

Weichselzeitliche Morphogenese
im nördlichen Mittelholstein
unter besonderer Berücksichtigung der Eisabbauvorgänge

Von Annick GARNIEL, Kiel

Gliederung

1. Einleitung
2. Vorstellung des Untersuchungsraumes
 - 2.1. Topographische Abgrenzung
 - 2.2. Überblick über bisherige Veröffentlichungen zur Morphogenese des Untersuchungsgebietes
 - 2.3. Morphogenetische Grundeinheiten
3. Präweichselzeitliche Entwicklung
4. Weichselzeitliche Morphogenese
 - 4.1. Formung durch den ersten Weichsel-Vorstoß
 - 4.2. Formung durch den zweiten Weichsel-Vorstoß
 - 4.2.1. Morphogenese der Kalübbber Fläche
 - 4.2.1.1. Morphologische und sedimentologische Befunde
 - 4.2.1.2. Morphogenetische Entwicklung der Kalübbber Fläche
 - 4.3. Formung durch den dritten Weichsel-Vorstoß
 - 4.3.1. Vorstoß IIIa oder Nettelseer Vorstoß
 - 4.3.2. Vorstoß IIIb oder Wahlstorfer Vorstoß
 - 4.4. Formung durch den vierten Weichsel-Vorstoß
 - 4.5. Morphogenetische Entwicklung des Nettelseer Beckens nach dem IIIa-Vorstoß
 - 4.6. Morphogenetische Entwicklung der Bornhöveder Rinne
 - 4.6.1. Morphologische und sedimentologische Befunde
 - 4.6.2. Diskussion der bisherigen Auffassungen zur Genese der Rinne
 - 4.6.3. Morphogenese der Bornhöveder Seenrinne
 5. Zusammenfassung
 6. Literatur

1. Einleitung

Die schleswig-holsteinische Jungmoränenlandschaft zeichnet sich durch eine außerordentlich enge Verzahnung des Formenschatzes verschiedener Eisvorstöße aus. Die daraus resultierende Überlagerung von glazialen, glazifluvialen und glazilimnischen Prozessen kann auf die Lage des nördlichen Bundeslandes am äußersten westlichen Rand des weichselzeitlichen Vereisungsgebietes zurückgeführt werden. Das vergleichsweise milde ozeanische Klima verhinderte ein weiteres Vordringen der Eismassen nach Westen, so daß die Eisrandlagen der verschiedenen Weichselvorstöße sich auf ein 30 km breites Band zusammenscharren. Bei höheren Temperaturen und geringerer Eismächtigkeit nimmt der Einfluß der lokalen Reliefgegebenheiten auf die Dynamik des Eises zu. Wie GRIPP (1949 und 1964) bereits erkannte, führte dieses zu einer Aufteilung der großen Beltseegletscherloben in kleinere Zungen mit unterschiedlichen Aktivitätsphasen und Vorstoßgeschwindigkeiten. Diese Auffassung wurde durch neuere Untersuchungen über Ostholstein (KLEIN 1983, 1988) eindrucksvoll bestätigt.

Der westliche Saum der schleswig-holsteinischen Jungmoränen wird oft im Sinne des PENCKschen Modells der glazialen Serie als Endmoränenlandschaft bezeichnet. Damit wird der Anteil der glazialen Akkumulationsvorgänge an der Landschaftsgenese implizit in den Vordergrund gestellt. Bei genauerer Betrachtung zeigt sich jedoch, daß nicht nur unmittelbar in der Marginalzone des Vereisungsgebietes die erosive und akkumulative Tätigkeit der glazialen Schmelzwässer eine entscheidende Rolle bei der Entstehung der Oberflächenformen gespielt hat, sondern in einem nicht zu vernachlässigenden Ausmaß auch an der Morphogenese der inneren Jungmoränengebiete beteiligt war.

Im folgenden Beitrag soll der komplexe Aufbau eines Ausschnittes der schleswig-holsteinischen Jungmoränenlandschaft am Beispiel eines Nord-Süd-Profiles zwischen den Städten Preetz und Bornhöved aufgezeigt werden.

Die verwendete Nomenklatur der Eisvorstöße richtet sich nach dem Vorschlag von STEFAN & MENKE (1977), die für Schleswig-Holstein fünf Weichsel-Grundmoränen unterscheiden. Die Vorstöße I und II werden dem Brandenburger Stadium zugeordnet, der dritte Vorstoß dem Frankfurter Stadium, während die Vorstöße IV und V wahrscheinlich dem Pommerschen Stadium entsprechen. Da noch teilweise abweichende Vorstellungen über die Parallelisierung beider Nomenklaturen bestehen, werden im folgenden Beitrag die verschiedenen Vorstöße neutral mit Zahlen von I bis V bezeichnet.

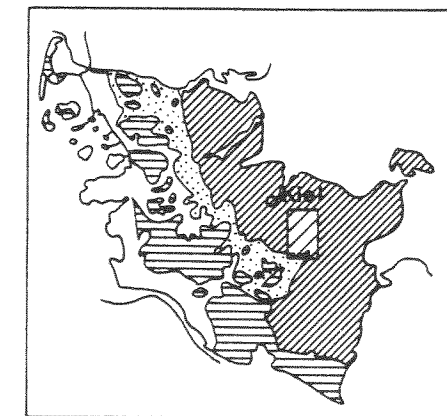
2. Vorstellung des Untersuchungsraumes

2.1. Topographische Abgrenzung

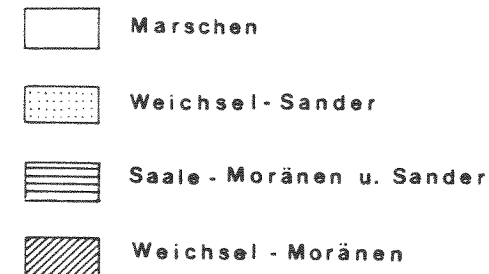
Das gewählte Untersuchungsgebiet liegt südöstlich von Kiel im nordwestlichen Holstein und umfaßt eine Fläche von ca. 220 km², die durch ihre

Eckpunkte Honigsee (TK 25 1727 Preetz), Lehmkuhlen (TK 25 1728 Selent), Tensfeld (TK 25 1927 Bornhöved) und Gönnebek (TK 25 1927 Bornhöved) charakterisiert werden kann (vgl. Abb. 1). Das Gebiet entspricht einem ca. 20 km langen Nord-Süd-Profil zwischen den Städten Preetz und Bornhöved. Während seine Nordhälfte bis zur Nordspitze des Stolper Sees zu den klassischen Moränenlandschaften gerechnet wird, umfaßt die Südhälfte im wesentlichen den Bereich der Bornhöveder Seenrinne und ihrer umrahmenden Flächen. Unmittelbar südlich von Bornhöved schließt sich der Trappenkamper Außensander an.

Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes



20km



2.2. Überblick über bisherige Veröffentlichungen zur Morphogenese des Untersuchungsgebietes

Die Morphogenese des nördlichen Mittelholsteins hat schon seit Anfang des 20. Jahrhunderts die Aufmerksamkeit der Quartärgeologen und Geomorphologen auf sich gezogen, so daß ein reiches, aber kontroverses Schrifttum der Auswertung zur Verfügung steht. Hieraus seien im Folgenden nur die wichtigsten Arbeiten erwähnt.

Die Untersuchung von EGGERS (1934) stellt aufgrund der scharfen Beobachtungsgabe des Autors und der ausführlichen Befundbeschreibung heute noch eine wertvolle Informationsquelle dar. Bemerkenswert an der Arbeit von EGGERS ist ferner, daß sie noch vor der allgemeinen Durchsetzung des GRIPP'schen Kartieransatzes entstand, der leicht dazu verführen kann, jede längliche Vollform einer Gletscherrandlage gleichzusetzen. Die Berücksichtigung der formenden Kraft der Schmelzwässer auch in der Jungmoränenlandschaft bleibt ein großer Verdienst von EGGERS.

GRIPP entwarf für den Verlauf der Eisrandlagen im Preetzer Raum ein komplexes Modell (GRIPP 1949, 1952, 1953, 1964), welches im Lichte neuerer Erkenntnisse in wesentlichen Punkten revidiert werden mußte (GARNIEL 1991).

Die GRIPP'sche Gliederung der Gletscherrandlagen wurde von REINKE (1966) übernommen, die sich schwerpunktmäßig mit Fragen der Talentwicklung im Einzugsgebiet der Alten Schwentine beschäftigte, und von HÖLTING (1958), der die Entwässerung des weichselzeitlichen Eisrandes in Mittelholstein untersuchte.

STEFAN & MENKE (1977) lieferten einen wichtigen Beitrag zur Quartärentwicklung des südlichen Kieler Raumes und prägten die heute für Schleswig-Holstein anerkannte Gliederung des weichselzeitlichen Geschehens in 5 Hauptvorstöße. Die jüngste kleinmaßstäbige Darstellung zur Glazialmorphogenese im gewählten Landschaftsausschnitt bieten die Untersuchungen von KLEIN (1983, 1988) über den Verlauf der Eisrandlagen in Ostholstein.

Neben diesen übersichtsmäßigen Untersuchungen liegen für das Arbeitsgebiet auch Ergebnisse von Detailkartierungen vor. Besonders hervorzuheben ist die im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogrammes „Geomorphologische Detailkartierung in der Bundesrepublik Deutschland“ durchgeführte Aufnahme der TK 25 1927 Bornhöved (BARSCH 1978). Ferner konnten spezielle Beiträge von MÜLLER (1976) über die Seegrundmorphologie der Preetzer und Bornhöveder Seen sowie von HORMANN (1969) über die Tunnelalproblematik im Bornhöveder Bereich herangezogen werden.

Für die Nordhälfte des Untersuchungsgebietes, die etwa dem gesamten Bereich der TK 25 1827 Stolpe sowie Teile der TK 25 1727 Preetz und 1728 Selent entspricht, lagen bis vor wenigen Jahren weder neuere noch detaillierte Daten vor. Dort wurde 1987 von der Verfasserin eine morphogenetische Geländeaufnahme durchgeführt (GARNIEL 1988). Die morphographischen Grundlinien des Reliefs wurden durch Auswertung von topographischen Karten im Maßstab 1:25 000 und 1:5 000 ermittelt. Das maßstabbedingte geringe Auflösungsvermögen der geologischen Übersichtskarte 1:200 000 Blatt CC 2326 Lübeck (1987) genügte vielerorts den Ansprüchen einer morphogenetischen Detailkartierung nicht, so daß eigene Kartierungen der oberflächennahen Sedimente mit Hilfe des Pürkhauer-Bohrstockes durchgeführt werden mußte.

Da die sich im Westen anschließende Obereiderregion bereits eingehend bearbeitet wurde (vgl. HERRMANN 1971, FRÄNZLE 1981), bot sich die

Möglichkeit, für ein größeres Gebiet auf der Grundlage von großmaßstäbigen Untersuchungen ein übergreifendes Bild der Morphogenese zu gewinnen.

2.3. Morphogenetische Grundeinheiten

Der hohe Moränenbogen des dritten Weichsel-Vorstößes am Nordende des Stolper Sees (vgl. STEFAN, KABEL & SCHLÜTER 1983) teilt das Untersuchungsgebiet in zwei deutlich voneinander abgesetzte Einheiten (vgl. Abb. 2).

