid. Selsk. Forhandl.
- WEBER, H. (1977): Salzstrukturen, Erdöl und Kreidebasis in Schleswig-Holstein – Kiel
-- (1957): Der geologische Bau des Untergrundes von Schleswig-Holstein und seine Erdöllagerstätten – Kiel
- WEGEMANN, G. (1915): Die Seen Mittelholsteins – Abh. Kgl. preuß. geol. L.-Anst. 64: 108 – 116
- WETZEL, W. (1958): Landschaftsgeschichte in Schleswig-Holstein – Geogr. Rdsch. 8: 333 – 337
- WILLKOMM, H. (1976): Altersbestimmungen im Quartär-Datierungen mit Radiokohlenstoff und anderen kernphysikalischen Methoden – München
- WOLFF, W. (1915): Das Diluvium der Gegend von Hamburg – Jb. preuß. geol. L.-Anst. 36: 227 – 324
-- (1905): Bemerkungen über die holsteinische Glaziallandschaft – Zt. Dt. Geol. Ges. 57: 395 – 397

Anschrift des Verfassers:

Dr. Ulrich Cimiotti
Inst. f. Geogr. TU Berlin
Budapester Str. 44/46
D-1000 Berlin 30