

Schriften des Naturwissenschaftlichen Vereins für Schleswig-Holstein

Band XXII, Heft 3

1938

Die Oberflächenformen der Landschaft Angeln und ihre Abhängigkeit vom Klimawechsel während der jüngsten Vereisung.

Von ERNST LORENTZEN.

Inhaltsverzeichnis:

	Seite
Einleitung: Angeln im Rahmen der schleswig-holsteinischen Landschaftstypen, Begrenzung des Gebiets, Aufgabe der Arbeit und Problemstellung	387
I. Die Jungglaziallandschaft vor der Hauptendmoräne.	
1. Die Sander (Allgemeine Uebersicht)	388
a. Der Flensburger Sander	388
b. Der Treene-Sander	389
c. Der Schleswiger Sander	390
d. Das Zwischensandergebiet	390
e. Ergebnisse	391
2. Die Grundmoränenlandschaft vor der Hauptendmoräne	391
a. Das Gebiet des Sankelmarker Sees mit dem anschließenden Treenegebiet	392
b. Das Gebiet des Arenholzer Sees und seine südliche Fortsetzung bis an den Schleswiger Fördenwall	393
c. Entstehung der Jungglaziallandschaft vor der Hauptendmoräne	393
II. Das westliche Endmoränengebiet.	
a. Orographische Uebersicht	397
b. Das Hornholzer Endmoränengebiet	397
c. Das Julschau-Hostruper Endmoränengebiet	399
d. Das Idstedt-Lürschauer Gebiet	403
e. Die Entstehung des westlichen Endmoränengebiets	405
III. Die Grundmoränenlandschaft Mittelangelns.	
a. Das Gebiet der Kielst-Au und der Bonden-Au	410
b. Das Gebiet der Hollmühler-Au und der Dingwatter-Au	412

	Seite
c. Das Langseegebiet	413
d. Das Gebiet der Loiter-Au	413
e. Das Oxbeker Gebiet	413
f. Das Schleigebiet	414
g. Die Entstehung der Grundmoränenlandschaft Mittelangelns	415
h. Das Flensburger Fördengebiet	420
IV. Die Endmoränenzone Ostangelns.	
a. Orographische Uebersicht	421
b. Das Oxbüll-Kauslunder Gebiet	422
c. Das Lutzhöft-Munkbraruper Gebiet	422
d. Das Rügge-Großquerner Gebiet	423
e. Das Faulück-Wittkieler Gebiet	424
f. Die Entstehung der Endmoränenzone Ostangelns	424
V. Das Grundmoränengebiet Ostangelns	
a. Das Glücksburger Gebiet	426
b. Das Gebiet der Langballigau	427
c. Das Gebiet der Geltinger Bucht und der Schleimündung	428
d. Die Entstehung der Grundmoränenlandschaft Ostangelns	429
Zusammenfassung: Die morphologischen Ergebnisse und ihre klimatische Bedeutung.	
1. Die morphologischen Ergebnisse	431
2. Die klimatische Bedeutung	435
a. Allgemeine Betrachtungen und Folgerungen	435
b. Die ungleiche Bedeutung des Schmelzwasserphänomens in Weichsel I und Weichsel II	436
c. Der ungleiche Verlauf des Eisrandes von Weichsel I u. Weichsel II	440
d. Der ungleiche Eisanachschub von Weichsel I und Weichsel II	440
e. Die klimatischen Verhältnisse von Weichsel I und Weichsel II	441
Anhang. Die Sand-, Kies- und Blocklagerstätten in Angeln	442
Bohrungen	445
Literatur	447
Abbildungen	449

Einleitung:

Angeln im Rahmen der schleswig-holsteinischen Landschaftstypen, Begrenzung des Gebiets, Aufgabe der Arbeit und Problemstellung.

Bei einer Durchquerung Schleswig-Holsteins in ost-westlicher Richtung treten uns vier verschiedene Landschaftstypen entgegen, die in wechselnder Breite und nord-südlicher Richtung unsere Provinz durchziehen. Das östliche Hügelland mit seinem reich modellierten Relief ist eine Moränenlandschaft der letzten Vereisung. Unruhige Oberflächenformen, abflußlose Wannen und Kessel, ein unausgeglichenes Gefälle vieler Wasserläufe und ein nicht ausgereiftes Flußnetz sind nach GRIPP (1924) die Kennzeichen einer Jungmoränenlandschaft. Westlich schließen sich weite Sanderflächen an. Die aus dieser Zone sich heraushebenden Geesthöhen sind Teile einer Altmoränenlandschaft mit ruhigen, sanft geneigten Oberflächenformen, denen abflußlose Wannen fehlen. Nach Westen erstrecken sich die Sanderflächen unter die junge Marsch.

Durch subglaziale Schmelzwasserrinnen, die infolge der nacheiszeitlichen Senkung heute die Fördentäler bilden, wird die Jungmoränenlandschaft Schleswig-Holsteins in mehrere Halbinseln aufgegliedert. Unter diesen findet die Landschaft Angeln im Norden durch die Flensburger Förde, im Süden durch die Schlei und im Westen durch die Grenzlinie der östlichen Hügellandschaft gegen die Sander eine natürliche Begrenzung.

Während über die mittlere und östliche schleswig-holsteinische Jungmoränenlandschaft neuere glazialmorphologische Untersuchungen vorliegen, fehlt eine moderne Bearbeitung der Eiszeitformen Angelns. Sie ist notwendig, um das Bild der schleswig-holsteinischen Jungmoränenlandschaft abzurunden; darüber hinaus soll am Beispiel Angelns die Frage der verschiedenen klimatischen Fazies der Glazialablagerungen und -formen geprüft werden.

WOLDSTEDT (1923) hat zuerst auf morphologische Unterschiede in der Ausprägung der einzelnen Stadien der letzten Vereisung hingewiesen, die besonders in der Gestaltung der Eisrandbildungen (Aufschüttungsmoränen mit großen Sandern — Stauchmoränen ohne Sander) deutlich in die Erscheinung treten. Erklärt wurden die Unterschiede durch verschieden lange Dauer des Eishalts. Daß jedoch hierbei klimatische Verschiedenheiten die Hauptrolle spielen, hat zuerst E. BECKSMANN (1931) vermutet und neuerdings (1935) weitere Belege dafür beigebracht. Er stützt sich dabei einmal auf die verschiedene Säugetierfauna des Moustérien und des Magdalénien, d. h. des älteren und jüngeren Teiles der letzten Vereisung (Weichsel I und Weichsel II), wie sich aus der Zusammenstellung STEHLINS (DUBOIS und STEHLIN 1933) ergibt, zum andern auf die verschiedene Morphologie und Fazies klimatisch unterschiedlicher rezenter Vereisungsgebiete (Spitzbergen und Island). Auf Anregung von Herrn Dozenten Dr. BECKSMANN habe ich früher durchgeführte Geländearbeiten in meiner Heimat Angeln unter dieser neuen Fragestellung wieder aufgenommen und deren Ergebnisse in dieser Richtung auszuwerten versucht.

I. Die Jungglaziallandschaft vor den Hauptendmoränen.

1. Die Sander. (Allgemeine Uebersicht.)

Der Blick von den Höhen bei Süderschmedeby nach Westen geht über die großen, flachen Gebiete, die Angeln im Westen begrenzen. Bei näherer Betrachtung verlieren diese großen Flächen an Einförmigkeit im Relief. Zahlreiche kleine Kuppen, deren Auftreten allerdings an bestimmte Gebiete gebunden ist, wie auch flache Talsenken, die ehemals größeren Wassermassen zum Abfluß gedient haben, und schwach gewölbte Rücken, teils in bestimmter Anordnung, teils regellos im Gelände zerstreut, findet man hier vor. Verfolgen wir die Höhenlinien unseres Gebietes, so beobachten wir im nördlichen Teile eine konzentrische Anordnung ansteigenden Charakters um das Flensburger Fördenende und im südlichen Teile in derselben Weise um das Schleie. In einer mittleren Zone ist eine fast geradlinig verlaufende Höhenzunahme von Westen nach Osten zu erkennen. Durch den Verlauf der Höhenkurven kommt also unzweideutig zum Ausdruck, daß die weite Sanderebene sich zum größten Teile in zwei deutlich ausgeprägte Schuttkegel auflösen läßt, die nach der Lage ihres Aufschüttungsgebiets als Flensburger und Schleswiger Sander bezeichnet werden. Die im südöstlichen Teile des Flensburger Sanders auftretenden Höhenlinien, die aus dem Rahmen der konzentrischen Anordnung um das Flensburger Fördenende herausfallen, ordnen sich in gleicher Weise um das aus Angeln heraustretende Treenetal und deuten dadurch das Vorhandensein eines Sonderschuttkegels im Gebiete des Flensburger Sanders an. Zwischen dem Treenesander und dem Schleswiger Sander wird die Landschaft Angeln von einem Sander-Gebiet begrenzt, das mit Ausnahme des Idstedter Sanders kein deutlich individualisiertes Aufschüttungsgebiet erkennen läßt. Ob die Kegelspitzen weiterer Sander unter der Moräne vergraben liegen, entzieht sich unserer Beobachtung. Vielleicht dürfen wir im Gebiet der Bollingstedter Au westlich von Sieverstedt und Stenderup ein bedecktes Sanderaufschüttungszentrum erwarten.

a. Der Flensburger Sander.

Bei dem Flensburger Sander ist der genetische Zusammenhang mit der Flensburger Fördenrinne unschwer zu erkennen. Diese nahm nach WOLDSTEDT (1913) einst die gewaltigen Schmelzwässer in sich auf, die am Fördenende den großen Sanderkegel aufschütteten. Dieser setzt sich aus zwei Teilkegeln zusammen, von denen der nördliche sein Aufschüttungszentrum zwischen Fröslee und Bau, der südliche bei Flensburg-Weiche hat. Auf der Karte tritt die Individualität der einzelnen Schuttkegel durch die Höhenlinie deutlich in Erscheinung, und zwar in der Weise, daß diese sich um die genannten Punkte konzentrisch anordnen und durch ein scharfes Einbiegen nach Osten in der Gegend der Mainau diese als Grenze beider Kegel angeben. Da außerdem das Mainautal dem Abfluß fluvioglazialer Schmelzwässer seine Entstehung verdankt, bot die Grenzzone beider Sanderkegel eine natürliche Abflußrinne. Als Grenzgebiet gegen die Landschaft Angeln kommt nur der südliche Teil des Flensburger Sanders in Betracht und auch nur insoweit, als sein Gebiet für diese Arbeit von Belang ist.

Die höchstgelegenen Gebiete des soeben erwähnten Teiles des Flensburger Sanders, etwa in der 40 m-Linie in der näheren Umgebung des Bahnhofs

Flensburg-Weiche, zeigen ein durch Kleinformen schwach modelliertes Relief. Eine ganze Anzahl teils langgestreckter, teils kesselförmiger Depressionen, die aber nur um einige Meter unter das Sanderniveau reichen und ihre Entstehung dem glazialen Wintereis verdanken, sind teils trocken, teils in ihren tiefsten Lagen mit Wasser angefüllt. Ebenso liegen zahlreiche größere und kleinere flache Kuppen einzeln im Gelände verstreut oder zu Gruppen vereinigt. Eine Zertalung des Sanderhöhengebietes durch Flußsysteme beobachten wir nur im Hinterland des Höhenzentrums in Richtung auf Flensburg. Hier ist es der von kleinen Bächen aufgefüllte Mühlenstrom, der ein altes, breites Talbett zu seinem Abfluß benutzt. Diese alte Talsenke, die in keinem Größenverhältnis zu den das Alluvialtal des heutigen Flusses benutzenden Wassermassen steht, setzt sich aus mehreren hintereinander liegenden Tiefenzonen zusammen, die heute größtenteils von Flußsanden aufgefüllt sind und grüne Wiesen tragen. In südwestlicher Richtung fällt der Sander in einem Gefällsverhältnis von etwa 1 : 500 ab. Zahlreiche Radialtäler, von denen das Hauruper, Hüllruper und Wanderuper Tal erwähnt seien, sind etwa 200—300 m breit und mehrere Kilometer lang und stellen ganz flach modellierte Talsenken dar, die heute meistens trocken liegen. In südwestlicher Richtung fortschreitend, verschwinden auch die eben angeführten Reliefunterschiede, und die fast endlosen, eintönigen, zum Teil durch große Moorflächen bedeckten Sandebenen liegen vor uns. Die Moorflächen sind eine charakteristische Erscheinung nicht nur der niederen, sondern auch der höher gelegenen Sandergebiete. So treffen wir z. B. auch solche im Bereich der 30—40 m-Höhenlinie bei Jarplund und nördlich und westlich von Barderup.

Material und Lagerungsverhältnisse im Sandergebiet zeigen zahlreiche Aufschlüsse. Es ließ sich feststellen, daß die ebenen Sanderflächen oberflächlich zum größten Teil aus feinen geschichteten Sanden bestehen, die allerdings eine stark wechselnde Mächtigkeit aufweisen, während die sie durchragenden Höhen aus groben geschichteten Kiesen mit faust- bis kopfgroßen Geröllen, ja, nicht selten Findlingsblöcken aufgebaut sind. Spielen die feinen Sande in den Höheengebieten bei Flensburg-Weiche nur eine untergeordnete Rolle, so sind sie in den Aufschüttungen unmittelbar am Flensburger Fördenende bei der Papierfabrik und der Rothen Mühle vorherrschend (Bild 1). In den unteren Lagen etwa von 30—10 m Tiefe sind sie horizontal geschichtet ohne Störungserscheinungen. Unterhalb der Erdoberfläche in einer Tiefe von etwa 10 m sind jedoch Verwerfungen und Stauchungen deutlich erkennbar. Große Schollen von Grundmoränen sind den Sandmassen teilweise beigemischt, teilweise in sie hineingeschoben. Außerdem trägt das Sanderaufschüttungsgebiet am Fördenende eine mehr oder weniger mächtige Decke von Grundmoräne.

b. Der Treene-Sander.