Die südlich des Moränenriegels gelegene Zone kann wiederum in mehreren Teilregionen gegliedert werden.

Westlich von Bornhöved und Wankendorf ist eine kuppige Moränenlandschaft ausgebildet. Bogenförmige Höhenzüge um ca. 60 m ü. NN ragen aus schwach reliefierten Flächen um 50 bis 55 m ü. NN heraus. Zahlreiche kleine Niedermoore bedecken den Grund von abflußlosen Senken.

Die zweite Teilregion wird durch die Stolper-Bornhöveder Seenrinne gebildet. Diese Rinne erstreckt sich von Stolpe bis unmittelbar südlich von Bornhöved und ist um ca. 20 m in die umliegenden Flächen eingeschnitten. Ihre Gesamtbreite schwankt zwischen ca. 1,5 km bei Stolpe und 4 km an ihrem Südende. Zwischen den sechs Seen erheben sich sandig-kiesige Riegel, die die Wasserflächen um bis zu 20 m überragen.

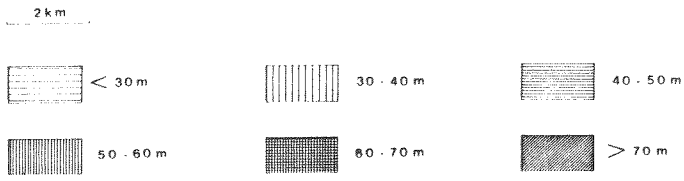
Östlich der Seenrinne schließt sich eine allmählich nach Süden ansteigende Fläche an, die bei Damsdorf am Kontakt zum saalezeitlichen Grimmelsberg-Massiv eine Höhe von ca. 80 m ü. NN erreicht. In dieser Fläche ist ein dreieckförmiger, um 5 bis 10 m eingetiefter Bereich eingebettet. Dieses Gebiet um Kalübbe hebt sich deutlich durch seine schwachwellige Oberfläche vom umliegenden Gelände ab.

Unmittelbar südlich von Bornhöved schließt sich der durch den 83 m hohen Grimmelsberg überragte Trappenkamper Sander an, dessen Wurzel bei ca. 55 m ü. NN liegt. Die Aufschüttungsfläche dacht bei mäßigem Gefälle nach Südwesten ab. Westlich von Bornhöved öffnet sich bei ca. 40 m ü. NN die Gönnebeker Niederung, die sich an ihrer Südflanke durch eine deutliche Stufe vom Trappenkamper Hochsander absetzt. Nach Norden hin vollzieht sich der Übergang zu den angrenzenden Moränenflächen ohne morphographischen Bruch. Auch sedimentologisch weist die Gönnebeker Niederung eine engere Verwandtschaft mit den Moränenengebieten als mit dem Trappenkamper Sander auf: Vielerorts lassen sich großflächige, aber meist geringmächtige Moränenvorkommen in der Niederung nachweisen (BARSCH 1978).

Diese erste Region, die hauptsächlich durch die beiden ersten Weichselvorstöße geprägt wurde, weist mit Ausnahme der unmittelbar im Bereich der Bornhöveder Rinne gelegenen Gebiete eine allgemein schwache Reliefenergie auf und läßt sich daher morphographisch von den deutlich stärker reliefierten Flächen leicht abgrenzen, die sich nördlich von Stolpe anschließen.

Der Preetzer-Stolper Bereich, der in ersten Linie durch den dritten Weichsel-Vorstöß geformt wurde, läßt sich in zwei Teilregionen untergliedern.

Abb. 2: Höhengschichtenkarte des Untersuchungsgebietes



In der westlichen Teilregion (im Folgendem „Nettelseer Gebiet“ genannt) ist die Randlage als klassischer Endmoränenriegel ausgebildet. Sie läßt sich über Honigsee, Warnau, Löhndorf, Depenauer Mühle und Gut Horst verfolgen. Bis auf bei Löhndorf, wo Höhen von 73 m ü. NN erreicht werden, heben sich die Endmoränen durch ihre relative Höhe wenig von den sich südlich und westlich anschließenden Flächen ab. Die Reliefenergie resultiert in erster Linie aus dem steilen nord- bzw. ostwärtigen Abfall zum Nettelseer Becken. Mehrere schmale und tiefe Rinnen wie die Holzsee-Nettelsee-Niederung oder das Drömling-Tal sind in die Randlage eingeschnitten. Bei der Depenauer Mühle öffnet sich ein ca. 200 m breiter Durchbruch, durch den die Alte Schwentine nach Norden fließt.

Nördlich der Randlage wird das Relief durch die breiten Niederungen der Nettelau und der Kührener Au beherrscht. Die Talgründe liegen zwischen 20 und 25 m ü. NN, während die umliegenden Anhöhen selten 45 m ü. NN überschreiten. Eine weitere prägende Erscheinung dieses Landschaftsausschnittes stellen die länglichen sandigen Rücken dar, die sich aus den vermoorten Niederungen erheben. Nach Norden hin nehmen die Sandrücken plateauartigen Charakter an und sind in zunehmendem Maße aus Beckensedimenten aufgebaut.

Östlich der Alten Schwentine (in diesem Laufabschnitt auch Kührener Au genannt) schließt sich eine Teilregion an (im Folgenden „Wahlstorfer Gebiet“ genannt), die sich durch ihren Aufbau von der vorigen Region deutlich absetzt. Die Endmoräne bildet eine breite kuppige Scheitelfläche mit maximalen Höhen um 60 m ü. NN, die sich über Gut Bundhorst, Langenbusch und Gut Lindau verfolgen läßt. Im Vergleich zum westlichen Teil des Moränenbogens im Nettelseer Gebiet bleibt die Reliefenergie gering. Seen fehlen im östlichen Abschnitt der Randlage ganz. Die sich nördlich anschließende Landschaft ist fast ausschließlich aus Moränenmaterial aufgebaut. Die auffälligste Erscheinung dieses Gebietes stellen schmale Rinnen dar, die in Nordwest-Südost-Richtung verlaufen und sich nach Nordosten hin stark vertiefen. In der breitesten dieser Rinnen haben sich der Fuhlensee und der Kronsee gebildet. Die Tiefenzone erstreckt sich vom Lanker See über das Schwentine-Tal bis zum Kleinen Plöner See. Auf der Höhe des Dorfes Wahlstorf erhebt sich ein weiterer Höhenzug, dessen Fortsetzung die stark reliefierte östliche Umrahmung des Lanker Sees bildet. Auf die Morphogenese dieser für schleswig-holsteinische Verhältnisse beeindruckende Landschaft wird im Abschnitt 4.3.2. eingegangen.

3. Präweichselzeitliche Entwicklung

Die heutige Oberfläche des Preetzer-Bornhöveder Raumes setzt sich ausschließlich aus quartären Sedimenten zusammen. Aus dem Präquartär sind für die jüngere Morphogenese lediglich mächtige Salzschiefer von Bedeutung, die sich vom Perm bis zum Keuper ablagerten. Unter der Auflast der darüber liegenden Schichten bildeten sich ab dem Jura aufsteigende Salzmauern, die heute noch tektonisch aktiv sind. An der Basis des schleswig-holsteinischen

Quartärs konnten bis zu 400 m tiefe glaziale Rinnen aus der Elster-Eiszeit rekonstruiert werden (HINSCH 1979). Die Verfüllung dieser Rinnen dürfte am Ende der Elster-Eiszeit abgeschlossen gewesen sein. Eine derartige Rinne ist im Untergrund des Bornhöveder Gebietes nachgewiesen worden (vgl. Karte bei HINSCH, ebd.). Ihr Nord-Süd-Verlauf entspricht der Ausrichtung der heutigen Seenkette. Die Tatsache, daß während der drei für Schleswig-Holstein nachgewiesenen Eiszeiten eine glaziale Rinne im Bornhöveder Bereich ausgebildet war, könnte auf die oben erwähnten salinartektonischen Bewegungen zurückzuführen sein.

Die jüngsten saalezeitlichen Gletscher (Saale III nach STEFAN, KABEL & SCHLÜTER 1983) hinterließen mächtige Ablagerungen, die beim Grimmelsberg südöstlich von Bornhöved an der Oberfläche anstehen. Selbst in den Gebieten, die von der Weichsel-Vereisung erfaßt wurden, läßt sich die ältere saalezeitliche Topographie stellenweise dicht unter der heutigen Oberfläche rekonstruieren. Bei Brüggerholz, Bissee und Siek wurden bei Höhen um 50 m ü. NN eemzeitliche Verwitterungshorizonte unter geringmächtigen weichselzeitlichen Ablagerungen nachgewiesen (STEFAN 1981). Ein weiterer saalezeitlicher Höhenzug zeichnet sich als nordöstliche Verlängerung des Grimmelsberges über Viegenkamp, den Bramberg und den Teufelsberg ab (vgl. STEFAN, ebd.). In der Bornhöveder Rinne wurden mächtige glazifluviale Ablagerungen aus der Saale-Eiszeit erbohrt (BARSCH 1978). Die Erhaltung von interglazialen Bodenmaterial auf den Höhenzügen, die die westliche und die südöstliche Umrahmung des Bornhöveder Gebietes bilden, deutet darauf hin, daß das Verhalten der ersten weichselzeitlichen Gletscher maßgeblich von einem lebhaften saalezeitlichen Relief beeinflußt wurde: Höhenzüge blieben weitgehend erhalten, während die tieferen Zonen kräftig erodiert wurden.

4. Weichselzeitliche Morphogenese

4.1. Formung durch den ersten Weichsel-Vorstoß

Über den glazialen Formenschatz des ersten Weichsel-Vorstoßes ist im gesamten Untersuchungsraum bislang wenig bekannt. Morphographisch bedeutsame Endmoränen wurden entweder nicht ausgebildet oder durch spätere Vorstöße und Schmelzwässer zerstört. Durch Bohrungen läßt sich die Grundmoräne im Bornhöveder Bereich nur lückenhaft rekonstruieren. Vielfach ist sie nur als Steinsole erhalten, was auf intensive flächenhafte Abschmelz- und Abspülvorgänge während der Zerfallsphase des Gletschers hindeutet (KLEIN 1983). Diese Prozesse wurden durch eine mächtige Sanderschüttung begleitet, die in älteren Arbeiten unter der Bezeichnung „Kalübber Sander“ dem zweiten Weichsel-Vorstoß zugeordnet wurde (vgl. HÖLTING 1958, REINKE 1966). In der Nordhälfte des Untersuchungsgebietes sind aufgrund intensiver Formungsvorgänge im Zuge jüngerer Vorstöße keine Hinweise auf das frühe Weichselgeschehen zu erwarten.

Die anschließende flächenhafte Sanderbildung erfaßte, wie Bohrungen belegen, mit unterschiedlichen Mächtigkeiten nicht nur den Rinnenbereich, sondern auch die umrahmenden Höhenzüge (vgl. Tab.1, Profil 22, Siek in STEFAN 1981). Demzufolge wurde die Rinne nach dem ersten Weichsel-Vorstoß durch glazifluviale Ablagerungen weitgehend verfüllt, so daß der zweite Vorstoß ein bedeutend ausgeglicheneres Relief vorfand.

4.2. Formung durch den zweiten Weichsel-Vorstoß

Der zweite Weichsel-Vorstoß hinterließ im Bornhöveder Raum keine eindrucksvollen Formen, jedoch eine komplexe Sedimentdecke, die den größten Flächenanteil in der Südhälfte des Untersuchungsgebietes einnimmt. Die Befunde der Kartierung der oberflächennahen Substrate sowie Informationen aus Bohrungsprofilen (zit. nach HÖLTING 1958, SCHEEL 1976, KLEIN 1983) ermöglichen im Bornhöveder Gebiet die Aufgliederung des zweiten Weichsel-Vorstoßes in zwei Phasen.

Während der ersten Phase stieß das Eis aus nördlicher Richtung vor und spaltete sich in zwei Zungen (KLEIN 1988): Die östliche Zunge oder Bosauer Zunge erodierte das tiefe Becken, in dem sich heute der Bosauer Teil des Plöner Sees befindet. Die westliche oder Preetzer Zunge überfuhr im Bornhöveder Raum die Ablagerungen des ersten Vorstoßes und erreichte ihren südlichsten Stand entlang der Linie Gönnebek, Bornhöved, Grimmelsberg. Südlich dieser Linie wurde der Trappenkamper Sander durch Schmelzwässer aus dem Bosauer und dem Bornhöveder Raum aufgeschüttet (vgl. Abb. 6).

Östlich der Bornhöveder Rinne ist der glaziale Formenschatz deutlicher ausgeprägt als im Westen. Möglicherweise haben die saalezeitlichen Anhöhen beim Grimmelsberg durch einen Stau effekt eine lokale Mächtigkeitszunahme des Eises bewirkt. Zwischen Schmalensee und Damsdorf ist ein lebhaftes Moränenrelief entwickelt, was auf eine Hauptstillstandsphase des Vorstoßes in diesem Bereich hindeutet. Hier läßt sich ein radiales System von kurzen subglazialen Rinnen rekonstruieren, die am Eisrand an Gletschertoren endeten. Dazu zählen die drei Täler, die südlich von Bornhöved die Sanderstufe zerschneiden, sowie das Belauer Tal, das in späterer Zeit umgeformt wurde, und die Talung beim Gehöft Karkhop, die nur noch an der kettenförmigen Anreihung von Toteishohlformen erkennbar ist.

Westlich von Bornhöved konnte sich das Eis ungehindert über schwach reliefiertes Gelände vermutlich bis zu den Altmoränenengebieten bei Boostedt ausbreiten (GARNIEL 1988). Dabei verlor die Eiszunge an Mächtigkeit und somit an morphologischer Wirksamkeit. Die aktive Phase an der äußersten Randlage blieb von kurzer Dauer; Endmoränen wurden nicht gebildet. Der südlichste Stand des Eises ist an der Sanderstufe erkennbar, die bei Gönnebek den südlicheren Trappenkamper Hochsander von der Gönnebeker Niederung trennt (STEFAN & MENKE 1977).

Nach der Phase des weitesten Vorstoßes spaltete sich eine breite Randzone von der Gletscherzunge ab und blieb als vorgelagerter stagnierender Eisgürtel

zurück. Die aktive Gletscherfront verlagerte sich dabei sprunghaft nach Norden. Der langsame Zerfall der Eisplatten leitete komplexe Sedimentationsvorgänge ein, die von Neumünster bis Bornhöved nachweisbar sind. Ausgedehnte Grundmoränenvorkommen und die Oser-Reste bei Groß-Kummerfeld belegen eindeutig, daß das Eis südlich der morphographisch ausgebildeten Randlage vordrang. Eine vergleichbare Situation wurde von STREHL (1986) für die Marginalzone der Weichselvereisung im Nortorfer und Owschlager Gebiet beschrieben, so daß das weite Vordringen des zweiten Weichsel-Vorstoßes als ein Phänomen von regionalem Ausmaß betrachtet werden darf.

Während der zweiten Phase des zweiten Vorstoßes waren die Preetzer und die Bosauer Zungen inaktiv und bereits in Zerfall begriffen. Eine kleinere Eiszunge stieß aus dem Plöner Raum vor und erodierte den Ascheberger Teil des Plöner Sees (KLEIN 1988). Die Westspitze ihres Zungenbeckens erreicht bei Dersau am Plöner See das Untersuchungsgebiet (vgl. Abb. 3 und 6). Die obere Kante des steil eingetieften Zungenbeckens folgt der 42 m-Isophyse und verläuft über die Gehöfte Spannhorn, Himbeersahl, Theenrade und Pferdekoppel. Südlich von Godau stauchte die vorstoßende Ascheberger Zunge ihre eigenen Vorschüttsander zu einer mächtigen Endmoräne auf, die im Nehmter Forst Höhen bis über 70 m ü. NN erreicht. Nach der Höchststandsphase zerfiel der Gletscher. Seine Schmelzwässer und dazugehörigen Ablagerungen wurden vom allmählich eisfrei werdenden Zungenbecken aufgenommen. Bei dieser Deutung von KLEIN (ebd.) wird die von KIEFMANN & MÜLLER (1975) durch Echolotvermessung festgestellten geringe Tiefe und ausgeglichene Seegrundtopographie des Ascheberger Teiles des Großen Plöner Sees darauf zurückgeführt, daß das Seebecken durch glazilimnische Akkumulation teilweise verfüllt wurde.

KLEIN nannte allerdings keine Entwässerungsbahnen für die Schmelzwässer, die in der Phase der größten Gletscherausdehnung anfielen. Da der Weg nach Norden durch die inaktive Preetzer Zunge und nach Osten durch die Bosauer Zunge versperrt war, mußten die Schmelzwasser nach Südwesten abfließen. Ihre Spuren sind demzufolge im Bereich der unmittelbar westlich angrenzenden Kalübber Fläche zu suchen.

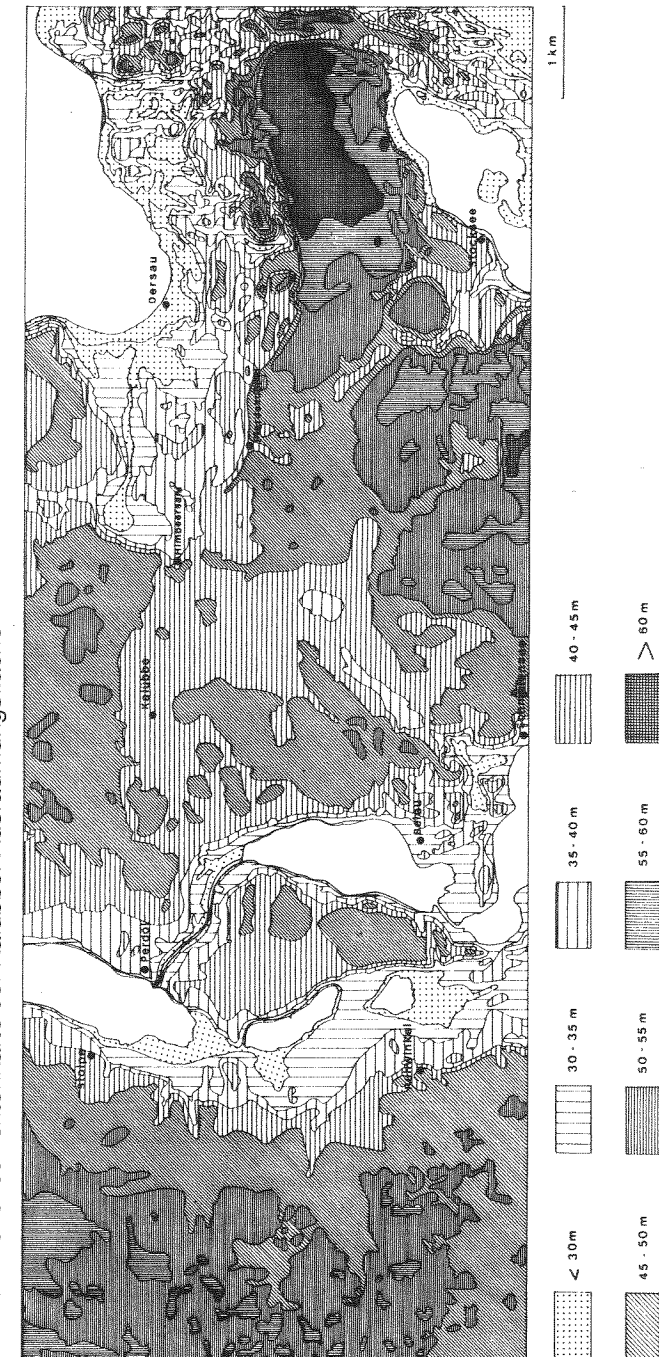
4.2.1. Morphogenese des Kalübber Gebietes

4.2.1.1. Morphologische und sedimentologische Befunde

Die östlich des Belauer Sees gelegenen Flächen bilden eine sanft gewellte Ebene bei 42 bis 45 m ü. NN, die sich durch ihre schwache Reliefenergie deutlich von den umliegenden Gebieten abhebt. Ihr Grundriß ähnelt einem Dreieck, dessen Basis durch die Linie Bahnhof Perdöl-Schmalensee gebildet wird und das bei Himbeersahl spitz zuläuft (vgl. Abb. 3).

Unmittelbar östlich von Himbeersahl öffnet sich das breite und steile Dersauer Becken, das durch die Ascheberger Zunge während des zweiten Vorstoßes des Plöner Gletschers exariert wurde (s. oben). Die tiefsten Bereiche der

Abb. 3: Höhengichtenkarte der Kalübber Ausräumungsfläche



Kalüßber Fläche befinden sich in den südwestlichen und nordwestlichen Randgebieten, während die zentralen Bereiche zwischen Wangensahl und Belau Höhen bis 50 m ü. NN erreichen. Die Fläche wird durch niedrige, weitgehend parallele Rücken in Nordost-Südwest-Streichrichtung gegliedert. Die zwischen den Rücken ausgebildeten Hohlformen sind im nördlichen Teil der Kalüßber Fläche schwächer ausgebildet als im südlichen. Bei Wangensahl sind diese Niederungen stärker eingetieft und lassen sich zu zusammenhängenden Talungen mit Grund um 43 bis 45 m ü. NN verbinden. Zu diesen Gebilden ist das größere Belauer Tal nicht zu zählen, das bei Schmalensee bis zum heutigen Seenniveau hinabreicht und als Tunneltal in der Hauptvorstoßphase der Preetzer Zunge angelegt wurde (vgl. 4.2). Die kleinen Talungen sind unterhalb von 40 m ü. NN nicht mehr zu verfolgen.

Der Vergleich mit den westlich der Bornhöveder Rinne gelegenen Bereichen zeigt, daß die Kalüßber Fläche um ca. 10 m tiefer liegt. Auch nördlich und südlich der Fläche werden Höhen um 50 m ü. NN erreicht. Sowohl durch die Höhenverhältnisse als auch durch das Gefüge der Kleinformen unterscheidet sie sich von den klassischen Grundmoränengebieten mit Kuppen und Senken von ungleichmäßigem Grundriß.