Im südwestlichen Teile des Flensburger Sanders gehen wir unmerklich auf den Treene-Sander über. Seine Selbständigkeit ist im Gelände schwer zu erkennen. Aus dem Verlauf der Höhenlinien und dem der Radialtäler zwischen Ostwanderupfeld und Tarpfeld und 500 m südlich von Frörup wird leicht klar, daß innerhalb einer Linie, die gekennzeichnet ist durch die Orte Keelbek, Jerrishoe und Wanderup im Süden und Südwesten und Ostwanderupfeld, Jägerkrug, Oeverseefeld und Oeversee im Norden der Aufschüttungs-

einfluß des Treene-Sanders gegenüber dem des Flensburger Sanders überwiegt. Die höchste Region des Treene-Sanders mit einer absoluten Höhe von etwa 40 m liegt bei dem Gute Augaard und greift somit in das Gebiet der Endmoränenzone hinein. Jedoch liegt das erste Aufschüttungszentrum bedeutend weiter westlich, worauf das grobe Aufschüttungsmaterial in unmittelbarer Nähe des Dorfes Oeversee schließen läßt. Ebenso deuten die genannten Radialtäler von Oeverseefeld und Frörupfeld auf ein Hauptaufschüttungszentrum bei Oeversee und Frörup hin. Eine breite fluvioglaziale Schmelzwasserrinne durchschneidet den Sander und bietet heute der Treene und dem Sankelmarker See einen natürlichen Abfluß. Kleine Reliefunterschiede, besonders im östlichen Aufschüttungsgebiet bei Augaard, nehmen der Landschaft die morphologische Einförmigkeit eines Sanders.

c. Der Schleswiger Sander.

Der Schleswiger Sander, der das zweite wichtige Sanderaufschüttungsgebiet darstellt, ist in Form eines Kegels von den vereinigten Schmelzwasserströmen aufgeschüttet, die einst durch die Schleirinne und das Eckernförder Fördental nach Westen einen Abfluß fanden. Mit der Arensbek kann man den oberflächlich in die Erscheinung tretenden Haupteinfluß, den der Schleswiger Schmelzwasserstrom an der Aufschüttung des Sandergebiets gegen Nordosten gehabt hat, abgrenzen. Die Karte zeigt an der Linie auch ein Aufhören des konzentrischen Verlaufes der Höhenlinien um das Schleierende in dieser Richtung. Im Osten kann die Grenze etwa durch eine Linie angegeben werden, die von Schuby der 25 m-Höhenkurve bis nach Arenholz folgt. Zwischen dieser und der 20 m-Höhenlinie spricht EGGERS (1934) von einem Sandergebiet, das einen Sondercharakter trägt, weil das Gefälle mit stellenweise 1 : 100 bedeutend stärker ist als im übrigen Sandergebiet. Er spricht die Vermutung aus, daß wir es hier mit einer Schutthalde vor dem Eisrande zu tun haben. Auf die Lage des Aufschüttungszentrums deuten auch hier eine Anzahl Radialtäler hin, von denen in unserem Gebiet das Tal von Rosacker über Schubyfeld nach Schuby besonders charakteristisch ist. Im übrigen zeigt dieses ganze Gebiet die typischen Oberflächenformen eines Sanderkegels, wie sie beim Flensburger Sander geschildert worden sind.

d. Das Zwischensandergebiet.

Zwischen den genannten Sandergebieten, begrenzt im Norden durch das Treenetal und im Süden durch die Arensbek, ist etwa östlich der 10 m-Höhenlinie ein von den kegelförmigen Sandern abweichendes Aufschüttungsgebiet zu erkennen. Für dieses ist charakteristisch, daß die zahlreichen Abflußtäler der ehemaligen Schmelzwässer, die im Kegelsandergebiet als Radialtäler bezeichnet werden, nicht radial in Bezug auf einen bestimmten Punkt verlaufen, sondern alle ungefähr rechtwinklig zu der Lage des ehemaligen Eisrandes ihren Lauf nehmen. Die Oberfläche dieses Gebietes ist zum größten Teile sehr schwach modelliert und nur am Rande der 20 m-Linie könnte man häufig versucht sein, die Ansatzpunkte kleiner Sanderkegel erkennen zu wollen. Zutreffen würde die Vermutung wohl im Gehege Steinholz südöstlich von Bollingstedt, wo die Ansatzstelle des Sanders eben südlich von Engbrück zu finden ist, auf die auch das kleine Radialtal 500 m westlich von Gammellund

hindeutet. Im allgemeinen müssen wir die Ansatzstellen der heutigen Ueber-schüttungen aber weiter östlich, zum Teil hinter der äußersten Endmoräne suchen, was der Idstedter Sander deutlich beweist. Das eigentliche Sander-gebiet könnte darum in dieser Zone mit der 20 m-Höhenlinie im Osten abgegrenzt werden, obgleich weiter östlich noch bedeutende Sandaufschüttungen liegen, die aber dem eigentlichen Sandergebiet nicht zugerechnet werden sollen, da sie einer späteren Aufschüttung ihre Entstehung verdanken. Die Grenzlinie der Sanderebene genau anzugeben, ist mit Worten schwieriger als im Kartenbilde. Hier sei darum auf die beigegebene Karte verwiesen.

In dieses Gebiet fällt der Mittellauf zweier bedeutender Flüsse: der Treene und der Bollingstedter Au. Beide mäandrieren auf dem breiten Boden eines fluvioglazialen Tales, das teilweise von bis zu 10 m hohen Böschungen begleitet ist. Die Böschungswinkel zeigen eine deutliche Abhängigkeit vom Bodenmaterial in der Weise, daß in grandigem, zum Teil lehmhaltigem Boden steile, in sandigem Boden dagegen flache Böschungen zu finden sind. Das Treenetal zeigt bei Keelbek und Tornschau die angegebenen Unterschiede. Der glaziale Charakter dieser Täler spiegelt sich darin wider, daß ihre Ausmaße in keinem Verhältnis zu den sie heute durchfließenden Wassermassen stehen.

e. Ergebnisse.

Die Untersuchungen im Sandergebiet haben ergeben, daß dieses sowohl einigen größeren Kegelsandern, wie dem Flensburger, dem Schleswiger und dem Treene-Sander, als auch einem Zwischengebiet mit zahlreichen kleineren, nicht zu individualisierenden Sandern seine Aufschüttung verdankt. Den Aufschüttungsbeginn der Hauptsander haben wir bedeutend weiter westlicher zu suchen, als nach der Lage der Hauptendmoräne zu erwarten ist. Die gleichen Verhältnisse liegen weiter im Süden, z. B. westlich der Hüttener Berge, vor (BECKSMANN 1931). Doch ist besonders bei dem Flensburger und dem Schleswiger Sander ein langsames Zurückweichen des Aufschüttungszentrums bis an das Flensburger Fördenende bzw. das Schleinde zu erkennen. Bei dem Treene- und Idstedter Sander können wir ein Zurückweichen des Aufschüttungsgebiets bis hinter die Hauptendmoräne feststellen. Sowohl der Flensburger als auch der Schleswiger Sander zeigen in ihrem östlichen Teil eine mehr oder weniger starke Decke von Grundmoräne, die umgestaltend auf die Morphologie der Gebiete eingewirkt hat.

2. Die Grundmoränenlandschaft vor der Hauptendmoräne.

Nach der PENCK'schen glazialen Serie müßten wir von dem Sandergebiet in östlicher Richtung auf die Endmoräne gelangen. Wir treffen hier aber auf eine Grundmoränenlandschaft, die sich teilweise mehrere Kilometer gegen das Sandergebiet nach Westen vorschiebt, teilweise als schmaler Saum den Endmoränen vorgelagert ist und teilweise durch spätere Aufschüttungen verdeckt worden ist. Die mit Sanden bedeckten Gebiete stellen gleichsam die Verzahnung dieser Zone mit dem eigentlichen Sandergebiet her, womit angedeutet werden soll, daß die theoretische Grenze dieser Zone im Osten zwar die westliche Hauptendmoräne darstellt, daß diese aber morphologisch nicht

überall in die Erscheinung tritt und daß darum bei der Abgrenzung des Gebietes durch die ersten angetroffenen Moränenzüge sowohl ein Ueberschreiten der wahren Grenzlinie als ein Nichterreichen möglich sein kann. Diese Zone zeigt, verglichen mit den Sandern, ein teilweise stärker modelliertes Relief. Schwach gewölbte Kieshügel und Kiesrücken, die zum Teil ein gewisses System in der Anordnung erkennen lassen, aber auch regellos im Gelände verstreut auftreten, sowie breite flußartige Senken, die teilweise wassererfüllte Seebecken darstellen, Vermoorungen zeigen oder trocken daliegen, tragen zur Belebung des Reliefs bei. Endlich durchfließen mehr oder weniger große Flüsse in breitsohligen, tief eingeschnittenen Tälern die Landschaft. Diese kurz charakterisierte Landschaftszone in Einzelgebiete aufzugliedern, ist ermöglicht durch die in sie hineinragenden Sanderflächen. Nach diesem Gesichtspunkt werden folgende Gebiete unterschieden:

- 1.) das Gebiet des Sankelmarker Sees mit dem anschließenden Treenegebiet,
- 2.) das Gebiet des Arenholzer Sees und seine südliche Fortsetzung bis an den Schleswiger Fördenwall.

Bemerkt sei noch, daß die anderen Gebiete dieser Zone, wie der Jarplunder Höhenzug, einer besonderen Betrachtung nicht unterzogen werden, da sie größtenteils von Sandern bedeckt sind oder nur inselartig aus diesen herausragen und morphologische Eigenheiten nicht erkennen lassen.

a. Das Gebiet des Sankelmarker Sees mit dem anschließenden Treenegebiet.

Das Gebiet des Sankelmarker Sees, das im Norden und Westen von weiten Moorflächen eingeschlossen wird und im Süden durch eine Talsenke, die sich zwischen Oeverseefeld und Oeversee erstreckt, begrenzt werden kann, findet im Osten durch Endmoränen sein Ende. Der westliche Teil dieser Landschaft, der von dem Barderuper Höhenzug eingenommen wird, zeigt ein kaum modelliertes Relief. Kleine, schwach gewölbte Kuppen umgeben flache Senken, die teilweise durch Vermoorung oder durch Flugsand eingeebnet sind. Ein kleiner Bach, der ehemals das Barderuper Becken trocken gelegt haben wird, führt heute die ihm künstlich zugeführten Wassermassen aus dem Barderupfelder Moorgebiet dem Sankelmarker See zu. Der Boden dieses Gebietes besteht oberflächlich aus Geschiebedecksand und zeigt stellenweise eine Anreicherung von grobem Material. Daß der Boden in tieferen Schichten anderen Charakter trägt, lassen die Bezeichnungen „Lehmgrube“ und „Mergelgrube“ auf dem Meßtischblatt vermuten. Doch war es nicht möglich, dies zu beobachten, da keine Aufschlüsse mehr vorhanden sind.

Verlassen wir den Barderuper Höhenzug nach Osten hin, so gelangen wir über eine schwach in dieser Richtung abfallende Ebene an den Sankelmarker See, der in einer Breite von 400 — 500 m und einer Länge von etwa 2 km den größten Teil eines kurzen Tales ausfüllt. Die nordöstlich und nordwestlich von dem heutigen Seegebiet sich befindenden Tiefenzonen sind mit diesem durch ein schmales Längstal verbunden und heute mit Talsanden ausgefüllt. Ehemals gehörten auch diese Teile zum Seegebiet, worauf Terrassen und die alte Uferlinie hindeuten. Einen Abfluß findet der See im südwestlichen Teile durch die auf der Karte als Bek bezeichnete Aue, die in gleicher Höhe wie

der See Terrassen erkennen läßt. Im allgemeinen wird der See allseitig von Höhengebieten, die sich bis zu 10 m über den Wasserspiegel erheben, eingeschlossen. Ein besonderes Interesse erwecken die zahlreichen Kuppen, die östlich von Sankelmark das Seeufer begleiten, mehrere Meter hoch sind und eine vollständige Regellosigkeit in der Anordnung erkennen lassen. Das Material dieser Hügel besteht, soweit es in Aufschlüssen ersichtlich ist, aus sehr groben Kiesen und Schottern mit größeren Geschieben. Selbst im größten Material ist eine deutliche Schichtung zu erkennen.

b. Das Gebiet des Arenholzer Sees und seine südliche Fortsetzung bis an den Schleswiger Fördenwall.