Wie neuere Kartierungen belegen (SCHEEL 1976, GÜK 200 CC 2326 Lübeck 1987 und eigene Aufnahmen), trägt die Kalüßber Fläche, die in früheren Arbeiten als Sander angesehen wurde, eine durchgehende Grundmoränendecke. Stellenweise kommen zumeist geringmächtige Sand- und Kies-schüttungen auf der Moräne vor. Lediglich in unmittelbarer Rinnennähe östlich von Belau sind sandige Ablagerungen an der Geländeoberfläche stärker verbreitet. Aus Bohrungen (zit. nach HÖLTING 1958) ist zu entnehmen, daß die Mächtigkeit der Lehmauflage im mittleren und im östlichen Teil der Kalüßber Fläche zwischen 2 und 5 m schwankt. Im Westen an der Seenrinne dünnt die Lehmdecke aus und verschwindet stellenweise ganz. Aus der Umrahmung der Kalüßber Fläche sind Geschiebelehm-mächtigkeiten von 8 bis 15 m bekannt (vgl. SCHEEL 1976). Im Gegensatz zur Wankendorfer Gegend oder zum Gebiet um Kalüßber Holz, wo im letzten Jahrhundert tonhaltiges Moränenmaterial für die Vortreicher Ziegelei abgebaut wurde, kommen stark tonige Ablagerungen auf der Kalüßber Fläche nicht vor. Die oberflächennah anstehenden Lehme zeichnen sich durch einen auffällig hohen Sandgehalt, der mit der Tiefe in der Regel abnimmt.

4.2.1.2. Morphogenetische Entwicklung der Kalüßber Fläche

GRIPP (1950) nimmt an, daß die Ascheberger Zunge bis Bornhöved vordrang und von dort aus zum Aufbau des Trappenkamper Sanders beitrug. Sollte diese Annahme zutreffen, bliebe noch zu klären, warum die Exarationsleistung der Gletscherzunge derart abrupt bei Himbeersahl aussetzte. Die dargestellten morphologischen und sedimentologischen Befunde erlauben den Schluß, daß die Kalüßber Fläche nicht als Ergebnis glazialer Ausräumung zu werten ist, sondern durch Schmelzwassererosion überprägt wurde.

Die Schmelzwässer der Ascheberger Zunge stauten sich zunächst hinter dem hohen Wall der mächtigen Endmoräne, die von Schwiddelei bis Sepel die Umrahmung des Ascheberger Zungenbeckens bildet.

Ein erster Überlauf stellte sich kurzfristig bei Pferdekoppel ein. Dieser Abfluß führte zur Erosion einer schmalen Rinne von Voßberg bis Stockseehof, in welche Schmelzwassersande akkumuliert wurden. Toteisbedingte Nachsackungen auf dem Talungsgrund deuten darauf hin, daß die Hohlform ähnlich wie die Belauer Talung als Tunneltal während der ersten Phase des zweiten Weichsel-Vorstößes durch die Preetzer Zunge angelegt wurde. Es läßt sich deshalb nicht mehr feststellen, in welchem Niveau der Schmelzwasserfluß sich ausgebildet hatte.

Bald entstand bei Himbeersahl ein breiter Durchbruch durch die Endmoräne, die an dieser Stelle gänzlich ausgeräumt wurde. Dieser Vorgang wurde vermutlich durch den fortschreitenden Abbau der inaktiven Preetzer Zunge gefördert, die den Kalüßber Bereich ähnlich wie die Gönnebeker Niederung noch unter stagnierenden Eismassen begrub. Die hinter der Endmoräne gestauten Schmelzwässer strömten aus der Durchbruchstelle über die stagnierende Preetzer Zunge hinweg, die sie durch Fließwärmeebildung rasch aufzehrten. Anschließend trugen sie die oberen Meter der Grundmoräne ab und bewirkten somit eine flächenhafte Tieferlegung des Kalüßber Gebietes um durchschnittlich 7 m.

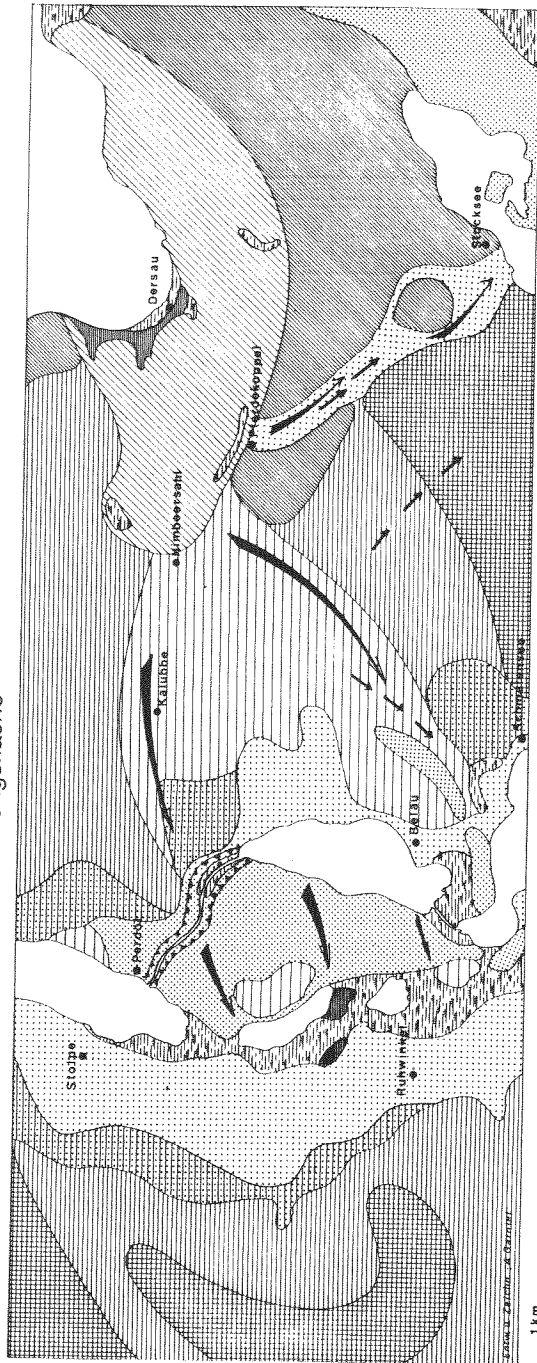
Diese außerordentlich starke Erosionsleistung wird auf dem Hintergrund zweier günstigen Umstände plausibel: Zum Einen hatte das Wasser seine Sedimentfracht im Staubecken vor der Endmoräne abgeladen und strömte aus dem Durchbruch mit einem geringen Belastungsverhältnis; Zum Anderen dürfte die Ausräumung einer an der Gletscherbasis noch stark mit Eis durchsetzten Grundmoräne wesentlich weniger Energie benötigen als die Abtragung einer bereits gesackten und verfestigten Sedimentdecke.

Die bei Himbeersahl austretenden Schmelzwässer sammelten sich in zwei Hauptarmen. Der nördliche Arm über Kalüßbe und Bahnhof Perdöl wurde weniger stark eingetieft als der südliche über Scheelshof und Wangensahl. Das Gefälle kann von vornherein im Wangensahler Arm stärker gewesen sein, da diese Talung als Tunneltal während der Vorstoßphase der Preetzer Zunge angelegt wurde. Darauf deutet die kettenförmige Abfolge von Toteishohlformen, die von Scheelshof bis Belau den Talungsgrund unterbrechen.

Die länglichen Rücken und Niederungsabschnitte, die die Kalüßber Fläche gliedern, sind ebenfalls als Ergebnis der glazifluvialen Überprägung anzusehen.

In der Nähe der Seenrinne trafen die Schmelzwässer auf mächtige Toteisblöcke, in welche sie sich einschnitten. Dabei entstand der kleine von SCHEEL kartierte Kame (vgl. GMK 25, Blatt 1, 1927 Bornhöved), dessen Streichrichtung bislang nicht erklärt werden konnte. Auch der längliche, Ost-West-orientierte Riegel zwischen dem Belauer See und dem Schmalensee wird dieser Kamebildungsphase zugeordnet.

Abb. 4: Morphogenese der Kalüßer Ausräumungsfläche



1 km

Abb. 4



Nach der Phase des Hauptausräumungsereignisses ließ die erosive Leistung der bei Himbeersahl austretenden Schmelzwässer rasch nach. Das Ascheberger Zungenbecken war bald in der Lage alle anfallende Schmelzwässer aufzunehmen. Eine geringmächtige Sanddecke wurde auf die Kalüßber Fläche sedimentiert. Da dieser Bereich von späteren Weichsel-Vorstößen nicht mehr erreicht wurde, konnte sich diese dünne Sandauflage unter periglazialen Bedingungen mit der restlichen Grundmoräne krypturbar vermischen. Dadurch erklärt sich der sedimentologische Gegensatz zwischen den stärker tonhaltigen und höher gelegenen Grundmoränen nördlich von Kalüßbe und den geringmächtigen sandigen Lehmen der Kalüßber Ausräumungsfläche. Auf diesem Hintergrund wird auch der morphologische Kontrast zwischen der schwach reliefierten Kalüßber Fläche und den kuppigeren Grundmoränen ihrer Umrahmung verständlich.

Geländekartierungen (GARNIEL 1988) erbrachten den Befund, daß die für die Kalüßber Fläche dargestellten Vorgänge auch den Bereich des Perdöler Kames erfaßten. Die morphologische und sedimentologische Situation ist dort mit derjenigen der Kalüßber Fläche vergleichbar. Kleine Ost-West-gerichtete Rinnen bei 43 bis 45 m ü. NN sind auch auf dem Perdöler Kame ausgebildet. Die eindrucksvollste dieser Talungen ist an der Südspitze des Kames westlich von Wankendorf erkennbar. Ihr Grund liegt bei 43 m ü. NN und die Hohlform endet hangend an beiden Seiten des Sandriegels. Im Unterschied zum Kalüßber Gebiet ist die Grundmoräne auf dem Kame nur noch inselhaft erhalten, was auf verstärkte Abtragungsprozesse im Rinnenbereich hinweist. Diese Befunde deuten darauf hin, daß in der zweiten Phase des zweiten Weichsel-Vorstößes der Perdöler Kame und das Kalüßber Gebiet eine zusammenhängende Fläche bildeten, die erst im Spätglazial durch die Entstehung des Belauer Sees in zwei Teile zerfiel.

Abb. 4 faßt die dargestellten Vorgänge zusammen.

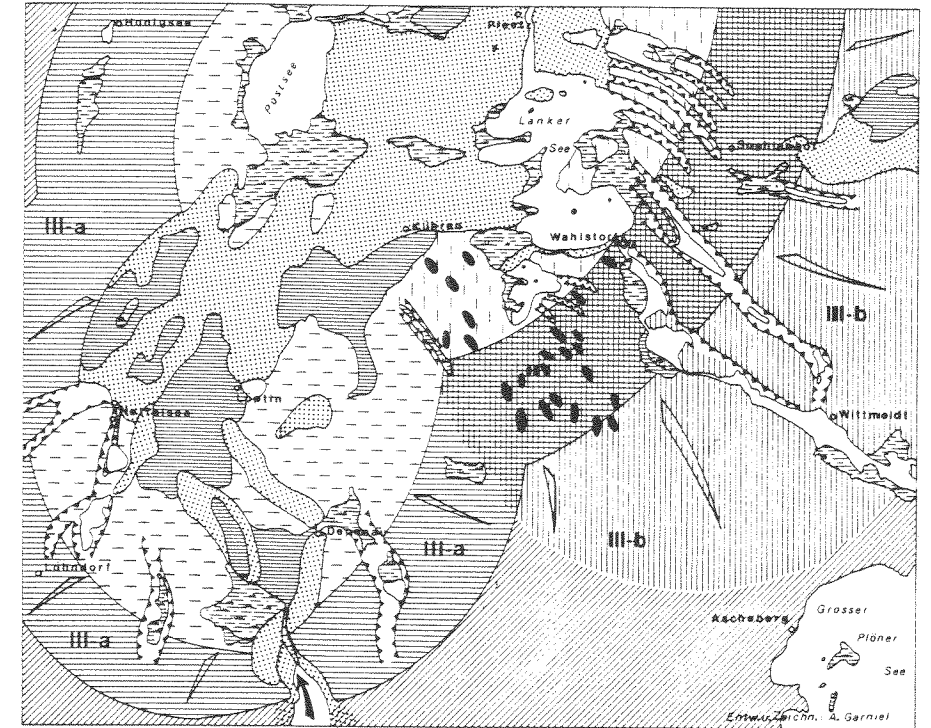
4.3. Formung durch den dritten Weichsel-Vorstöß

Der Formenschatz des dritten Weichsel-Vorstößes nimmt die gesamte Nordhälfte des Untersuchungsgebietes ein und zeichnet sich durch eine außerordentliche Formenvielfalt aus. Auch für diesen Vorstoß lassen sich zwei Phasen nachweisen (vgl. GARNIEL 1991).

4.3.1. Vorstoß IIIa oder Nettelseer Vorstoß

Während der ersten Phase des dritten Weichsel-Vorstößes drang das Eis aus nordöstlicher Richtung vor. Große stagnierende Eismassen des zweiten Vorstoßes bewirkten die Aufspaltung des Eises in zwei Loben, den Blumenthaler Lobus im Westen und den Nettelseer Lobus im Osten (vgl. Abb. 5). Beide Teilzungen zeichnen sich durch ein ähnliches Verhalten aus: Sie entwickelten eine starke Exarationsleistung und schoben eine morphographisch markante Endmoräne auf, die abschnittsweise den Charakter einer Stauchendmoräne besitzt. Die Randlege um das Nettelseer Zungenbecken läßt sich über Warnau,

Abb. 5: Morphogenese des südliche Preetzer Raumes



Löhndorf, Silgenwisch, den Bocksberg und den Drömling-See verfolgen. In morphographisch abgeschwächter Form setzt sie sich nach Osten über Kührsdorf, Wahlstorf und Sophienhof bis zur Spolsau-Niederung fort. Der eisseitige Hang der Endmoräne ist im Bereich der ehemaligen Zungenspitze durch ein radial angelegtes Tunneltalsystem zerschnitten. Der Nettelsee, der Holzsee, der Drömling-See aber auch die große, heute verlandete Niederung bei Kielerkamp zeigen den Verlauf der subglazialen Rinnen an.

Nach dem Hauptvorstoß trat eine ausgeprägte Stagnationsphase ein, in der die Eiszunge sich vom Gletscher abspaltete und im Nettelseer Becken zurückblieb. Dabei verlagerte sich die aktive Randlage sprunghaft vermutlich um mehrere km nach Norden, bis erneut eine Eiszunge nach Süden über den Preetzer Raum hinweg vordrang.

4.3.2. Vorstoß IIIb oder Wahlstorfer Vorstoß

Das Eis der zweiten Phase des dritten Vorstoßes drang im Preetzer Raum aus dem Nordwesten vor. Diese abweichende Vorstoßrichtung könnte auf eine lokale Umlenkung der Gletscherzunge durch die im Nettelseer Becken zurückgebliebenen Eismassen zurückzuführen sein.

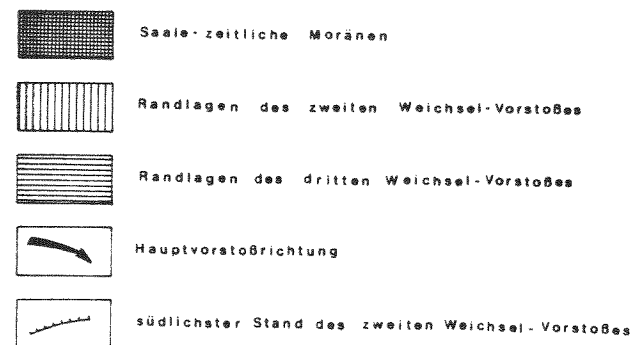
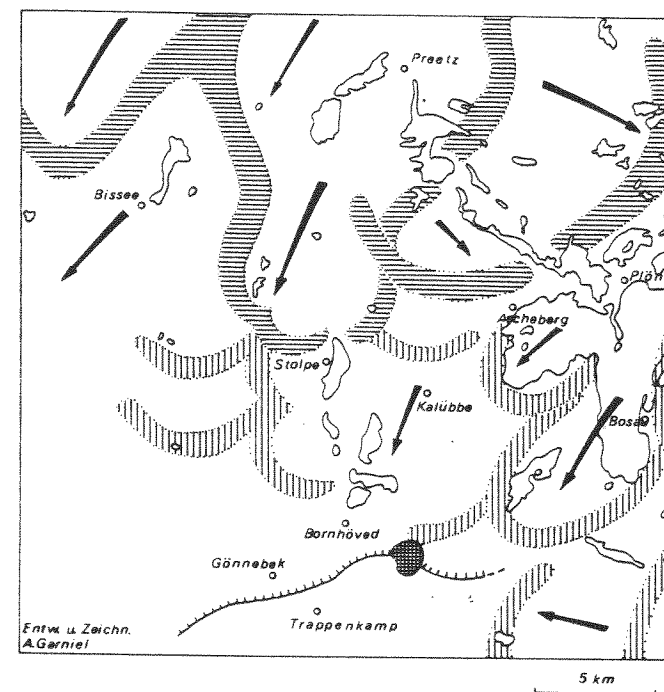
Das Eis überfuhr den östlichen Abschnitt der IIIa-Endmoräne, die dabei zwischen Kührsdorf und Wahlstorf intensiv drumlinisiert wurde. Die drumlinoiden Rücken weisen eine Nordwest-Südost-Längsachsenorientierung auf und belegen somit eindeutig die Vorstoßrichtung. Östlich von Wahlstorf treten die Drumlinisierungserscheinungen zugunsten einer intensiven subglazialen Rinnenbildung zurück, die im Bereich der östlichen Umrahmung des Lanker Sees bei Sophienhof ihren Höhenpunkt erreicht.

Diese Landschaft wurde von GRIPP (1949) als ein Komplex aus sieben aneinander gelagerten Endmoränen einer aus dem Nordosten vorstoßenden Wittenberger Zunge gedeutet. Im Lichte der Erkenntnisse, die im Rahmen neuerer Geländeaufnahmen gewonnen wurden (GARNIEL 1988), wird die Entstehung der schmalen quasi-parallelen Rücken bei Sophienhof als das Ergebnis einer intensiven subglazialen Schmelzwassererosion interpretiert.

Die Rinnen sind in einem Höhenzug größerer Ordnung eingebettet, der zur Endmoräne des IIIa Vorstoßes gehört. Das Eis staute sich bei der zweiten Vorstoßphase zunächst vor diesem Hindernis. Durch das Anschwellen der Eismassen trat an der Gletscherbasis eine starke Druckerhöhung ein, die zum Freiwerden von beträchtlichen Wassermassen führte. Diese unter wachsendem hydrostatischem Druck stehenden Schmelzwässer waren in der Lage, die tiefen und schmalen Rinnen zu erodieren, die den Höhenzug zerschneiden. In einem späteren Stadium wurde die alte Randlage im Bereich des Fuhlensees und des Kronsees gänzlich ausgeräumt und das Eis drang nach Südosten in den Plöner Raum vor (GARNIEL 1991).

In der zweiten Phase des dritten Vorstoßes wurden keine morphographisch bedeutsamen Endmoränen gebildet. Eine breite scheidelförmige Satzendmo-

Abb. 6: Übersicht über den Verlauf der Eisrandlagen im nördlichen Mittelholstein



räne über Bundhorst, Ascheberg und Theresienhof zeigt den Verlauf der Randlage an.

Unmittelbar östlich von Sophienhof wurden mächtige Sande aufgeschüttet, die von Lehmkuhlen bis Rixdorf einen langen Höhenzug aufbauen, den KLEIN (1983) als Kameschüttung auf älterem Toteis der Plöner Zunge deutet. Weitere Schmelzwässer aus dieser Vorstoßphase flossen nach Südosten ab und schnitten sich dabei in das Toteis des Plöner Beckens ein (KLEIN 1988).

4.4. Formung durch den vierten Weichsel-Vorstoß

Die Gletscher des vierten Weichsel-Vorstößes erreichten ihren südlichsten Stand nördlich des Untersuchungsgebietes. Ihre Endmoränen bilden die südliche Umrahmung des Dobersdorfer und des Selenter Sees. Von Schlesen bis Preetz schütteten ihre Schmelzwässer einen Rinnensander auf (KLEIN 1988).

Im Bereich des Preetzer Beckens trafen die Schmelzwässer auf mächtiges stagnierendes Eis auf dessen Oberfläche sich ein Abfluß einstellte. In der dabei entstehenden Rinne lagerten sich die Kamesedimente ab, die heute den breiten Landrücken zwischen Postsee und Lanker See aufbauen. Entgegen früherer Auffassungen (vgl. GRIPP 1964) stellt der Preetzer Landrücken demnach keine Seitenmoräne einer schmalen Postsee-Zunge dar, wie Korngrößen- und Lagerungsverhältnisse der Sedimente eindeutig belegen.

4.5. Morphogenetische Entwicklung des Nettelseeer Beckens nach dem IIIa-Vorstoß

Der Zerfall der stagnierenden Nettelseeer Zunge erfolgte unter besonderen Bedingungen, nämlich im Stau hinter der eigenen Endmoränen, die einen Abfluß der entstehenden Schmelzwässer nach Westen und nach Süden verhinderten. Im östlich angrenzenden Wahlstorfer Gebiet versperrte die Eiszunge des IIIb-Vorstößes einen Abfluß nach Osten.

Sobald die Eiszunge unterhalb des Niveaus des Endmoränenkammes zurückgeschmolzen war, stauten sich die Schmelzwässer im entstehenden Nettelseeer Becken. Als Zeugen eines bereits vorgeschrittenen Niedertau-Stadiums können die Beckenablagerungen gedeutet werden, die nach abschmelzbedingter Reliefumkehr bei Löptin und Nettelsee ausgedehnte plateauartige Hochflächen bilden (GARNIEL 1991).

Von besonderer Bedeutung für die Entwicklung der sich unmittelbar südlich anschließenden Bornhöveder Rinne sind die Abflußverhältnisse in den frühen Zerfallsstadien der Nettelseeer Zunge, als noch ein Gefälle zwischen der Eisoberfläche und den südlich angrenzenden Gebieten bestand.