Dieses Gebiet findet im Osten durch die morphologisch in die Erscheinung tretende Endmoränenzone des westlichen Hauptendmoränengebietes eine Begrenzung, die dem Weg von Reethsee über Lürschau und Hohlputz nach Neukrug ungefähr folgt. Als Westgrenze ist die Linie anzusehen, die vom Gammellunder See über Hermannsort nach Schuby verläuft. Das wesentlichste Kennzeichen dieser Landschaft stellen die Kiesrücken dar, von denen einer 500 m nordöstlich des Bahnhofs Schuby beginnt und in einer Breite von etwa 100 m und einer Höhe von 5—6 m die Chaussee von Schuby bis Schleswig in einer Länge von etwa 1200 m begleitet. Das Material dieses Rückens besteht aus geschichteten Kiesen und Sanden. Von dem östlichen Ende dieses Rückens zweigt in einem spitzen Winkel in nordwestlicher Richtung ein zweiter ab, der sich deutlich aus verschiedenen Hügeln zusammensetzt und auch aus geschichtetem Material besteht. Am deutlichsten werden wir an die Form eines Walles erinnert durch einen dritten Kiesrücken, der sich vor dem westlichen Ende des Arenholzer Sees befindet. Der Rücken ist etwa 1 km lang und nur 15—20 m breit. Aus seiner Umgebung hebt er sich etwa 4—5 m hervor und wird im Norden von einem breiten Tal begleitet. Ein kleiner Aufschluß im östlichen Teile des Rückens läßt deutlich erkennen, daß auch er aus geschichteten Kiesen und Sanden aufgebaut ist. Besonders zahlreich treten in dieser Landschaft Einzelkuppen auf und kleine kesselförmige Hohlformen, die größtenteils der Vermoorung anheimgefallen sind. Der Arenholzer See bildet gleichsam den Abschluß eines breiten Tales, das sich bis in die östlichen Teile Angels verfolgen läßt. Bei einer größten Breite von 600 m ist der See 2 km lang und bis 3 m tief. Seine Ufer sind teilweise steil und neigen zu Kliffbildungen.

c. Die Entstehung der Jungglaziallandschaft vor den Hauptendmoränen.

Unzweideutig ist der genetische Zusammenhang, in dem die drei großen Sander unseres Gebietes zu den glazialen Rinnen stehen, die durch die Flensburger Förde, das Treenetal und die Schleirinne gekennzeichnet sind. Gewaltige Schmelzwassermengen fanden in diesen Tälern einen Abfluß und lieferten das Material, das in den Sandern abgelagert wurde. Die Lage des Eisrandes während des Aufschüttungsbeginns der drei Hauptsander unseres Gebietes müssen wir in die Gegend der Flensburger Weiche, ja, vielleicht noch 1 km westlich legen und von hier aus in nördlicher Richtung über

Schäferhaus, Pattburg nach Bau und in südlicher Richtung über Weding, Barderup, Tarp, Bollingstedt nach Schuby. Das Vorkommen von großen Findlingsblöcken im Aufschüttungsmaterial östlich dieser Linie spricht für die Annahme einer Eisbedeckung. Schotteraufschlüsse bei Gottrupel, Jägerkrug und Schuby fordern eine ehemalige Eisrandlage in ihrer unmittelbaren Nähe. Bei einer Sanderaufschüttung, wie wir sie in den drei genannten Kegelsandern vor uns haben, ist eine längere konstante Aufschüttungstätigkeit der Schmelzwässer erforderlich, und darum müssen wir eine stationäre Lage des Eisrandes auf der angegebenen Linie annehmen. Diese bedingt aber die morphologisch-geologische Ausbildung einer Endmoräne als Aufschüttungsmoräne oder einer Blockpackungszone, doch nur dann, wenn die Eisrandlage zugleich die Abschmelzlinie des Inlandeises ist, d. h. wenn sich an dieser Linie Eisnachschub und -abschmelzung die Waage halten. Eine solche Linie

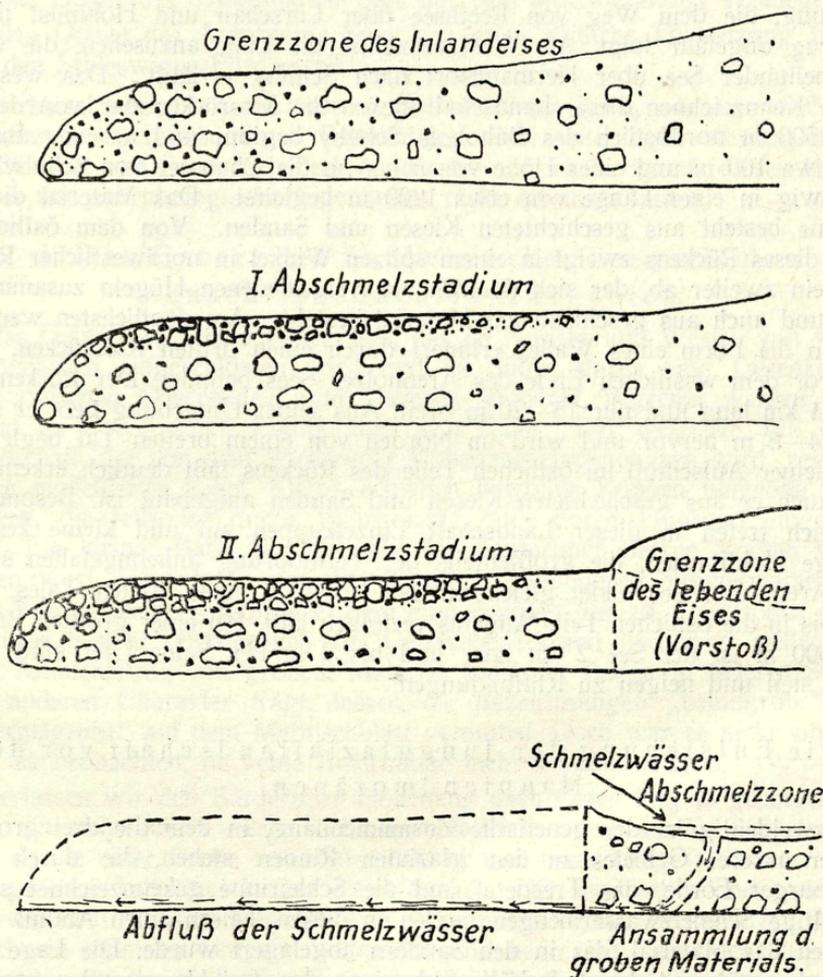


Abb. 1. Schematische Darstellung verschiedener Abschmelzstadien in der Grenzzone des Inlandeises.

ist aber erst in der Hauptendmoräne zu erkennen, die, wie schon angegeben, viel weiter östlich zu suchen ist. Müssen wir aber trotzdem einen Eisrand zur Erklärung der Aufschüttungen bei der Flensburger Weiche, bei Schuby und Frörup annehmen, so kann es sich hier nur um den Außenrand einer Toteiszone handeln. Das Toteis dürfte durch die ausschmelzenden Moränenmassen als Schutzdecke vor zu raschem Abschmelzen bewahrt geblieben sein (GRIPP 1930). Demnach muß also das Gebiet zwischen den Sanderaufschüttungszentren und der baltischen Endmoräne von Toteis bedeckt gewesen sein. Mit dieser Annahme finden die Erscheinungsformen im ganzen westlichen Aufschüttungsgebiet ihre Erklärung. Unter dem Toteis suchten die Schmelzwässer der großen Rinnentäler sich einen Ausweg und warfen drei große Sanderkegel an den angegebenen Gebieten vor dem Eisrande auf. Da der hydrostatische Druck des Wassers hier zur größten Entfaltung kam, findet sich direkt vor dem Tor oder in geringer Entfernung die Anhäufung des größten Materials. Dieses nahm außerdem die großen Findlinge, die allmählich aus dem Eis herauschmolzen, in sich auf. Das unruhige Relief, das für die einzelnen Aufschüttungsgebiete beschrieben worden ist und den Wirkungen des schnellströmenden Wassers sowie Wintereisbildungen zugeschrieben werden muß, ist nach WOLDSTEDT (1923) typisch für ein eisrandnahes Aufschüttungsgebiet. Die Schmelzwässer fanden in den Radialtälern der weiteren Umgebung einen Abfluß. Allmählich schmilzt der Toteisblock ab, die Schmelzwassermündung, die die Form eines Trichters annimmt, wird immer weiter östlich gelegt und damit auch das Aufschüttungszentrum. Doch läßt der hydrostatische Druck des Wassers nach, da der Toteisblock immer dünner wird und sich allmählich auflöst. Dies wirkt sich am Aufschüttungsmaterial in der Weise aus, daß das grobkörnige nicht mehr auf die absolute Höhe gebracht werden kann wie bei dem Beginn der Aufschüttung. Auf diese hier in Erscheinung tretende Tatsache ist bereits hingewiesen worden. Außerdem gleicht das feinere Material die von früheren Schmelzwässern geschaffenen Reliefunterschiede nach Möglichkeit aus, so daß die höchsten Kuppen gleich Inseln im Gelände stehen bleiben (Weinberg bei Jägerlust).

Während der Toteisblock abschmilzt, gibt er allmählich das von ihm bedeckte Gebiet in Form einer Grundmoränenlandschaft frei, und die von den Aufschüttungswässern erreichbaren Tiefenzonen werden nun mit einer dünnen Sanddecke beschüttet, was die Gebiete von Jarplundfeld und Barderupfeld deutlich erkennen lassen. Das subglaziale Schmelzwassertal des Mühlenstroms verdankt einem späteren Eisvorstoß seine Entstehung, ebenso die Grundmoränenbedeckung des Flensburger Sanders unmittelbar am Fördenende, wie sie bei der Rothen Mühle und der Papierfabrik beobachtet worden ist. Die kleinen Bäche, die dem Mühlenstrom ihr Wasser zuführen, tragen in ihrer Talform nacheiszeitlichen Charakter. Es sind typische Erosionstäler, die den auf den umgebenden Höhen sich ansammelnden Wassermassen einen Abfluß bieten. Sie stehen auch heute noch in normalen Größenverhältnissen zu den Wassermassen, die sie durchheilen. Auch das Gebiet am Schleiede, etwa von der 25 m-Höhenlinie an, verdankt seine Moränenbedeckung einem neuen Eisvorstoß.

Zur Erklärung der morphologisch-geologischen Verhältnisse im Gebiet des Sankelmarker Sees ist die Annahme einer ehemaligen Toteisbedeckung nötig,

denn auch hier finden wir erst östlich des Seegebiets Anzeichen für eine längere Eisrandlage in Form von Endmoränen. Der Barderuper Höhenzug wäre demnach als Teil einer kuppigen Grundmoränenlandschaft anzusehen, deren Boden infolge langsamer Ablagerung von den Schmelzwässern durch Auswaschung zu Geschiebesand umgewandelt worden ist. Die Hohlform, die zum größten Teil vom Sankelmarker See ausgefüllt wird, ist als subglaziale Schmelzwasserrinne aufzufassen, die aus mehreren hintereinanderliegenden Kolken besteht, von denen das heutige Seegebiet den größten und tiefsten darstellt. Der Abfluß der Schmelzwässer ist in der heute vermoorten Tiefenzone zu suchen, welche die Barderuper Höhenzone im Norden umgibt. Doch muß die Möglichkeit, daß ein Teil der Schmelzwässer aus dem südwestlichen Zipfel des heutigen Sees nach Süden abgeschlossen ist, offengehalten werden, da hier, wie auch nach Norden zu, Aufschüttungen von Schmelzwassersanden festgestellt werden konnten. Bei einem Zurückweichen des Eisrandes bis an die heutige Endmoräne lag die subglaziale Rinne in ihrer jetzigen Form als abgeschlossenes dreiteiliges Becken vor. Die sich in diesem ansammelnden Wassermassen fanden durch Ueberlauf einen Abfluß durch die als Bek bezeichnete flache Tiefenrinne südlich des Sees, in die heute der Seeabfluß eine tiefe Rinne erodiert hat und dadurch größere Teile des Beckens östlich und westlich des Sees trocken legte. Die vielen Kieshügel nördlich des Sankelmarker Sees sind als Auffüllungen von Gletscherspalten anzusehen, die nach Abschmelzen des Eises in dieser Form der Grundmoräne aufgelagert worden sind. Man wird die Hügel in der Anordnung als Kames bezeichnen dürfen.

Als wesentlichstes Kennzeichen der Landschaft am Arenholzer See und seiner südlichen Fortsetzung bis an den Schleswiger Fördenwall sind die langgestreckten Kiesrücken, die Oser, hingestellt worden. Während der Os, der westlich des Arenholzer Sees liegt, vor dem langsam zurückweichenden Eisrande in einem Gletschertor entstanden ist, fordern die anderen Oser eine längere Ruhelage des Eises für ihre Bildung. Da sie nicht von einem Osgraben begleitet werden, sind sie im Eise als Auffüllung einer Gletscherspalte gebildet worden. Diese kann sich aber nur im sogenannten Toteis halten. Toteis ist daher Bedingung für die Entstehung dieser Kiesrücken. Nach dem Abschmelzen des Eises legten diese Kiesfüllungen sich in Form von Kiesrücken der Grundmoräne auf. Für diese Oser ist auch nicht unbedingt erforderlich, daß sie eine rechtwinklige Lage zum Eisrande einnehmen, da in totem Eis auch Spalten anderer Richtung, vielleicht durch die Unterlage bedingt, entstehen können. Die zahlreichen Kieshügel dieses Gebietes sind ebenfalls als Ausfüllungen im Eise befindlicher Hohlformen anzusehen, während die kleineren Depressionen wohl zum größten Teil der auskolkenden Wirkung kleiner Schmelzwässer ihre Entstehung verdanken. Einen großen Kolk inmitten einer subglazialen Schmelzwasserrinne stellt der Arenholzer See dar, der nach seiner ganzen Konfiguration wohl nicht anders als subglazial entstanden gedacht werden kann. Daß das Becken einer späteren Zuschüttung von Schmelzwassersedimenten nicht zum Opfer fiel, führt WOLDSTEDT (1932) auf das Gefrieren des in ihm vorhandenen Wassers zu sogenanntem Wintereis zurück, über das die Schmelzwässer eine dünne Sedimentdecke legten. Durch späteres Abschmelzen des Eisblocks wird die Hohlform wieder hergestellt.