Zwischen dem Gut Depenau und der Depenauer Mühle läßt sich eine Kameschüttung nachweisen, die als Kameterrasse ausgebildet ist. Sie geht auf einen Schmelzwasserfluß zurück, der sich in die Randspalte zwischen stagnierender Eiszunge und Endmoräne eingetieft hatte. Bei der Ochsenkoppel (R: 35 80 700, H: 60 02 600) gibt eine aufgelassene Kiesgrube Einblick in den inneren Aufbau des Kames. Trotz der schlechten Aufschlußverhältnisse lassen sich toteisbedingte Störungen erkennen. Die Schichtfolge ist von ca. 40 m ü. NN bis 55 m ü. NN aufgeschlossen und besteht aus gut sortierten Sanden. Größere Korngrößen sind kaum vertreten. Es wird demzufolge angenommen, daß selbst in unmittelbarer Endmoränennähe kein reißennder Schmelzwasserfluß nach Süden ausgebildet war. Es dürfte folglich noch kein Durchbruch im Bereich der Depenauer Mühle bestanden haben, was die Auffassung von REINKE (1966) bestätigt, wonach der Durchbruch erst im Spätglazial als Ausfluß des Bornhöveder Stausees geschaffen wurde.

Der Bocksberg und der Voßberg nördlich von Stolpe stellen die Südspitze der Kameterrasse dar, die gleichzeitig mit der Endmoräne im Spätglazial bei der Depenauer Mühle zerschnitten wurde.

Die hochglazialen Schmelzwässer aus dem Nettelseeer Becken traten bei 50 m ü. NN unmittelbar südlich vom Bocksberg aus und schütteten die geringmächtigen sandigen Ablagerungen auf, die in den höheren Randbereichen der Stolper-Bornhöveder Rinne anstehen. Sie trugen ferner zur weiteren Zerspülung der Grundmoräne des zweiten Weichsel-Vorstößes im Rinnenbereich bei.

Der geringe Umfang des Depenauer Kames und die verhältnismäßig feinen Korngrößen seiner Sedimente legen den Schluß nahe, daß selbst in den Frühstadien des Zerfalls der Nettelseeer Zunge nur ein schwacher Schmelzwasserfluß nach Süden entwickelt war. Beim fortschreitenden Niedertauen vertiefte sich das Nettelseeer Becken, das bald in der Lage war, alle anfallende Schmelzwässer aufzunehmen, wie die mächtigen Eisstauseeablagerungen nördlich der Endmoränen des dritten Vorstößes belegen.

Ferner bedeuten diese Ergebnisse, daß – von einer intensiven Toteisdynamik im Spätglazial und Frühholozän abgesehen – keine tiefgreifende Prägung der Stolper-Bornhöveder Rinne nach den Frühstadien des IIIa-Vorstößes zu erwarten ist.

Diese neuen Randbedingungen geben Anlaß zu einer kritischen Auseinandersetzung mit den bisher in der Literatur vorgestellten Modellen zur Genese der Bornhöveder Rinne.

4.6. Morphogenetische Entwicklung der Bornhöveder Rinne

4.6.1. Morphologische und sedimentologische Befunde

Die Bornhöveder Seenrinne unterscheidet sich von vergleichbaren Formen in Schleswig-Holstein dadurch, daß sie südlich von Bornhöved an einer Sanderkante in 45 bis 55 m Höhe über NN abrupt endet. In der Gönnebeker Niederung, die sich südwestlich von Bornhöved bei 35 bis 40 m ü. NN öffnet, stehen größere zusammenhängenden Grundmoränendecken und feinsandigen Ablagerungen an. Die Zerspülungserscheinungen der Grundmoränenplatten sind in der Gönnebeker Niederung sogar etwas schwächer als im westlich anschließenden Kummerfelder Bereich (GARNIEL 1988). In Bezug auf die Morphogenese des Gebietes bedeutet dieses, daß die Niedertaulandschaft bei Gönnebek keine bedeutsame glazifluviale Überprägung erfahren hat.

Die subaerische Sohle der Seenrinne liegt bei 30 bis 35 m ü. NN, während die Seeegründe bis 10 m ü. NN hinabreichen (MÜLLER 1981). Zwischen den Seen erheben sich längliche Sandriegel, die oft eine dünne Lehmdecke tragen. Südlich der Linie Belau – Ruhwinkel treten auf dem Rinnengrund mächtigere Moränen auf, die einzelne Rücken und Restflächen in unterschiedlichen Höhen bilden.

Vielerorts sind Terrassen an den Seen erkennbar. Eine obere Terrasse ist 4 bis 7 m oberhalb des heutigen Seespiegels an den Ostufern des Belauer Sees und des Schierensees zu verfolgen. Ein tieferes Terrassenniveau kann ca. 1 m über den aktuellen Seeflächen an fast allen Ufern nachgewiesen werden.

4.6.2. Diskussion der bisherigen Auffassungen zur Genese der Rinne

In älteren Arbeiten (EGGERS 1934, GRIPP 1953, HÖLTING 1958, LIEDTKE 1958, REINKE 1966) wird die Anlage der Seenkette auf ein Tunneltal zurückgeführt. GRIPP und REINKE erklären die geringfügige glazifluviale Überformung der Gönnebeker Niederung durch die Ausbildung eines spätglazialen Stausees in der Rinne, der nach der Umkehr der Entwässerungsrichtung im Frühholozän nach Norden abfloß. Dabei entstand der Durchbruch bei der Depenauer Mühle.

HORMANN (1969) erhebt theoretische Einwände gegen die Erhaltung von Tunneltälern durch Toteis und betont, daß die Eismächtigkeit aufgrund der zusätzlichen subglazialen Schmelzwassererosion dort besonders gering sein müßte. In Bezug auf die Bornhöveder Rinne lehnt er die Hypothese der Überprägung durch einen spätglazialen Stausee ab: Die Ausdehnung der als Beleg angeführten Verebnungsfläche westlich vom Schmalensee sei nicht mit der kurzen Bestehensdauer eines eventuellen Sees zu vereinbaren. Die bis zu 500 m breite Fläche zwischen 34 und 38 m ü. NN ist nach HORMANN auf Seitenerosion in einem subaerischen Kastental zurückzuführen. Die Schmelzwässer sollen am Ausgang der Rinne mit einem scharfen Knick nach Westen über die Gönnebeker Niederung abgeflossen sein. Hierzu sei folgendes angemerkt:

- a) Genaue sedimentologische Kartierungen lagen für die Gönnebeker Niederung noch nicht vor, so daß eine glazifluviale Erosion aus rein morphographischem Gesichtspunkt plausibel erschien.
- b) Das Umbiegen des Schmelzwasserstromes nach Westen hätte eine kräftige Prallhangentwicklung in der Sanderstufe nach sich ziehen müssen. Davon sind keine Spuren erkennbar.
- c) Die Sohle des Schmalensees, die HORMANN als Beleg für die Existenz eines Kastentales in 35 bis 37 m Höhe über NN anführt, liegt heute in einer Höhe von ca. 22 m ü. NN. Sollte der See im Zusammenhang mit diesem Kastental entstanden sein, so argumentiert BARSCH (1978), müßte sich die Talbildung auf Toteis vollzogen haben und die Talsohle beim Niedertauen ohne Verstellung um mindestens 15 m abgesunken sein. BARSCH hält einen derartigen Vorgang für unwahrscheinlich.

MÜLLER (1976) unterscheidet auf der Grundlage von Echolotvermessungen der Seebecken zwei Hauptseetypen in Schleswig-Holstein. Zum ersten Typ gehören der Schmalensee und der Schierensee, die wenig eingetieft sind (bis ca. 8 m) und ein kastenförmiges Querprofil besitzen. Ihre Entstehung geht nach MÜLLER auf subaerische Schmelzwasserflüsse zurück. Die Seen des

zweiten Typs erreichen Tiefen über 25 m und sind durch eine ungleichmäßige Seebodentopographie gekennzeichnet. Sie verdanken ihre Entstehung verschütteten Toteisblöcken. Zu diesem Typ gehören der Belauer und der Bornhöveder See. Die Zuordnung des Stolper Sees ist ungewiß: Er weist Merkmale der beiden Typen auf.

4.6.3. Morphogenese der Bornhöveder Seenrinne

Aus den morphologischen und sedimentologischen Befunden (s. 4.6.1) ergeben sich für die Hypothesenbildung folgende restriktive Bedingungen:

Da die Gönnebeker Niederung nur geringfügig glazifluvial überprägt wurde, hat kein morphologisch bedeutsamer Schmelzwasserabfluß aus der Bornhöveder Rinne im 35 m-Niveau stattgefunden.

Demzufolge konnte nach der Entstehung der Sanderstufe in 45 m Höhe über NN südlich von Bornhöved keine bedeutende subaerische Schmelzwassererosion unterhalb dieses Niveaus stattfinden.

Die Sanderstufe entstand durch die Aufschüttung von Schmelzwasserablagerungen am Kontakt zur Eiszunge und bestand spätestens am Ende des zweiten Weichsel-Vorstoßes annähernd in dieser Höhe.

Daraus folgt, daß die entscheidenden Formungsphasen der Seenrinne in die Zeit des ersten oder des zweiten Vorstoßes zurückverlegt werden müssen, was sich gut in Einklang mit den neueren Erkenntnissen über den Ablauf des dritten Weichsel-Vorstoßes im Preetzer Bereich bringen läßt.

Diese wichtigen Prämissen wurden bislang nicht ausreichend berücksichtigt.

Wenn angenommen wird, daß die Basis des zweiten Weichsel-Gletschers etwa dem Grund der Gönnebeker Niederung auflag, so ergibt sich eine Lage der Eissole bei ca. 35 m ü. NN. Diese Annahme wird dadurch gestärkt, daß drei kleine Tunneltäler die Sanderstufe südlich von Bornhöved auch von der oberen Kante bis zum 35 m-Niveau zerschneiden. Für die subglaziale Anlage dieser Täler spricht zudem die gute Erhaltung eines kleinen Kames im mittleren der drei Täler, der bei späterer subaerischer Talbildung hätte ausgeräumt werden müssen (vgl. GMK 25, Blatt 1 1927 Bornhöved).

Die Seegründe in der Rinne reichen aber bis Tiefen um 10 m ü. NN hinab, d.h. ca. 20 m tiefer als die angenommene Basis des zweiten Weichsel-Gletschers. Da alle Befunde großräumig für eine geringe morphologische Wirksamkeit dieses Vorstoßes sprechen, wird eine Erosionsleistung bei 10 m ü. NN in dieser Phase für unwahrscheinlich gehalten. Aufgrund der Höhenlage ihrer Sohle ist demzufolge anzunehmen, daß die Seen der Bornhöveder Rinne ihre Entstehung dem ersten Vorstoß verdanken.

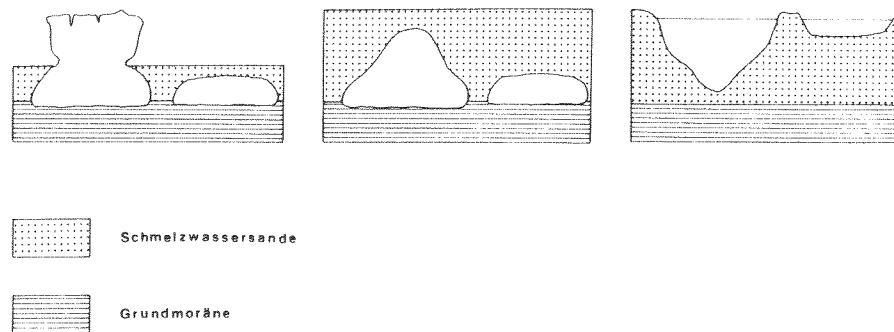
Wenn die Seegründe Abschnitten eines subaerischen Kastentales entsprechen sollen, so müßte dieses Tal während der Rückzugsphase des ersten Vorstoßes entstanden sein. Es ist aber schwer vorstellbar, daß Hohlformen die Erosions- und Sedimentationsphasen späterer Vorstöße hätten überdauern

können. Die Seebildung muß demzufolge auf die Erhaltung von Toteisvollformen zurückgehen.

Nicht abzustreiten ist ferner, daß einige der Seen ein deutlich kastenförmiges Profil besitzen.

Bei näherer Betrachtung der von MÜLLER erstellten Isobathenkarten (vgl. MÜLLER 1981) fällt auf, daß die Gestalt der Toteisblöcke, das heißt der „Positiv“-Formen zu den „Negativ“-Formen der heutigen Seen, bestimmte Regelmäßigkeiten aufweist. Im Fall des Belauer Sees und des Stolper Sees gleichen die Toteisrücken stromlinienförmigen Körpern. Diese Form kann durch die Ausbildung von Schmelzwasserflüssen erklärt werden, die eine große Eisplatte in einzelne „Toteisinseln“ zerschnitten. Die Gestaltung solcher „Eisinseln“ unterliegt Gesetzmäßigkeiten, die mit denen der Formung von Inseln und Geröllbänken in Strömen vergleichbar sind. Nimmt man an, daß die Basis der Toteisrücken dem relativ schwach reliefierten Grund eines Zungenbeckens aufliegt, wie es in Lockersedimenten außerhalb der Tunneltäler der Fall ist, so geht die heutige Form der Seen in erster Linie auf die Gestalt der oberen Seiten der Toteisrücken zurück (vgl. Abb. 7). Wird die Oberfläche eines niedrigen Rückens bei fortschreitender glazifluvialer Sedimentation und der damit verbundenen Erhöhung der Abflußbasis gekappt, so entsteht eine Vollform aus Eis, die beim Niedertauen einen See mit kastenförmigen Querschnitt entstehen läßt (vgl. Abb. 7). Diese Hypothese macht verständlich, warum ausgerechnet die seichteren Seen ein derartiges Profil besitzen, während die tieferen Seen – als „Negativ“-Formen von höheren und deshalb später gekappten Eisblöcken – eine bewegtere Topographie aufweisen.

Abb. 7: Entstehung von Toteishohlformen unterschiedlicher Querprofile



Da die Höhenlage der heutigen Seegründe nach dieser Hypothese in erster Linie von der Mächtigkeit der damaligen Toteisblöcke abhängt, braucht keine nachträgliche subaerische Kastentalbildung vorausgesetzt werden. Bezogen auf die Zeit nach dem zweiten Vorstoß erledigt sich somit der Widerspruch zwischen einem starken Schmelzwasserstrom in der Rinne und der fehlenden Überformung der Gönnebeker Niederung. Die wesentlichen Züge der Bornhöveder Rinne waren bereits nach dem ersten Vorstoß angelegt. Die großen

Toteisblöcke, die später zur Seebildung führten, wurden unter Sanderablagerungen begraben. Der Abfluß und die Sedimentation konzentrierten sich zwischen den Toteisblöcken des Schierensees und des Belauer Sees. Nach der niedertaubedingten Reliefumkehr im Spätglazial entstand in diesem Bereich der Perdöler Kame.

Der zweite Vorstoß überfuhr das durch glazifluviale Sedimentation eingeebnete Rinnegebiet. Südlich der Randlage entstand der Trappenkamper Sander. Bei Bornhöved waren drei Gletschertore ausgebildet, deren Erosionleistung sich bis zum oberen Rand der Sanderstufe bei 55 m ü. NN verfolgen läßt. Nach der Vorstoßphase spalteten sich große Toteisplatten von der Gletscherstirn ab. Die aktive Randlage verlagerte sich dabei sprunghaft nach Norden. Die Schmelzwässer aus der Ascheberger Zunge und den Rückzugsstadien der Preetzer Zunge erodierten im Rinnenbereich den größten Teil der Grundmoränen des zweiten Vorstoßes und sedimentierten den kleinen in Ost-West-Richtung streichenden Kame zwischen dem Schmalensee und dem Belauer See.

Während des dritten Vorstoßes blieb die Überformung der Bornhöveder Rinne gering. Der größte Anteil der Schmelzwässer staute sich nördlich der Randlage im Nettleseer Becken, bzw. floß direkt von Nordwesten her aus dem Preetzer Bereich in das Becken des Großen Plöner Sees ab (vgl. 4.3.2. und 4.5.). In den höheren Randbereichen der Rinne bei 45 bis 50 m ü. NN ist die Grundmoräne durch geringmächtige Sandablagerungen überzogen. Diese schwache Sandschüttung kann sowohl aus Spätstadien des zweiten Vorstoßes als auch aus dem dritten Vorstoß stammen. Auf die erosive Tätigkeit dieser Schmelzwässer geht vermutlich der Umstand zurück, daß die Grundmoräne im Rinnenbereich stellenweise ganz abgetragen wurde, während sie auf der Kalüßer Fläche in der Regel noch mindestens 2 m mächtig ist. Eine Eintiefung der Schmelzwässer unterhalb des vorgegebenen 45 m-Niveaus südlich von Bornhöved konnte jedoch nicht stattfinden.

Erst im Spätglazial und im Frühholozän erfuhr die Rinne durch Tiefertauen des Toteises eine letzte intensive Umformung. Die Seebecken traten zum Vorschein und Grundmoränenreste setzten sich in unterschiedlichen Höhen in der Rinne ab.

Durch die Untersuchung der Längsprofile jener Täler, die in die Rinne münden, zeigte REINKE (1966), daß im Spätglazial ein Stausee in der Rinne ausgebildet war. Oberhalb von 35 bis 37 m ü. NN sind Muldentäler mit ausgeglichenem Gefälle entwickelt. Unterhalb dieses Niveaus gehen die Täler mit einem scharfen Gefälleknick als Folge der Einstellung auf eine tiefere Erosionsbasis in Kerbtäler über. Die von REINKE nach dieser Methode ermittelte Seespiegelhöhe entspricht den von ATTMANNSPACHER (1967) beschriebenen jungdryaszeitlichen Terrassen, die im Bornhöveder Bereich bei ca. 35 m ü. NN, d.h. ca. 6 m oberhalb der jetzigen Seen vorkommen.

Die tieferen Terrassen, die sich 1 m oberhalb der heutigen Seeflächen befinden, sind auf anthropogene Absenkung des Seespiegels in historischer Zeit zurückzuführen (ATTMANNSPACHER ebd.).

Als der große Toteisblock beim späteren Depenauer Hochmoor gänzlich zurückschmolz, konnte der schmale Endmoränen- und Kameriegel nördlich von Stolpe dem Druck der im Bornhöveder Becken gestauten Schmelzwässer nicht mehr standhalten. Ein Abfluß stellte sich vom Bornhöveder Stausee in das Nettelseer Becken ein, das bereits über das Rastorfer Tal nach Norden entwässerte. Der Durchbruch bei der Depenauer Mühle wurde schrittweise tiefergelegt und das spätglaziale Seeniveau sank bis zur jetzigen Höhe ab. Die Alte Schwentine schnitt sich im Zusammenhang mit dem Absinken des Seespiegels in die sandigen Ablagerungen des Perdöler Kames zwischen der Perdöler Mühle und dem Gut Perdöl ein. Nördlich des heutigen Flußlaufes ist ein Altarm in 30 m Höhe über NN deutlich erkennbar.

5. Zusammenfassung

Entlang des ca. 20 km langen Profils zwischen Preetz und Bornhöved lassen sich Ablagerungen von vier Weichsel-Hauptvorstößen nachweisen.

Der *erste Weichsel-Vorstoß* tritt in erster Linie durch seine Sander und seine durch Toteis erhaltenen Hohlformen in Erscheinung. Das Verhalten des Eises wurde in der Marginalzone von einem lebhaften Eem-zeitlichen Relief beeinflusst: die Höhenzüge blieben im Bornhöveder Bereich weitgehend erhalten, während präexistierende Hohlformen kräftig erodiert wurden. Die Vorstoßphase endete abrupt mit der Abspaltung einer mächtigen stagnierenden Eiszunge im Bornhöveder Becken. Ein starkes Abschmelzen trat sofort ein, das erst zur Aufschüttung des Perdöler Kames und schließlich zur Verfüllung des Zungenbeckens mit glazifluvialen Sedimenten führte. Derart intensive Abschmelzvorgänge fanden im Untersuchungsgebiet bei keinem der nachfolgenden Vorstöße statt. Auf diesem Hintergrund wird auch die quasi-vollständige Zerspülung der End- und Grundmoränen dieses vermutlich sehr bedeutenden Vorstoßes verständlich.

Das Eis des *zweiten Weichsel-Vorstoßes* drang gegen ein stark eingeebnetes Vorland vor und entwickelte in der Bornhöveder Region eine nur schwache Erosionsleistung im Gegensatz zum östlich angrenzenden Plöner Raum, wo die Bosauer Zunge den östlichen Teil des Großen Plöner Sees ausschürfte. Unmittelbar westlich des Untersuchungsgebietes belegen drumlinoide Rücken (vgl. FRÄNZLE 1981) das abnehmende Exarationsvermögen des Gletschers. Das Eis erreichte an der Sanderstufe bei Gönnebek seinen weitesten Stand. Der Vorstoß kam zum Erliegen, bevor eine Endmoräne sich ausbilden konnte. Große stagnierende Eisplatten lösten sich vom aktiven Gletscher. Eine mit wachsender Entfernung vom Eisrand zunehmend mächtige Grundmoräne legte sich über die Sande des ersten Vorstoßes. Lediglich im Bereich von Kalübbe wurden ihre oberen Meter durch Schmelzwässer aus der vom Nordosten her vorstoßenden Ascheberger Zunge flächenhaft abgetragen.

Im Zuge des *dritten Weichsel-Vorstoßes* wurden in der Nordhälfte des Untersuchungsgebietes morphologisch bedeutsame Formen geschaffen: Das Eis erodierte in der ersten Vorstoßphase ein tiefes Zungenbecken bei Nettelsee, das von einer eindrucksvollen Endmoräne umrahmt ist. Erneut spaltete

sich die am weitesten vorgedrungene Zunge ab. Ihre eigene Endmoräne verhinderte den freien Abfluß der beim Eiszerfall entstehenden Schmelzwässer. Ausgedehnte und mächtige Beckensedimente zeugen für die Ausbildung von größeren Eisstauseen an der Oberfläche der niedertauenden Eiszunge. In einer zweiten Vorstoßphase drang das Eis in das Wahlstorfer Gebiet vor. Dieser Vorstoß entwickelte keine bedeutsame Exaration und tritt durch eine flache Satzendmoräne, Drumlinisierungserscheinungen und eine kräftige subglaziale Rinnenerosion in Erscheinung.

Der Gletscher des *vierten Weichsel-Vorstoßes* erreichte nicht mehr das Untersuchungsgebiet. Von Bedeutung für die Morphogenese des Preetzer Raumes ist die mächtige Kameschüttung zwischen Postsee und Lanker See, die den Schmelzwässern des vierten Vorstoßes zuzuordnen ist.