II. Das westliche Endmoränengebiet.

a. Orographische Uebersicht.

Unter dem Endmoränengebiet, das sich östlich an die äußerste jungglaziale Zone, ebenfalls in nordsüdlicher Richtung verlaufend, anschließt, soll das Gebiet verstanden sein, das in Form von morphologisch ausgebildeten Endmoränen unzweideutig Eisrandlagen erkennen läßt und in dem der sandige, oft sehr steinreiche Boden vorherrscht, so daß die aus Geschiebemergel bestehende Grundmoräne nur eine untergeordnete Rolle spielt. Die nach diesen Gesichtspunkten begrenzte Landschaftszone ist auf dem beigefügten Kartenbilde dementsprechend gekennzeichnet.

Mit dem Betreten der Endmoränenzone gelangen wir in eine Landschaft, die sich durch besonders stark ausgebildete Reliefunterschiede auszeichnet. Neben kleineren, flachkuppigen Hügeln, die oft in Kettenanordnung auftreten, sind hohe wallförmige Erhebungen, die teilweise zahlreiche kleine Kuppen und Wälle tragen, vorhanden. Diese heben sich bei einer Breite von oft mehr als 1 km 20—30 m aus ihrer Umgebung hervor. In ihrer Form haben sie meist bogenförmiges Aussehen. Doch sind diese Bögen größtenteils in Einzelstücke aufgelöst, die selten eine Länge von 2 km überschreiten. Oft treten auch Kuppen und kurze, wallförmige Erhebungen auf, die keinen Anschluß an irgendeine andere Vollform zeigen, sondern regellos im Gelände zerstreut erscheinen. Alle diese Hügel und Wälle sind, soweit es in Aufschlüssen ersichtlich war, aus Sanden, Kiesen, Schottern oder großen Gesteinsblöcken aufgebaut. Doch ist die Verteilung und die Anordnung des Materials an den einzelnen Beobachtungspunkten sehr verschieden. Hierauf wird in der Einzelbetrachtung näher eingegangen werden. Neben diesen Vollformen ist das Endmoränengebiet auch reich an Hohlformen. Wir finden tiefe, kegelförmige Depressionen, die teilweise noch mit Wasser angefüllt sind, und daneben breite, scharf eingeschnittene Täler und große, flache Senken, die größtenteils Vermoorungen aufweisen. Typische Erscheinungen bilden breitsohlige, flach geböschte Talformen, die keinen Anschluß an ein Entwässerungssystem mehr zeigen. Erwähnt sei noch, daß neben diesen Gebieten mit außerordentlich unruhigen Oberflächenformen auch solche vorhanden sind, die ein schwach modelliertes Relief zeigen. Einige von diesen sind aus reinen Sanden, andere aus Geschiebesand oberflächlich aufgebaut. An besonders dazu geeigneten Stellen ist das Relief dieser Ebenen durch Sandverwehungen in Form von Dünen ummodelliert.

Diese orographisch kurz charakterisierte Landschaft läßt sich in folgende natürliche Gebiete aufgliedern:

1. Das Hornholzer Endmoränengebiet,
2. Das Julschau-Hostruper Endmoränengebiet,
3. Das Idstedt-Lürschauer Endmoränengebiet.

b. Das Hornholzer Endmoränengebiet.

Diese Landschaft reicht nach Norden bis zum Flensburger Fördengebiet. Im Westen zeigt der als baltische Hauptendmoräne in der Literatur bekannte Höhenzug das Ende der Endmoränenlandschaft an. Für dieses Gebiet muß der Krug von Bilschau als südlichster Punkt angesehen werden, von dem

aus der Höhenzug, etwa der Chaussee folgend, bis 2 km südlich von Flensburg sich erstreckt. Morphologisch tritt die Endmoräne hier kaum in Erscheinung. Sie bildet eine Kette schwachkuppiger Hügel, die nur um wenige Meter aus der Umgebung hervortreten. Gegen das Sandergebiet ist bei teilweise steiler Böschung, also ohne Zwischenschaltung einer sandigen Endmoränenzone, ein Höhenunterschied von etwa 6—10 m festzustellen. Dieser schwach modellierte Höhenzug zeigt sich in zahlreichen Aufschlüssen, die rechts und links von der Chaussee angelegt sind, aus Sanden, Kiesen und Gesteinsblöcken aufgebaut. Als besonderes Charakteristikum dieser Aufschlüsse ist das geringe Vorkommen von geschichtetem Material und der hohe Prozentsatz an Gesteinsblöcken, wechselnd zwischen 30 und 70 %, anzusehen.

Unmittelbar an diesen Höhenzug, ja, teilweise diesen in sich aufnehmend, lehnt sich bei Hornholz ein Höhengebiet an, das sich etwa um 30 m aus dem umgebenden Gelände heraushebt. Es zeichnet sich durch ein bewegtes Relief aus, hervorgerufen durch zahlreiche Höhen und kesselförmige Tiefen. Größtenteils zeigen die einzelnen Kuppen eine überwiegend nordsüdliche Erstreckung, der sich naturgemäß die Wannan anschließen. Doch Parallelzüge in der Anordnung der Kuppen erkennen zu wollen, würde den Charakter einer Konstruktion tragen. Das Material dieses Höhenzuges unterscheidet sich im wesentlichen von dem der sogenannten baltischen Hauptendmoräne (GOTTSCHKE 1897) durch das Auftreten von mehr oder weniger deutlich erkennbaren Schichtungen im Moränenschutt, was in Wechsellagerung mit ungeschichteten, an Blöcken sehr reichen Sanden beobachtet werden kann. Die Regellosigkeit in den Lagerungsverhältnissen des Materials erweckt den Eindruck, als ob es sich hier um größere Schollen handelt, die in der Höhenzone zusammengeschoben sind.

Anschließend an dieses Höhengebiet treffen wir im Osten auch größere Tiefenzonen, die, teilweise vermoort, zahlreiche kleinere, offene Wasserstellen tragen und von regellos angeordneten, teils flach-, teils steilkuppigen Hügeln durchsetzt sind. In der Tiefenzonenanordnung läßt sich zwischen den zwei vorhandenen Zonen eine gewisse Parallelität in der Nordsüdrichtung erkennen. Im Osten findet die Endmoränenzone ihr Ende in einem in nordwest-südöstlicher Richtung verlaufenden Höhenzug, der im Wolstruper Holz beginnt und sich in einer Länge von 3—4 km bis zur Höhe 47 m, 500 m westlich von Kleintastrup, dahinzieht. Auch dieser Höhenzug setzt sich aus zahlreichen kleinen Kuppen zusammen, die nur um etwa 4—5 m aus der Umgebung heraustreten und in ihrem Aufbau, wie der Aufschluß 200 m südwestlich von Kleintastrup es zeigt, eine gestörte Lagerung von geschichteten Sanden mit Packungen von großen Gesteinsblöcken aufweisen. Das gleiche Material in derselben gestörten Anordnung zeigt ein Aufschluß einer Einzelkuppe bei Krug Wielenberg, während die an dem Wege nach dem Martinstift durchschnittenen Hügel nur ungeschichtete Sande mit großen und kleinen Gesteinsblöcken zum Teil in Packungen erkennen ließen. Flugsandbedeckungen, die auch heute noch bedeutende Umlagerungen erfahren, konnten sowohl auf den Höhen als auch in den Tiefenzonen festgestellt werden. Es wurde beobachtet, daß vor dem trockenen Ostwind im Frühjahr Sandwälle bis zu 1 m Höhe aufgeworfen worden waren und die ihres feinen Materials

beraubten Felder einem Steinpflaster glichen. Besonders aufmerksam gemacht sei hier auf zwei Tiefenzonen, von denen die eine zwischen dem Wolstruper Holz und Wielenberg und die andere etwa 600 m östlich von Bilschau sich befindet. In beiden Fällen handelt es sich um Reste subglazialer Schmelzwasserrinnen, die vollständig isolierten Charakter tragen und deren Talsohle von Sanden eingeebnet ist. Durch Ueberlaufen haben diese Hohlformen einen Anschluß an das heutige Wassernetz gefunden, so daß sie jetzt trocken gelegt sind. Die Bodenbeschaffenheit dieses Endmoränengebiets trägt sandigen bis kiesigen Charakter.

c. Das Julschau-Hostruper Endmoränengebiet.

In südlicher Richtung blicken wir von dem Hornholzer Endmoränengebiet auf einen etwa 20—30 m aus seiner Umgebung sich heraushebenden gewaltigen Höhenzug, der den Nordflügel eines großen Bogens darstellt, welcher das Julschau-Hostruper Endmoränengebiet im Westen umschließt. Dieser Höhenzug, der bei Weseby beginnt, zieht sich bei einer Breite von 1—2 km 7—8 km lang als kompakter, steil ansteigender Wall schwach bogenförmig bis nach Oeversee hin und erreicht in den Hüruper Höhen eine absolute Höhe von 82,2 m. Besonders in seinem nördlichsten Teil, von Kleinwolstrup an, zeigt er eine außerordentlich kuppige Ausbildung, während in seinem südlichen Teile die Formen einen ausgeglicheneren Charakter tragen. Zwischen Klein- und Munk-Wolstrup wird der Höhenzug von einer etwa 200 m breiten Senke unterbrochen, die bei einer Böschungshöhe von 20 m sich dem Niveau der umgebenden Landschaft anpaßt. Während im nördlichsten Teile des Höhenzuges, übereinstimmend mit dem Gebiet des bewegten Reliefs, Geschiebemergel den Hauptteil an dem Aufbau des Bodens hat, obgleich auch sandige Gebiete vorkommen, ist das südliche Gebiet größtenteils aus Sanden und Kiesen, die teilweise sehr blockreich sind, aufgebaut und frei von fließenden Wassern. Diese setzen erst dort an, wo der Höhenzug sich von dem Normalniveau der Landschaft abhebt. Nach einer Unterbrechung von 5 km setzt der Höhenzug in einer Breite von etwa 2 km und einer Höhe von 63 m in der Nordhöhe bei Süderschmedeby wieder ein und verläuft in nordwest-südöstlicher Richtung in einer Länge von fast 10 km über Sieverstedt-Stenderup nach Klappholz, wo er in einer Höhe von 66 m endet. Während der nördliche Flügel des Bodens einen fast einheitlichen Höhenzug darstellt, weist dieser südliche besonders in einem mittleren Teile einen anderen Charakter auf. Hier löst sich der Höhenzug gleichsam in Einzelschollen auf, die gleich Inseln im Endmoränengebiet verstreut liegen. Die Anordnung erweckt unwillkürlich den Eindruck, als ob die Schollen nicht ganz an den Ort gekommen sind, an den sie sollten. Bei einem Verschieben in südwestlicher Richtung würde nämlich auch bei diesem Höhenzug die Einheitlichkeit hergestellt sein. Im Relief zeigt diese Höhenzone mehr ausgeglichene Formen, die erst östlich von Klappholz mit dem Auftreten des Geschiebemergels von bewegteren abgelöst werden. Der Geschiebemergel setzt ein auf einer Linie, die durch das Tal nordwestlich des Dorfes Klappholz und südlich anschließend durch den Weg nach Ober-Stolk angegeben werden kann. Im übrigen stimmt der Höhenzug in Bezug auf Bodenzusammensetzung mit dem südlichen Teile des nördlichen Bogenflügels überein: hier wie dort vor-

wiegend steinreiche Sande und Kiese. Zur Entwicklung einer oberflächlichen Entwässerung durch kleine Wasserläufe kommt es auch in diesem Landschaftsteile nur in dem Gebiet, das oberflächlich aus Geschiebemergel aufgebaut ist. Das von diesem gewaltigen Höhenbogen und der östlichen Grundmoränenlandschaft eingeschlossene Gebiet zeigt bei einer durchschnittlichen Höhenlage von 30—40 m ein teils sehr bewegtes, teils nur schwach modelliertes Relief. Letzteres trifft besonders für den südlichen Teil zu, der als Ganzes die Form eines riesigen Beckens trägt, dessen Boden von schwach gewölbten, sandig-kiesigen, zum Teil sehr steinreichen Kuppen und Rücken meist ohne eine bestimmte Orientierung bedeckt wird. Man könnte die an dem Wege von Havetoft über Hostrup nach Groß-Soltholz liegenden Hügel durch eine Linie verbinden, die dann die Lage der GOTTSCHE'schen Endmoräne angeben würde. Doch ist häufig durch anders orientierte Hügel Gelegenheit gegeben, von der Richtung abzuweichen. Neben diesen Hügeln und Rücken tritt ein Talsystem auf, dessen einzelne Täler auf dem Kesselrande ansetzen und sich besonders durch die Unregelmäßigkeit in der Sohlenbreite, schwankend zwischen mehreren hundert Metern, und ihre flach-böschigen, kaum einige Meter hohen Ufer auszeichnen. Es sind dies subglaziale Schmelzwasserrinnen, in die nur schmale Wasserläufe sich um wenig mehr als einen Meter in die alte Talsohle eingeschnitten haben und einen einebnenden, Material umlagernden Einfluß ausüben.