Die Anlage der Stolper-Bornhöveder Seenrinne als Tunneltal erscheint im Lichte der dargestellten Ergebnisse nicht als zwingend. Bei der vorgeschlagenen Interpretation geht die Erhaltung der großen Toteisblöcke auf intensive Abschmelzvorgänge und die damit verbundene Auffüllung des Zungenbeckens mit Schmelzwässersanden zurück.

Subglaziale Schmelzwassererosion läßt sich im Untersuchungsgebiet anhand von kurzen und schmalen Rinnenabschnitten nachweisen. Diese kleinen Tunneltäler treten am eiswärts gerichteten Hang von morphologischen Hindernissen wie Endmoränen oder Sanderstufen auf.

Die morphogenetische Entwicklung wurde durch den Ablauf der Eisabbauvorgänge entschieden geprägt. Ein sich wiederholendes Phänomen ist die Abspaltung von stagnierenden Eisplatten von mehreren km Ausdehnung und die damit verbundene sprunghafte Rückverlegung der aktiven Randlage. Dieser Vorgang ist für den zweiten und den dritten Vorstoß nachweisbar und für den ersten Vorstoß im Bornhöveder Zungenbecken mit hoher Wahrscheinlichkeit anzunehmen. In der Marginalzone können solche Eismassen die Richtung nachfolgender Vorstöße beeinflussen.

Die heutigen Oberflächenformen wurden in entscheidendem Maße durch das Wechselspiel von Schmelzwasserdynamik und Zerfall des stagnierenden Eises geprägt.

Im Untersuchungsgebiet lassen sich vier verschiedene Ausprägungen des Eisabbauvorganges rekonstruieren:

- a) *Abbau bei geringmächtigem Eis und freiem Abfluß der Schmelzwässer*
Diese Bedingungen waren in der Gönnebeker Niederung nach dem zweiten Vorstoß erfüllt. Der Niedertauvorgang hinterließ ausgedehnte aber geringmächtige Grundmoränen in engem räumlichem Wechsel mit feinkörnigen Sanden. Morphographisch wird eine typische Sanderlandschaft vorgetäuscht. Die Oser bei Groß-Kummerfeld bilden die einzigen markanten Erhebungen.

b) *Abbau bei mächtigem Eis und freiem Abfluß der Schmelzwässer*

Dieser Fall entspricht der Situation im Bornhöveder Zungenbecken beim Ausklingen des ersten Vorstoßes. Dort fand eine intensive Zerschneidung der Eisplatte durch Schmelzwasserflüsse statt. Die rasche Eintiefung bewirkte die notwendige Stabilisierung des Verlaufs der Wasserbahnen, die eine lokal sehr mächtige Kamesedimentation zur Folge hatte.

c) *Abbau bei mächtigem Eis und Stau der Schmelzwässer*

Diese Konstellation war im Nettelseer Becken nach dem Illa-Vorstoß anzutreffen. Dort bildeten sich an der Oberfläche der Eiszunge breite Niedertaukessel, in denen sich Beckensedimente ablagerten. Die Eisstauseen waren durch Rinnen miteinander verbunden, in denen schwankende Abflußverhältnisse herrschten, wie am Aufbau der dort abgesetzten Sedimente erkennbar ist.

d) *beschleunigter Abbau vorgelagerter stagnierender Eismassen durch hohes Schmelzwasseraufkommen*

Auf diese Situation geht die Entstehung der Kalüßer Fläche zurück. Schmelzwässer aus dem Ascheberger Becken zehrten die inaktive Preetzer Zunge im Kalüßer Bereich rasch auf und räumten die oberen Meter der Grundmoräne ab. In der Geländemorphologie wird deutlich, daß der formende Einfluß der Schmelzwassererosion gegenüber der glazialen Akkumulation eindeutig überwiegt.

Ähnliche Eisabbauvorgänge sind sowohl aus dem Alpenvorland (TROLL 1938) wie aus Nordpolen und Litauen (NIEWIAROWSKI 1963) bekannt. Möglicherweise ist die wiederholte Abspaltung größerer stagnierender Eismassen als wichtigster Vorgang des Eisabbaus unter den Bedingungen des hochglazialen Klimas im ozeanischen Schleswig-Holstein anzusehen, da kurzfristige Wärmeschwankungen sich hier eher auswirken konnten als in den kontinentaleren Gebieten, die durch ein schrittweise Zurückweichen der Eisfront bei Entstehung von klassischen Grundmoränenlandschaften charakterisiert sind.

Eine weitere Systematisierung der verschiedenen Eisabbau-Abläufe und der dabei entstehenden Oberflächenformen wäre für Schleswig-Holstein wünschenswert, da die eingangs erwähnten stratigraphischen Schwierigkeiten morphogenetische Fragen bislang oft in den Hintergrund gedrängt haben.

Literatur

- ATTMANNSPACHER, H. (1967): Die Entwicklung von Seeterrassen an ausgewählten Beispielen in Ostholstein. Inauguraldissertation Univ. Kiel: 1–143.
- BARSCHE, D. (1978): Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:25 000, GMK 25 Blatt 1 1927 Bornhöved. Berlin.

- BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (Hrsg.) (1987): Geologische Übersichtskarte 1:200 000 CC 2326 Lübeck. Hannover.
- EGGERS, W. (1934): Die Oberflächenformen der jungeszeitlichen Landschaft im südlichen Schleswig und im nördlichen Holstein. In: Veröff. der Schlesw.-Holst. Universitätsges. 42: 1–120. Breslau.
- FRÄNZLE, O. (1981): Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:25 000, GMK 25 Blatt 8 1826 Bordesholm. Berlin
- GARNIEL, A. (1988): Geomorphologische Detailaufnahme des Blattes L 1926 Bordesholm. Wiss. Hausarbeit zur Fachprüfung für das Lehramt an Gymnasien. Geogr. Inst. Univ. Kiel, unveröff. Polykopie.
- GARNIEL, A. (1991): Morphogenetische Entwicklung des südlichen Preetzer Raumes. In: Schr. Geogr. Inst. Univ. Kiel (im Druck). Kiel.
- GRIPP, K. (1949): Glazialmorphologie und geologische Kartierung, zugleich eine Deutung der Oberflächenformen Ost-Holsteins. In: Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 99: 190–205. Berlin.
- GRIPP, K. (1950): Die Entwässerung des inneren Eisrandlagen in Nord-West-Deutschland. In: Schr. Naturw. Ver. Schlesw.-Holst. 24: 87–91. Kiel.
- GRIPP, K. (1952): Inlandeis und Salzaufstieg. In: Geol. Rundsch. 40: 74–81. Stuttgart.
- GRIPP, K. (1953): Die Entstehung der Ostholsteinischen Seen und ihre Entwässerung. In: Beiträge zur Landeskunde von Schleswig-Holstein. Schr. Geogr. Inst. Univ. Kiel, Sonderband SCHMIEDER-Festschrift: 11–26. Kiel.
- GRIPP, K. (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. Neumünster: Wachholtz.
- HERRMANN, A. (1971): Neue Ergebnisse zur glazialmorphogenetischen Gliederung des Obereider-Gebietes. In: Schr. Naturw. Ver. Schlesw.-Holst. 41: 5–41. Kiel.
- HINSCH, W. (1979): Rinnen an der Basis des glaziären Pleistozäns in Schleswig-Holstein. In: Eiszeitalter und Gegenwart 29: 173–178. Öhringen.
- HÖLTING, B. (1958): Die Entwässerung des würmzeitlichen Eisrandes. In: Meyniana 7: 61–91. Kiel.
- HORMANN, K. (1969): Gibt es Tunneltäler in Schleswig-Holstein? In: Schr. Naturw. Ver. Schlesw.-Holst. 39: 5–11. Kiel.
- KIEFMANN, H.M. & H.E. MÜLLER (1975): Die Tiefenkarte des Großen Plöner Sees als Beitrag zur Erforschung einer frühen Kulturlandschaft und regionalen Morphogenese. In: Offa 32: 16–29. Neumünster.
- KLEIN, A. (1983): Genese, Morphochronologie und Formenschatz der weichselzeitlichen Eisrandlagen Ostholsteins. Wiss. Hausarbeit zur Fachprüfung für das Lehramt an Gymnasien. Geogr. Inst. Univ. Kiel, unveröff. Polykopie.
- KLEIN, A. (1988): Eisrandlagen in Ostholstein. In: Die Heimat, 95 Jahrg., Heft 2: 67–80. Neumünster.
- LIEDTKE, H. (1958): Jungglaziale Seetypen, dargestellt am Beispiel Norddeutschlands. In: Geogr. Ber. 3/7: 1–15. Berlin.
- MÜLLER, H.E. (1976): Zur Morphologie pleistozäner Seebecken im westlichen schleswig-holsteinischen Jungmoränengebiet. In: Z. Geomorph. N.F. 20: 350–360. Stuttgart–Berlin.
- MÜLLER, H.E. (1981): Vergleichende Untersuchungen zur hydrochemischen Dynamik von Seen im schleswig-holsteinischen Jungmoränengebiet. In: Schr. Geogr. Inst. Univ. Kiel Band 53: 1–208. Kiel.

- NIEWIAROWSKI, W. (1963): Some Problems Concerning Deglaciation by Stagnation and Wastage of Large Portions of the Ice-sheet within the Area of the Last Glaciation in Poland. In: Report of the VI. Intern. Congress on Quaternary, Warsaw 1961, Vol. 3: 245–256. Łódz.
- REINKE, S. (1966): Die Entwicklung der Alten Schwentine in Ostholstein. Inauguraldissertation Univ. Kiel: 1–111.
- SCHEEL, J.W. (1976): Die geomorphologische Entwicklung des Raumes Bornhöved, dargestellt in der geomorphologischen Karte 1:25 000. Diplomarbeit Geogr. Inst. Univ. Kiel, unveröff. Polykopia.
- STEFAN, H.-J. (1981): Eemzeitliche Verwitterungshorizonte im Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins. In: Verh. Naturw. Ver. Hamburg N.F. 24/2: 161–175. Hamburg.
- STEFAN H.-J. & B. MENKE (1977): Untersuchungen zum Verlauf der Weichsel-Kaltzeit in Schleswig-Holstein. In: Z. Geomorph. N.F., Supplementband 27: 12–28. Stuttgart–Berlin.
- STEFAN, H.-J., KABEL, C. & G. SCHLÜTER (1983): Stratigraphical Problems in the Glacial Deposits of Schleswig-Holstein. In: EHLERS, J.(ed.): Glacial Deposits in Northwest Europe: 305–320. Rotterdam: Balkema.
- STREHL, E. (1986): Zum Verlauf der äußersten Grenze der Weichselvereisung zwischen Owschlag und Nortorf (Schleswig-Holstein). In: Eiszeitalter und Gegenwart 36: 37–41. Öhringen.
- TROLL, C. (1938): Der Eiszerfall beim Rückzug der alpinen Vorlandgletscher in das Stammbecken (Beispiel Loisach-Vorland). In: Verhandl. III. Intern. Quartärkonf. 1936 in Wien: 152–160.

Anschrift der Verfasserin:
 Dipl.-Geogr. Annick Garniel,
 Geographisches Institut der Universität,
 Ludewig-Meyn-Str. 14,
 W-2300 Kiel