Einen ganz anderen Typ einer Talsenke durchfließen die Wassermassen, die heute von Hostrup aus über Sieverstedt und Stenderup die Jungglaziallandschaft zu verlassen suchen. Es handelt sich hier ebenfalls um ein breitsohliges Tal, das einst größeren Wassermassen den Weg zum Abfluß bieten konnte. Doch ist das Tal fast überall gleich breit und tief in die Landschaft eingeschnitten. Es handelt sich in diesem Falle um ein fluvioglaziales Tal. Der heutige Wasserlauf hat auch auf dieser Talsohle Raum, Mäander zu bilden und den Talboden in gleicher Weise zu beeinflussen, wie die Bäche der subglazialen Schmelzwasserrinnen es tun. Große Teile des Beckentiefengebiets sind der Vermoorung und der Versandung zum Opfer gefallen. Auf Grund der Bodenbeschaffenheit läßt sich eine deutliche Zweiteilung vornehmen. Östlich einer Linie, die gekennzeichnet wird etwa durch den Weg von Groß-Soltfeld über Nordscheide nach Hostrupfeld, von hier aus durch den südlich verlaufenden Bach bis an die Bollingstedter Au und weiter den ganzen Bachlauf aufwärts bis Klappholz, der eben unterhalb der ersteren in die Bollingstedter Au mündet, besteht der Boden in der Hauptsache aus Geschiebemergel. Das westlich dieser Linie gelegene Gebiet zeigt die typische Bodenzusammensetzung eines Endmoränengebiets, wie sie schon öfter Erwähnung fand.

Die Randgebiete des Beckens, soweit sie dem Endmoränengebiet zuzurechnen sind, unterscheiden sich morphologisch von den Tiefengebieten kaum anders als durch ihre absolute Höhenlage und dadurch, daß die Hohlformen dort versandet, hier dagegen meistens vermoort sind. Aus diesem Höhengebiet fließt der Bollingstedter Au ein kleiner Nebenfluß zu, der das Gebiet des Havetoffer Sees entwässert. Dieser selbst hat eine Längenausdehnung von 700—800 m bei einer größten Breite von 200 m. Seine größten Tiefen von etwa 6 m liegen in der Nähe des Ostufers, während nach Westen eine

allmähliche Tiefenabnahme festgestellt werden konnte. Vor dem Westausgang des Sees liegt ein kleiner Sander, dessen Aufschüttungszentrum an der Straße von Hostrup nach Sieverstedt bei Höhe 42 liegt und der, gleichsam einige Höhengebiete umfassend, die Gebiete, die tiefer als seine Aufschüttungsregion liegen, mit Sanden beschüttet hat. Teilweise sind die feinsten Sande des Sanders durch Sandverwehungen zu kleinen Dünen aufgeworfen, wie sie etwa 500 m südlich des Sees beobachtet werden können. Einen Abfluß in Form eines Ueberlaufs, der in die Bollingstedter Au mündet, hat sich der See in nordwestlicher Richtung geschaffen. Dieser scheint aber bei der Anlage der Wassermühle vertieft zu sein, wodurch große Teile des Seebeckens trocken gelegt worden sind; eine alte Uferlinie läßt darauf schließen. Das östliche Ufer des Sees ist von bedeutenden Höhen umgeben, die sich mit steiler Böschung um etwa 15—20 m von der Seefläche abheben. Das Material dieser Höhen, grobe Kiese und Sande mit zahlreichen Gesteinsblöcken, ist in verschiedenen Aufschlüssen unmittelbar am See ersichtlich.

Nördlich an dieses große Becken schließt das Gebiet des Treßsees an; es findet im Westen seine Begrenzung durch das Treenetal, im Süden durch das Tal der Dingwatter Au und das Hostruper Becken, im Osten durch die Grundmoränenlandschaft, die mit geringer Abweichung mit der Chausseestrecke Großsolt-Freienwill einsetzt, und im Norden durch den Nordflügel des erwähnten großen Moränenbogens. Das nördlich des Treenetals liegende Gebiet wird größtenteils von einer ebenen Sandfläche, einem Sander, eingenommen, der bei dem Kleinsoltefelder See mit einer absoluten Höhe von etwa 37 m ansetzt und von hier aus in Form eines Kegels, einige kuppenförmige Erhebungen umfassend, allmählich nach Westen gegen die Höhen von Kleinsolt und Julschau abfällt. Neben größeren und kleineren Moorflächen trägt die Sandfläche auch offene Wasserstellen und bietet in kleinen Tälern den Moorwässern einen Abfluß. Die im östlichen Sandergebiet liegenden Einzelkuppen sowie die im westlichen Teile zu einer Kette sich zusammenschließenden Höhen zeigen in ihrem Aufbau eine Anreicherung von besonders grobem Material, das sich in großen und kleinen Geschiebblöcken, eingelagert in groben Kiesen und Sanden, zu erkennen gibt. Eine Schichtung der Kiese und Sande war kaum zu beobachten.

Auf das südliche Gebiet des Sanders sei hier besonders hingewiesen. Es legt sich unmittelbar an das Nordufer des Treßsees an und ist gekennzeichnet durch riesige Sandwälle, die als Dünen anzusprechen sind, unter denen drei hintereinander liegende Bögen, die nach Westen geöffnet sind und bei einer absoluten größten Höhe von 41,6 m sich 5—6 m aus ihrer Umgebung erheben, besonders hervortreten (Bild 2). Innerhalb dieser Bögen liegen noch zahlreiche regellos verstreute Kuppen und Rücken, die zum Teil von Moorflächen umgeben sind. Das südlich des Treßsees und östlich des Fröruper Waldes gelegene Gebiet unterscheidet sich morphologisch von dem nördlichen durch die Anreicherung an Kuppen und Rücken, die sich auch hier teilweise zu Ketten zusammengeschlossen und den einheitlichen Charakter der Sand- und Moorflächen zerstört haben. Die Sandflächen sind zum Teil aus sehr feinem Aufschüttungssand aufgebaut, doch lassen sie in ihrer Lagerung sehr schwer das Aufschüttungszentrum erkennen; vielmehr erwecken sie den Eindruck, als ob sie einer späteren Zerstörung ausgesetzt gewesen sind. Die Höhen

unterscheiden sich in ihrer petrographischen Zusammensetzung von denen des nördlichen Gebietes durch das Zurücktreten des größeren Materials und stratigraphisch durch das Zunehmen von geschichteten Bildungen, die oft Lagerungsstörungen aufweisen.

Von beiden Gebieten eingeschlossen ist das sich nach Westen bis etwa an die Flensburger Chaussee erstreckende Teilgebiet der Treene. Eine Talsenke, die sich von Großsoltbrück an trichterförmig nach dem Westen öffnet, erreicht schon nach einigen hundert Metern eine Breite von 400—500 m und bei Augaardfeld eine solche von 600—800 m. Südlich von Augaard dringt ein kleiner Geschiebelehm-Höhenrücken gleich einer Halbinsel in das Talgebiet ein. In westlicher Richtung folgt diesem bald ein 6—7 m hoher, sehr steiler, kuppiger Höhenzug, der sich in Bogenform vor die Talsenke legt und diese vollständig abschließt. Hinter diesem Höhenzug setzt sich das Tal in seiner alten Breite fort und wird etwa nach einer Entfernung von hundert Metern abermals von einem Höhenzug abgesperrt, der aber eine schmale Talsenke freiläßt. Dieser ist viel gewaltiger als der erstere, was nicht nur in seiner Länge, die bei 3 km diejenige des anderen um 2 km übertrifft, sondern auch in seiner Höhe, die mit 15—20 m diejenige des Talniveaus übersteigt, zum Ausdruck kommt. Durch seine steilen, teilweise in Parallelzügen angeordneten Kuppen, die in dieser Lage nach Südosten divergieren, und seine tiefen, teilweise kesselförmigen Hohlformen erhält sein Relief ein unruhiges Aussehen. Beide Höhenzüge sind aus gleichem Material aufgebaut. Neben den feinsten Kiesen und Sanden finden wir alle Zwischenstufen der Körnung bis

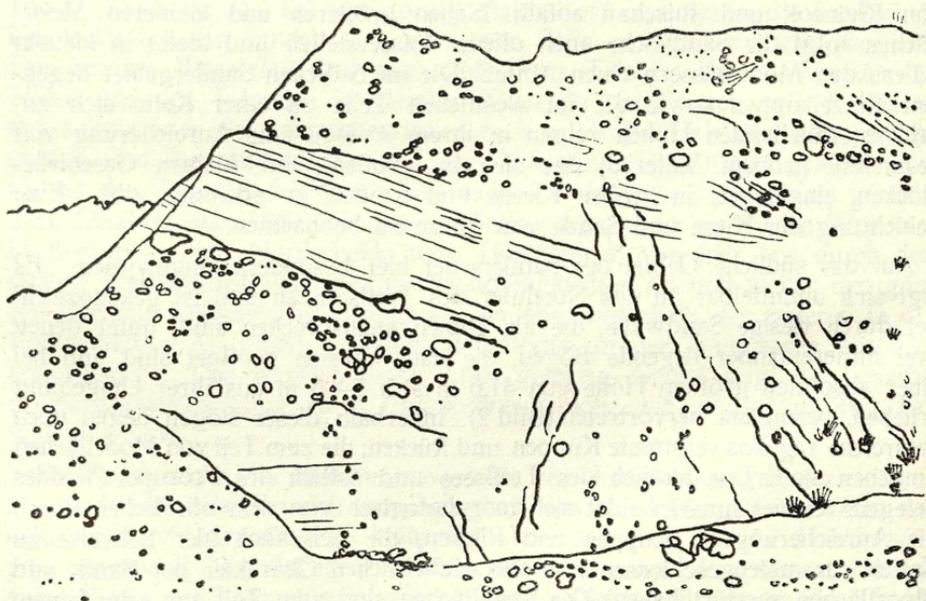


Abb. 2. Stauchmoränenaufschluß im Fröruper Holz.
(Auf fotogr. Grundlage gezeichnet.)

zu den größten Gesteinsblöcken vertreten (Abb. 2). Neben Schmelzwassersanden und Kiesen liegen Geschiebemergelbänke, neben den feinsten Sanden die größten Blöcke. Weder in den Lagerungsverhältnissen noch in der Größenanordnung läßt sich ein System erkennen. Auch hinter diesem Höhenzug setzt die alte Talsenke wieder ein, die sich trichterförmig in südwestlicher Richtung fortsetzt und dem kleinen Ihlseestrom den Weg zur Treene weist. Der Trefsee, der ehemals den größten Teil der breiten Talsenke zwischen Großsolt und Augaard eingenommen hat, ist bei einer Länge von $1\frac{1}{2}$ km kaum noch 300 m breit. Die geringe, nur noch 1,8 m betragende Tiefe des Sees und die Schlammausfüllung seiner Hohlform, legen Zeugnis ab von dem Verlandungsvorgang, dem der See in kurzer Zeit ganz zum Opfer fallen wird. Die aus dem Innern Angells durch die Kielst-Au und die Bonden-Au dem Seebecken zugeführten Wassermassen verlassen dieses wieder durch die mit dem Westende des Beckens in Verbindung stehende fluvioglaziale Talsenke, die bis Oeversee in westlicher Richtung verläuft, hier in einem rechten Winkel in die Nordsüdrichtung umbiegt und die Abflußrinne des Sankelmarker Sees in sich aufnimmt. Terrassenreste an beiden Talflanken deuten auf eine ehemals höhere Uferlinie des Flusses hin.

Von Augard bis nach Oeversee durchfließt die Treene ein Endmoränengebiet, das wegen seiner Einförmigkeit im Relief gegenüber seinen benachbarten Gebieten unser Interesse verlieren könnte. Wohl zeigt es zahlreiche, schwachkuppige Höhen, flache, zum Teil vermoorte Senken und aufgewehrte Sande in Form von Dünen, wie sie sehr zahlreich am südlichen Dorfeingang von Frörup an beiden Seiten der Treene vorhanden sind; aber ein aus Blockpackungen aufgebauter Höhenzug, der die südliche Fortsetzung des als westlichste Hauptendmoräne im Hornholzer Endmoränengebiet bezeichneten Höhenzuges bilden könnte, ist nicht vorhanden. Ob wir in dem kleinen, 200 — 300 m langen Rücken östlich von Frörup in der Wegkreuzung nach Frörupfeld einen kleinen Ansatz oder einen kleinen Rest eines solchen Höhenzuges vor uns haben, ist heute kaum zu entscheiden. Der Boden dieses Endmoränengebietes zeichnet sich durch seinen Blockreichtum aus, worauf die Blockpackungen in dem Aufschluß einige hundert Meter nördlich des Dorfeinganges Oeversee sowie die zahlreichen auf den Feldern liegenden Gesteinsblöcke hindeuten. Schon GOTTSCHKE (1889) spricht von dem Steinreichtum dieses Gebietes.

d. Das Idstedt-Lürschauer Gebiet.

Ueberschreiten wir die Klappholz-Schmedebyer Endmoräne in südlicher Richtung, so gelangen wir in das Idstedt-Lürschauer Endmoränengebiet. Seine Oberflächenformen erinnern teilweise an diejenigen des ersten, teilweise an die des zweiten Endmoränengebietes. Zunächst werden wir auf zahllose kleine, schwach-kuppige Hügelketten, die um einige Meter aus ihrer Umgebung herausragen, aufmerksam. Sie verlaufen teils geradlinig, teils bogenförmig in nordsüdlicher Richtung und sind nicht selten in paralleler Anordnung hintereinander anzutreffen, wie z. B. bei Stolkerfeld, Lürschau, Haarholm, im Rüderholz und östlich des Idstedter Sees. Eine weitere charakteristische Erscheinung in der Nähe dieser Höhenzüge ist die ihnen östlich vorgelagerte Tiefenzone, die meistens in einem bestimmten Größenverhältnis

zu ihnen steht. In diesem Gebiet sind sie besonders deutlich ausgebildet hinter den soeben angegebenen Höhenzügen. Nach ihrem Aufbau stimmen diese Höhenzüge mit dem Höhenzug Havetoft — Großsolt und der äußersten Endmoräne im Hornholzer Gebiet überein; sie weisen nämlich größtenteils Geschiebesand mit Blockpackungen auf. Eine andere Art von Höhenzügen treffen wir im Idstedter und Lürschauer Gehege an. Auch sie zeigen eine bogenförmige, teilweise parallele Anordnung und sind in ihrer Form sowie in ihrem Aufbau das Analogon zu den Fröruper Höhen. Doch reichen diese bis an die Westgrenze des Endmoränengebietes heran, obgleich sie die äußerste Aufschüttungs-Endmoräne in der Form, wie wir sie vor den Hornholzer Höhen gefunden haben, vor sich liegen lassen. Auch diese Moränenbögen sperren eine teilweise 500—600 m breite Talsenke, nämlich die der Langseerinne, nach dem Westen ab, die aber in dem Reethsee und später dem Arenholzer See ihre Fortsetzung findet. Der Reethsee, der in einer kesselförmigen Hohlform liegt, wird von einem Kranz steilböschiger Höhen umgeben, die aus geschichteten Kiesen, Sanden und Schottern aufgebaut sind. Ein besonders reich modelliertes Relief zeigt das Höhengebiet im südlichen Teile des Endmoränenzuges in der Gegend des Haferteichs und der Besetzung Katt und Hund. Während einige Höhenzüge mit den dazugehörigen Tiefenzonen eine gewisse Nordsüdorientierung zeigen, weichen andere mehr oder weniger von dieser Richtung ab und lassen sich einem System nicht oder nur schwer einordnen. Dieselbe Unregelmäßigkeit tritt in der Bodenbeschaffenheit in Erscheinung. Während der steinige Sandboden vorherrscht, sind im nordwestlichen Teile in der Umgebung von Katt und Hund Geschiebemergelgebiete anzutreffen, und in einem Aufschluß am Wege von Katt und Hund nach Neuberend, 500 m nördlich der Mühle, tritt der reine Geschiebemergel bis an die Oberfläche. An Höhenformen seien noch die Dünen 500 m nördlich des Idstedter Denkmals und der Kiesrücken, der sich von dem Nordausgange der Ortschaft Idstedt in einer Länge von etwa 800 m in Begleitung eines kleinen Parallelzuges in nordwestlicher Richtung erstreckt, erwähnt. Dieser Höhenzug besteht aus geschichteten Kiesen und Sanden und ist als Os aufzufassen. Neben diesen Höhenformen treffen wir auch flächenhaft ausgebildete Sandgebiete, wie z. B. nördlich und westlich von Idstedt. Diese tragen ausgedehnte Moorflächen und umschließen teilweise einige an der Westgrenze des Sandergebietetes liegenden Höhenzüge. An Tiefenzonen sind neben den schon erwähnten, hinter den Höhenzügen sich befindenden auch bedeutende Talsenken vorhanden. Die Langseerinne teilt sich vor dem Korenberger Gehege in zwei Arme. Der nördliche, der zuerst nur sehr schmal ist (50—60 m), aber steile Böschungen zeigt, erweitert sich im Idstedter See zu etwa 500—600 m und geht aus der nordwestlichen Richtung in die westliche über, um eben nördlich des Idstedter Denkmals mit einem steilböschigen Talschluß abzuschließen. Der Idstedter See, der teilweise steile Ufer zeigt, ist heute nur 1,20—1,80 m tief, sein Boden aber von Faulschlamm bedeckt. Der nach Südwesten sich erstreckende zweite Arm der Langseerinne, der den Namen Königsdamm führt, ist schon erwähnt worden. Zahlreiche kleine V-förmig geschnittene Täler nehmen kleine Bäche auf, welche die umliegenden Moorgebiete entwässern, und führen sie den in den großen Talsenken liegenden kleinen Flüssen zu, die wiederum das Wasser durch die Langseerinne weiterleiten.

e. Die Entstehung des westlichen Endmoränengebietes.

In den Einzelformen dieser drei Teilgebiete, die im wesentlichen große Uebereinstimmung zeigen, spiegelt sich ihre Entstehung wider. Nach den vorgefundenen Verhältnissen befinden wir uns in einer Landschaftszone, in der längere Zeit der Eisrand hin und her schwankte. Die zahlreichen, meist bogenförmig angeordneten Höhenzüge sind Eisrandbildungen, Endmoränen, die langgestreckten Täler in überwiegender Zahl sub- oder fluvioglaziale Schmelzwasserrinnen und die Sandflächen aufgeschüttete Sander. Die Endmoränen zeigen in ihrer äußeren Form, in der teils parallelen, teils sich kreuzenden Anordnung, sowie in ihrem Aufbau und ihrem Material große Verschiedenheiten, so daß mit einem Wechsel des Aufschüttungsmechanismus und seiner Ursachen gerechnet werden muß. Auf diese Tatsache werde ich in einem späteren Abschnitt näher eingehen.

Eine lange Folge von Vorstößen verschiedenen Ausmaßes mit sich öfter überschneidenden Eisrandlagen, in ihrer Schubrichtung durch die vorgefundene Morphologie mehr oder weniger bedingt, haben dieses wechselvolle Bild verursacht. Moränenmaterial einerseits, Schmelzwasserabsätze (grobe Kiese bis Sander) andererseits wurden zusammengestaucht. Tiefenzonen hinter den Stauchmoränen werden das Aufschüttungsmaterial für diese geliefert haben, da ihre Größenordnung etwa derjenigen der Vollform entspricht. Einige Schmelzwasserrinnen wurden vom oszillierenden Eis teils zerstört, teils durch kleine Stauchmoränen abgesperrt; andere entstanden neu oder wurden vom Eis aufgeweitet. Auch die Sanderaufschüttungen wurden von Eisvorstößen betroffen.

Besonders hervorgehoben werden muß, daß eine einheitliche Endmoräne, die unser Gebiet nach Westen begrenzt, nicht vorhanden ist. Die kleinen Hügel südlich von Flensburg, westlich der Chaussee bis Billschau, sowie diejenigen bei Stolkerfeld und die westlich der Chausseestrecke vom Idstedter Holzkrug bis an den Bocksee und östlich des Arenholzer Sees bis zur Höhe 34 m südlich von Lürschau sind spärliche Zeugen einer längeren Ruhelage des Inlandeisrandes auf dieser Linie. Diese kleinen Hügel sind Aufschüttungsmoränen, sehr steinreich und meist ohne Anzeichen einer stauchenden Wirkung des Eises (Bild 3). Auch die mittlere Zone unseres Gebietes zwischen Billschau und Popholz, die keine morphologisch ausgebildete Endmoräne aufweist, zeigt deutliche Spuren einer ehemaligen Eisrandlage in Form von gewaltigen Blockpackungen, wie sie etwa 300 m nördlich von Oeversee, östlich der Chaussee in einem Aufschluß zu erkennen sind. Vielleicht sind die ursprünglich vorhanden gewesenen Hügel von einem späteren Eisvorstoß ausgewälzt und eingeebnet worden.

In der am weitesten nach Westen vorspringenden und dann wieder erheblich nach Osten zurückgreifenden Endmoräne, die den mittleren Teil unserer Zone umschließt, liegt, nach Gestalt und innerem Aufbau zu urteilen, eine Stauchmoräne vor, die dadurch eine besondere Eigentümlichkeit erhält, daß der Bogen dort, wo er am weitesten vorspringt, auf 5—6 km unterbrochen ist. Da diese Endmoräne in ihren östlichen Teilen überwiegend aus Geschiebemergel, also Grundmoränenmaterial, aufgebaut ist, lag der Eisrand hinter der älteren Endmoränenzone, bevor er von neuem auf die Linie Hürup—Klappholz vorrückte und den Endmoränenbogen ausbildete. Das

Fehlen des am weitesten vorspringenden Teiles des Bogens kann verschiedene Ursachen haben. Schmelzwässer können für diese große Lücke nicht verantwortlich gemacht werden, denn die dann zu erwartenden Spuren ihrer Tätigkeit sind nicht nachweisbar. Mit dem schroffen Abbruch der Bogenstümpfe und den sonstigen morphologischen Verhältnissen steht in bester Uebereinstimmung die Annahme, daß keilförmig ein vordringender Eislappen die Endmoräne an der schwächsten Stelle durchstoßen und die beiden Flügel zur Seite gedrängt hat. Einen analogen Fall beschreibt K. GRIPP (1929).

Als der Eisrand an diesem Endmoränenbogen lag, floß die größte Masse der im nördlichen Teile dieses Gebietes sich sammelnden Schmelzwässer durch die breite Talsenke, die bis Augaard die Treene und von hier aus in südwestlicher Richtung verlaufend den Ihlseestrom in sich aufnimmt. Die Schmelzwässer des südlichen Gebietes fanden durch die Talsenke, die heute von der Bollingstedter Au durchflossen wird, einen Abfluß. Auch die kurzen, flachen Trockentäler nördlich von Süderschmedeby und westlich von Krittenburg werden den Schmelzwässern dieses Eisvorstoßes als Abflußwege ge-



Abb. 3. Die Abspernung des Treenetals durch Stauchmoränen (1 : 40 000).

dient haben. Selbst innerhalb des Gebietes dieses vorgeschobenen Moränenbogens sind Anzeichen für ein mehrfaches Oszillieren des Eisrandes vorhanden. Gewaltige Stauchmoränen, teils in paralleler Anordnung, schließen das alte Treenetal im Fröruper Holz ab und zeigen durch ihre Lage, daß sie von einem Eislobus gebildet worden sind, der mehrfach diese Talsenke als Zugstraße benutzt hat (Abb. 3). Während der ersten Vorstöße fanden die Schmelzwässer einen Abfluß teilweise durch eine kleine Talsenke, die in der Moräne vorhanden war und heute von dem Ihlseestrom als Abfluß benutzt wird und teilweise in südöstlicher Richtung auf Jägersberg und Erholung-Krug. Ein letzter Vorstoß isolierte das auf der Karte 1 : 100 000 als Damm bezeichnete Talstück und nahm zugleich den Schmelzwässern die beiden vorerwähnten Abflußmöglichkeiten. Mit dem Zurückweichen des Eises stauten diese sich vor dem Eisrande und verschafften sich durch Ueberlauf bei Augaard in westlicher Richtung bis zum heutigen Dorfe Oeversee einen Weg, den sie zu der vorhandenen Form der fluvioglazialen Schmelzwasserrinne erodierten. Bei Oeversee hatte der Ueberlauf des Sankelmarker Sees bereits einen Abflußweg gebildet, der nun aber von den Schmelzwässern aus dem Treßseegebiet schnell tiefer gelegt wurde; die Folge war eine Tieferlegung der Erosionsbasis der Bek, wodurch das Tal zunächst in ein Hängetal verwandelt wurde und sich erst allmählich dem Niveau des Treenetals anpassen konnte. Dadurch wurde nun auch der Wasserspiegel des Sankelmarker Sees tiefer gelegt, was die Trockenlegung größerer Gebiete zur Folge hatte. Dieses Wechselspiel der beiden Seeabflüsse spiegelt sich in den Uferterrassen wider. Während die zahlreichen Endmoränenzüge im nördlichen Teile unseres Gebietes auf eine mehrfache Oszillation des Eisrandes schließen lassen, sind im südlichen Teile kaum Spuren solcher Eisbewegung vorhanden.

Auch das nördlich gelegene Hornholzer Gebiet verdankt sein äußeres Gepräge zum größten Teile dem oszillierenden Eise. Mehrere kleine Hügelbögen sind Zeugen von der Grenzlage einzelner kleiner Eisloben. Die morphologisch stark hervortretenden Höhen bei Jarplundfeld werden einem Eisvorstoß größeren Ausmaßes ihre Entstehung verdanken, vielleicht aber auch die gemeinsame Aufstauchung des Flensburger Fördengletschers und einer aus östlicher Richtung vorstoßenden Eiszunge darstellen. Zahlreiche kleinere Tiefenzonen in dieser Landschaft haben das an Blockpackungen reiche Material für die mehr oder weniger deutlich erkennbaren Moränenzüge geliefert. Als Rest eines subglazialen Schmelzwassertales muß die Tiefenzone westlich des Wolstruper Holzes angesehen werden.

Im nördlichen Teile des Idstedt-Lürschauer Gebietes treten uns kleinere Endmoränenbögen bei Stenderup-Busch, Stolkerfeld und Poppholz entgegen, welche die Eisrandlagen von einem kleinen oszillierenden Eislobus angeben, da zu jedem Bogenstück ein entsprechendes tiefes Stück vorhanden ist, welches das Material zur Endmoräne geliefert hat, und da außerdem die Bögen in paralleler Anordnung hintereinander liegen. Es könnte sich hier aber auch um die morphologisch ausgebildeten Randlagen des staffelweise zurückweichenden Inlandeises handeln. Dann müßten die einzelnen Tiefenzonen zwischen den Parallelzügen als Abflußrinnen der sich ansammelnden Schmelzwässer entstanden sein und eine dementsprechende Ausbildung erfahren haben. Dies widerspricht aber der Form der Tiefenzonen und auch dem Um-

stande, daß sie teilweise gar keinen Abflußweg für ehemalige Schmelzwässer zeigen. Wo dies der Fall ist, wie z. B. in der Talsenke der Poppholzer Au, wird es sich wohl um den Abfluß einiger Schmelzwässer der großen Klappholz-Sieverstedter Endmoräne handeln, wie der Verlauf der Rinnen es erkennen läßt. Mit der Aufwerfung der letztgenannten Endmoräne war der westlich dieser Moräne gelegene Teil des hier zur Behandlung stehenden Gebietes dem Einfluß der sich bewegenden Eismassen entzogen und wahrscheinlich auch eisfrei.

Auch im südlichen Teile des Gebietes, östlich von Lürschau, treffen wir einige Parallelzüge, die als Zeugen ehemaliger Eisrandlagen angesehen werden müssen. Daß diese morphologisch besonders im südlichen Teile in die Erscheinung treten, ist einer Oszillation größeren Ausmaßes zuzuschreiben. Während der Bildung der großen Stauchmoränen im Idstedter Gefüge lagen diese aber außerhalb des Wirkungsbereiches der Eisbewegung.

Mit dem Betreten des Idstedter Gebietes gelangen wir in eine Landschaft, die sich durch ein besonders bewegtes Relief auszeichnet. Nicht als Rückzugsmoränen, sondern nur als ein Ergebnis mehrerer oszillierender Vorstöße ist die Oberflächengestaltung dieses Gebietes zu verstehen. Schon das starke Durcheinander im Material der äußersten, bogenförmig angeordneten Endmoränenwälle, ferner die Absperrung der Tiefenzone westlich von Falkenberg im Gehege Lürschau, die Abdämmung der großen Schmelzwasserrinne östlich des Rethsees und die Zerstörung eines Sandergebietes in der Umgebung Idstedts sprechen für neue Vorstöße des abschmelzenden Eises. Der Rethsee, der wohl der äußersten Eisrandlage seine Entstehung verdankt, wird von den über die Schmelzwasserrinnenschwelle stürzenden Wassermassen ausgekolkt und das ausgeworfene Material dem Rande in Form kleiner Schuttkegel aufgelagert worden sein. Die Hauptwassermassen hielten sich den Abflußweg nach dem Arenholzer See offen. Von welcher Randlage das Eis zur Bildung dieser verschiedenen parallel hintereinander liegenden Endmoränen vorgestoßen ist, kann heute nicht mehr eindeutig entschieden werden. Ich möchte aber annehmen, daß diese etwa mit der Linie zusammenfällt, die durch die Orte Schwenshöh, Haarholm und Taterkrug angedeutet wird, da während dieser Eisrandlage vor der Langseerinne ein Sanderkegel aufgeworfen wurde, der nach dem Norden bis über Röhmkke hinaus reichte und im Süden in der Umgebung von Neuberend in Teilstücken erhalten ist. Der neue Eisvorstoß, der zunächst in der alten Schmelzwasserrinne eine Leitlinie für seine Bewegungsrichtung fand, zerstörte jetzt die Sanderkegel. Während sein Material im südlichen Teile größtenteils zu den Stauchmoränen zusammengeschoben wurde, glitt das Eis im nördlichen Teile über die Sanderebene dahin, wahrscheinlich sich vom Süden her hinüberschiebend, und wirkte teilweise umgestaltend auf ihre Oberfläche ein. Auf diese Weise dürfen wir uns wohl das stark modellierte Relief nordwestlich des Dorfes Idstedt entstanden denken. Wenige hundert Meter südlich des Idstedter Denkmals vor dem damaligen Eisrande wurde ein kleiner Sander aufgeschüttet, der sich bis hinein ins Buch-Gottruper Moor erstreckte.

Zur Erklärung der Entstehung der restlichen glazialen Formen unserer Endmoränenzone muß Toteis herangezogen werden. Als Grenze eines Toteisgebietes gegen das lebende Eis kann für eine längere Zeitdauer die Linie an-

gesehen werden, die durch die Hügellkette markiert wird, die sich vom Havetofter See nordwärts über Havetoft, Hostrup bis Großsoltholz hinzieht und vorzugsweise aus Blockpackungen aufgebaut ist. Die Schmelzwässer fanden unter dem Eise einen Abfluß, folgten dem Gefälle des Bodens und schütteten erst vor dem Toteis einige Sandmassen auf, wie sie z. B. in der Gegend von Havetoft und Holming anzutreffen sind. Diese lagerten sich aber zwischen die einzelnen Kuppen der Endmoräne, so daß es zu einer Sanderentwicklung im Sinne einer großen flächenhaften Aufschüttung nicht kam. Mit der Lage der heutigen Ortschaft Havetoft erreichte der Toteisblock seine Südgrenze. Die Schmelzwasserrinnen erhalten von hier ab nämlich einen fluvioglazialen Charakter. Auch konnte sich der Sander von Holming bis vor das westliche Ende des Havetofter Sees, der selbst als Kolk vor dem Eisrande auf der angegebenen Linie entstand, aufschütten. Bald wurde die Grenze des lebenden Eises weiter nach Osten verlegt, auf etwa eine Linie, die durch die Orte Dammholm — Havetoftloft und Norderholz gekennzeichnet ist. Der zwischen dem großen Endmoränenbogen und dieser angegebenen Linie liegende Toteisblock veranlaßte hier die Entwicklung des einheitlichen, radial angeordneten Systems subglazialer Schmelzwasserrinnen und bot im Osten den vordringenden Eismassen Halt, die jetzt hier einen breiten Wall von Moränenmaterial ablagerten. Dieser Wall bricht im Norden da ab, wo wir im westlichen Vorland die bedeutenden Eisoszillationen erkannt haben. Endlich kam auch das Eis im nördlichen Gebiet zur Ruhe, etwa auf der Linie Kleinsolt — Großsolt, was zur Aufschüttung von Sandern bei Kleinsoltfeld und 500 m nördlich von Erholung-Krug führte. Jener verdankt seine Entstehung den Schmelzwässern, denen das Tal der heutigen Kielst-Au zum Abfluß dient. Das langsame Zurückweichen des Eises und damit das Nachfolgen des Aufschüttungsgebietes veranlaßte die teilweise Verschüttung der Endmoräne durch die Sandmassen, wie wir es an einem Aufschluß am Wege Mühlenbrück — Julschaufeld 200 m östlich des Ueberganges über die Kielst-Au beobachten können. Bei dem zweiten Sander ist die zugehörige Schmelzwasserrinne nicht mehr zu erkennen. Gleich Inseln ragen aus diesem Sandergebiet Reste von Endmoränen hervor. Mit dem Zurückweichen des Eises in östlicher Richtung über die Linie Kleinsolt — Großsolt verließ es die hier als Endmoränengebiet bezeichnete Zone. Die Schmelzwässer des Kielst-Au-Tales, die einst den Sander aufschütteten, flossen jetzt subaerisch der Treßseetalsenke zu und schufen die fluvioglaziale Rinne zwischen dem heutigen Schmiedekrug und Großsolt.

Auch der Eislobus, der das Idstedter Gebiet bedeckte, löste sich bald vom lebenden Eise und ließ nunmehr, als Toteisblock, den Os entstehen, der sich am Nordausgange des Dorfes 600 — 700 m in nordwestlicher Richtung erstreckt. Nachdem der Eisblock teilweise abgeschmolzen war und der Eisrand etwa bei Haarholm und dem Grüderholz lag, schütteten die Schmelzwässer teilweise die subglaziale Rinne vor dem heutigen Idstedter See zu. Die heutige Talrinne zwischen dem Idstedter und dem Langsee stellt einen Ueberlauf des Idstedter Sees dar. Als der Eisrand über die Linie Haarholm — Schwenshöh zurückschmolz, hatte er auch hier das heutige Endmoränengebiet verlassen.

Mit dem Abschmelzen des Eises aus diesem Gebiet ist die Schaffung neuer Formen im wesentlichen abgeschlossen bis auf das Austauen der Toteisreste,

GRIPPS „Tieftauen“, das eine Neubelebung des Reliefs mit sich brachte, und die Dünenbildungen, die sich als vom Westwind aufgewehte Parabeldünen auf dem Treenesander am Nordufer des Treßsees, ferner bei Frörup, Holming und Havetoft finden. Die umgestaltende Einwirkung des fließenden Wassers ist bei dem durchlässigen Sandboden kaum in die Erscheinung getreten.

III. Die Grundmoränenlandschaft Mittelangelns.

Im Osten wird die Endmoränenzone von einer Grundmoränenlandschaft mit einzelnen Stauchmoränenbögen begrenzt, die sich bis an das Endmoränengebiet Ostangelns ausdehnt. Nach den hydrographischen Verhältnissen kann diese Landschaft in verschiedene Teilgebiete aufgliedert werden.

a. Das Gebiet der Kielst-Au und der Bonden-Au.

Das so bezeichnete Teilgebiet gleicht als Ganzes in seiner Form einem riesigen Becken, das im Westen zwischen Großsolt und Kleinsolt seiner Randgebiete entbehrt. An diese Lücke schließt sich im Norden zwischen Hürup und Maasbüll ein stark kuppiges Stauchmoränengebiet als Beckenrandlandschaft an. Läßt der Höhenzug in seiner ganzen Breite von etwa 2—3 km deutlich eine Nordsüdrichtung erkennen, so kann doch den einzelnen Kuppen und kleineren Rücken eine bestimmte Orientierung nicht zugesprochen werden. Im ganzen zeigt die Höhenzone ein Einfallen nach dem Flensburger Fördenende, was deutlich durch den Verlauf der zahlreichen Wasserbäche, die sich teilweise scharf eingeschnittene Tälchen erodiert haben, zum Ausdruck kommt. Der kurze Steilabfall des Höhenzuges nach dem Osten hat die Entwicklung von Wasserläufen verhindert. Die zahlreichen kleinen Flüsse, die das oberflächlich sich ansammelnde Wasser zu Tal befördern, legen Zeugnis ab von der Wasserundurchlässigkeit des Bodens. Wir befinden uns auf diesem Höhengelände im Gebiete des Geschiebemergels. Aufschlüsse an dem Wege von Weseby nach Tastrup, etwa 1 km von Weseby entfernt, die aus Schmelzwassersanden und großen Geschieben aufgebaut sind, sowie mit Sand bedeckte Felder erinnern aber noch an die westliche Endmoränenzone. Während im Osten die ostangelsche Endmoräne die Grenze unserer Landschaft bildet und als solche in einem besonderen Abschnitt behandelt werden wird, wird das Becken im Süden und Südwesten bis zur Randlücke bei Großsolt von vier Einzelhöhengebieten eingeschlossen, die größtenteils mit Grundmoräne bedeckte Stauchmoräne darstellen. Das östlichste dieser Hochgebiete ist dasjenige von Mohrkirch-Westerholz, an das sich, gleichsam durch den Höhenzug von Schrixdorf mit diesem verbunden, das von Köhnholz anschließt. Von hier aus gelangen wir über den Großrüder Höhenzug zum Höhengebiet Altrehberg, um endlich in demjenigen von Obtrupholz, das durch die Höhen von Esmark mit dem vorhergehenden bis auf eine schmale Talsenke verbunden ist, die Grenze der Beckenrandlandschaft im Westen erreicht zu haben. Alle diese Gebiete zeichnen sich besonders durch steilkuppige Höhen und kleinere Rücken aus, die zahlreiche abflußlose, mulden- und kesselartige Senken in sich einschließen. Eine bevorzugte Richtung der kleinen Rücken oder eine kettenförmige Anordnung der Einzelkuppen läßt sich nicht

erkennen; vielmehr haben wir ein unübersehbares Durcheinander der verschiedenen Oberflächenformen vor uns. Die einzelnen Höhenzentren werden bis auf die erwähnten verbindenden Höhen durch tiefe, breite Senken voneinander getrennt, die vielfach ein breitsohliges, ungleichförmiges, aus verschiedenen, hintereinander liegenden Becken zusammengesetztes Tal in sich aufnehmen. Die zahlreichen kleinen Bäche, die das oberflächlich sich ansammelnde Wasser zu Tal befördern, zeugen auch hier von der Wasserundurchlässigkeit des Bodens. Wir befinden uns auf dem Geschiebemergelboden, der die tiefer liegenden Sande und Kiese bedeckt, von deren Existenz nur Bohrungen, wie sie bei Brunnenanlagen vorgenommen werden, Zeugnis ablegen. Aufschlüsse, die dem Zweck der Sand- und Kiesgewinnung dienen sollen, sind im ganzen Gebiet nur vereinzelt angetroffen worden. Diese Höhergebiete, die eine absolute Höhe von 40—50 m erreichen und damit etwa um 5—10 m aus ihrer Umgebung herausragen, bilden zugleich die Wasserscheide zwischen der Kielst-Au und Bonden-Au einerseits, der Böllingstedter und der Wellspanger Au andererseits.

Die eigentliche Beckenlandschaft zeigt ruhigere Oberflächenformen. Die Täler treten uns entgegen als schmale und teilweise breite Talsenken, die von Sanden aufgehöhht sind, sowie als große abflußlose Mulden und Kessel. Im nördlichen Teile benutzt die heutige Kielst-Au eine breite Talsenke, die bei Hargesby beginnt und, mehrere Nebenarme aufnehmend, in westlicher Richtung bei einer Breite zwischen 100 und 500 m etwa bis an die Endmoränenzone unsere Landschaft durchzieht. Von Kleinsolt an erhält die Talform einen anderen Charakter. Die Breite ist geringer, aber gleichmäßiger, die Böschungen der Ufer sind steiler, und der Flußlauf schließt sich dem Relief der Landschaft an, während im Oberlauf das Tal den Eindruck erweckt, als ob es die Höhenzüge durchschneidet. Ein wassererfülltes Becken dieser Talsenke stellt der Winderatter See dar. Er ist ein Rinnensee, der bei einer Länge von 2 km etwa 200—300 m breit ist. Eine zweite große Talsenke, die der ersteren fast parallel verläuft, ist die, welche heute dem Wasser der Bonden-Au den Abfluß nach dem Westen ermöglicht. Dieses Tal erreicht bei Sörupschauby, von Osten her die östliche Endmoränenzone durchbrechend, unsere mittlere Grundmoränenlandschaft. Während es im ganzen denselben Charakter trägt wie das Tal der Kielst-Au, auch einen See, den Südensee, in sich aufnimmt, der etwas breiter als der Winderatter See ist, sonst aber dieselben Formen und Ausdehnungsverhältnisse zeigt, ist es bei Seeende durch eine Schwelle von zwei Höhenzügen, die in paralleler Anordnung bogenförmig das Westende des Sees umgeben, abgesperrt. Ein kleines Trockental, das von der Chaussee zwischen Seeende und Südeseehof überquert wird, stellt die Verbindung des Südensees mit dem einstigen Rüdersee her. Letzterer ist heute in seiner ganzen Ausdehnung von etwa 3—4 km vermoort und durch die Mooswatter Senke mit dem Klein-Rüder Moorbecken verbunden. Beide Becken fanden ehemals einen Abfluß durch das Tal, das heute von der Bonden-Au durchflossen wird und eben nördlich von Bondebrück in die Hauptabflußrinne hinüberleitet. Diese wechselt etwa von Bistoft an in derselben Weise wie das Kielst-Au-Tal ihre Talform.

b. Das Gebiet der Hollmühler und der Dingwatter Au.

Auch dieses Gebiet zeichnet sich durch besonders vielgestaltige Oberflächenformen aus. Die Grenze im Westen bildet ein gewaltiger, mehrere Kilometer breiter Endmoränenzug, der bei Klappholz eine Höhe von 68 m erreicht und eine durchschnittliche Höhe von 40—50 m aufweist. Morphologisch und geologisch besteht eine vollständige Uebereinstimmung mit dem Hüruper Moränenzug: hier wie dort stark modelliert und größtenteils oberflächlich aus Geschiebemergel aufgebaut. Im Norden trennen die Höhengebiete von Altrehberg und Köhnholz unser Gebiet von demjenigen der Kielst- und Bonden-Au. Im Osten bildet die Höhenregion von Böelschuby die Grenzzone zum Oxbekgebiet. Zeigen die Hochgebiete der Randzonen ein reich modelliertes Relief, so müssen diejenigen, die innerhalb dieser Grenzen liegen, als schwach modelliert bezeichnet werden. Dasjenige von Ekebergkrug kennzeichnet sogar ein Plateau. Die zwischen Hochgebieten liegenden Tiefenzonen zeigen aber wieder die charakteristischen Formen einer kuppigen Grundmoränenlandschaft.

Unser besonderes Interesse erwecken in dieser Landschaft die Hohlformen. Nördlich von Ülsby endet mit einem steilböschigen Talschluß eine nach Norden sich erstreckende, etwa 200—300 m breite Talsenke, die nach einer Länge von etwa 4 km im ehemaligen Ekeberger See ihr Ende findet. In der Fortsetzung des heutigen Hollmühler Autals, in der Richtung auf Groß-Rüde, tritt diese alte Talsenke in Teilstücken wieder in die Erscheinung, um im letzten Teilstück in einer Breite von etwa 200 m vor den Groß-Rüder Höhen ihr heute verfolgbares Ende zu erreichen. Südlich von Ülsby hat das Tal der Hollmühler Au einen anderen Charakter; es schließt sich den Landschaftsformen an und ist als Abfluß der Ekeberger Talsenke fluvioglazial entstanden zu denken. Ein zweites, einige 100 m breites Tal ohne Anschluß an irgendein Schmelzwasserrinnensystem befindet sich westlich von Norderfahrenstedt. Auch dieses Tal ist mehrere Kilometer lang. Eine dritte größere Senke befindet sich südlich von Schnarup. Diese nimmt bei einer Breite von 200—300 m und einer Länge von 2—3 km ungefähr Ostwestrichtung ein. Ob wir es hier auch mit einem Teilstück einer alten Schmelzwasserrinne zu tun haben, läßt sich heute schwer feststellen. Sicher ist aber, daß diese Depression einst ein wassererfülltes, abflußloses Becken war, aus dem sich das Wasser schließlich durch Ueberlauf bei Dingwatt einen Abfluß schuf und diesen so tief erodierte, daß das Becken fast bis zur Trockenheit abließ. Einige tiefliegende Beckenteile, die mit Wasser erfüllt blieben, sind allmählich vermoort. Die bedeutendste Hohlform bildet jedoch das breite Tal, das von der Wellspanger Au als Abfluß benutzt wird. Es beginnt bei Boholz in mehreren Armen, die etwa 100 m breit sind, erreicht in seinem mittleren Teile eine Breite von mehr als 1 km und leitet bei Wellspang in einer Breite von kaum 50 m in die Langseerinne über. In seiner Mitte umschließt es das vermoorte Becken des Rabenholzer Sees, das heute von Flachmoortorf angefüllt ist. An seinem westlichen Ende ist das Tal von einer Stauchmoräne umgeben, die es in dieser Richtung bis auf die schmale Rinne bei Wellspang abschließt. Dieser Moränenzug zeigt oberflächlich neben reinen Sanden, wie bei Lobasker, Geschiebemergel. In seinem Innern sind die verschiedenartigsten Moränenablagerungen prächtig zusammengestaucht.

c. Das Langseegebiet.

Die breite Talsenke der Wellspanger Au leitet bei Wellspang in die Langseerinne über, die aus zwei hintereinander liegenden Becken zusammengesetzt ist, welche durch die Schwelle von Güldenholm bis auf eine schmale, flache Rinne voneinander getrennt werden. Das kleine, westliche Becken weist eine Tiefe von 4—5 m auf, während das östliche eine solche von 25 m erreichen soll. Bei einer größten Breite von etwa 500 m ist die ganze Rinne 5—6 km lang. Besonders in ihrem mittleren Teile wird sie von steilen Ufern begleitet, die auf den Höhenzug hinaufführen, der in seiner nördlichen Fortsetzung als die Böklund-Dammholmer Endmoräne bezeichnet worden ist und in südlicher Richtung sich über Nübel fortsetzt, um in einer isolierten Höhe von 47,3 m nördlich von Blankenburg sein Ende zu erreichen. Das südlich des Langsees gelegene Gebiet ist gekennzeichnet durch mehrere größere vermoorte Becken, durch zahlreiche kleine Schmelzwasserrinnen und einige flachkuppige Höhen, die sich teilweise zu einem Höhenzuge ordnen.

d. Das Gebiet der Loiter Au.

Dieses Gebiet stellt eine flachkuppige Hügellandschaft dar, die von zahlreichen kleinen Tälern zerschnitten wird und, wie auch die Richtung der Wasserläufe zeigt, von beiden Seiten nach dem großen Tal der Loiter Au ein schwaches Gefälle hat. Die zahlreichen kleinen Erosionstäler, die das sich oberflächlich ansammelnde Wasser dem Haupttale zuführen, legen Zeugnis von der Undurchlässigkeit des Bodens, von seinem Aufbau aus Geschiebemergel ab. Unser Hauptinteresse wenden wir dem großen Tal zu, das heute der Loiter Au zum Abfluß dient. Bei einer fast regelmäßigen, ebenen Sohlenbreite von etwa 100—200 m und zum Teil steilen Uferwänden zeigt das Tal in kleinen Strecken einen häufigen Richtungswechsel, doch wird die Hauptrichtung Nordnordost bis Südsüdwest innegehalten. Bei der Ortschaft Füsing findet die eigentliche Talform ihr Ende, und der Fluß sucht jetzt mäanderbildend durch ein von Talsanden aufgeschüttetes Gebiet den Abfluß zur Schlei.

e. Das Oxbeker Gebiet.

Von den Grenzgebieten dieser Landschaft tritt außer der inneren Endmoräne Angeln nur das Höhengebiet von Boelschuby stärker hervor. Es unterscheidet sich in seinem Relief kaum von den Hochgebieten Köhnholz und Mohrkirch-Westerholz, die sich nördlich an dieses anschließen, so daß die Beschreibung der Oberflächenformen dieser Gebiete auch für das vorliegende gelten kann. Der als Südgrenze dieses Gebietes angesehene Höhenzug hebt sich nur um wenige Meter aus seiner Umgebung heraus und zeigt im Verhältnis zum vorhergenannten Hochgebiet ein schwächer entwickeltes Relief. Man gewinnt hier unwillkürlich den Eindruck, als ob ein ehemals bedeutender Höhenzug wieder abgetragen und seiner Vollformen größtenteils beraubt worden ist. Ein besonders bewegtes Relief zeigen die Dorfgebiete Fraulund, Saustrup, Wagersrott und Scheggerott. Aus der Tiefenzone Süderbrarup — Norderbrarup in östlicher Richtung fortschreitend, können diese als erste Stufe in der Reihe derjenigen angesehen werden, die auf die Höhe der östlichen Endmoränenzone führen. Kurzkuppige, steile Höhen, tiefe, teils

kesselförmige, teils talförmig langgestreckte Senken bilden das wechselvolle Bild der Oberfläche dieser Landschaft. Durch das unübersehbare Durcheinander der Höhen und Tiefen haben sich Talsysteme gebildet, die teils breite, teils schmale Talsohlen mit ganz unregelmäßigen Gefällsverhältnissen aufweisen und das ganze Gebiet in südöstlicher oder südwestlicher Richtung durchziehen. Charakteristisch für das ganze Talsystem dieses Gebietes ist die Radialanordnung, die dadurch zustande kommt, daß alle Täler sich dem Haupttal, demjenigen der Oxbek, zuwenden. In ihrer Struktur sind alle gleich. Bei ungleicher Sohlenbreite und flachböschigen Ufern setzen sie sich teilweise aus hintereinander liegenden Becken zusammen. Neben diesen Tälern, die einen Anschluß an ein Talsystem zeigen, gibt es auch zahlreiche Tal-senken, die mit irgendeinem Talsystem in gleicher Form nicht in Verbindung stehen und den Eindruck erwecken, als seien sie Reste alter zerstörter Rinnen. Als besondere Eigentümlichkeit ist zu erwähnen, daß das Flaruper Tal bei Rurup den hohen Kiesrücken, der sich von Norderbrarup nach Boel erstreckt, durchbricht, obgleich über Boel eine leichtere Abflußmöglichkeit vorhanden ist. Das Haupttal, das vorliegende Gebiet ungefähr in der Ostwestrichtung durchzieht, dient heute der Oxbek als Abfluß. Dieses Tal beginnt in mehreren Armen westlich von Rabenkirchen und zeigt bis an die Süderbraruper Gemeindegrenze eine Unregelmäßigkeit, wie wir sie im ganzen Gebiet nicht wiederfinden. Es löst sich in viele Seitenarme auf, bildet Parallelzüge und umschließt zahlreiche kleine Inseln und Halbinseln. Zwischen Norder- und Süderbrarup geht das Tal aus einer Breite von 100—200 m plötzlich in eine solche von 500—600 m über. Nach Bildung von mehreren breiten Seitenarmen, wie z. B. bei Boel, verläßt das Tal, bei Boholz wiederum mehrere Parallelarme bildend, unser Gebiet.

Von besonderem Interesse sind die Oser und osartigen Bildungen zwischen Norder- und Süderbrarup. Das Nordufer des breiten Oxbektales zwischen Boel und Norderbrarup wird von einem etwa 200—300 m breiten und 7—8 m hohen Osrücken begleitet. Ein gleicher Rücken erstreckt sich von Groß-Brebel in nordwest-südöstlicher Richtung bis an die Bahnlinie nach Süderbrarup. Zwischen diesem letztgenannten Kiesrücken und dem großen Tal befinden sich mehrere kleinere Rücken, die fast alle in ostwestlicher Richtung angeordnet sind. Von diesen kleinen Rücken werden gleichgerichtete Hohlformen eingeschlossen. Hinter der Norderbraruper Ziegelei am Nordufer des Tales befinden sich gleiche, parallel angeordnete Kiesrücken, die von WOLFF (1916) als Os angesprochen und beschrieben worden sind und zu dem bekannten Os gehören, der mitten im Oxbektal liegt. Bei Ruruplund findet der Os in einem kleinen Kiesrücken sein westliches Ende. Sind die Ufergebiete des Oxbektales meistens aus Sanden aufgebaut oder mit Sanden oberflächlich bedeckt, so zeigt das übrige Gebiet der Landschaft größtenteils eine Bedeckung mit Geschiebemergel.

f. Das Schleigebiet.

Das Schleigebiet ist die südliche Grenzzone der Landschaft Angeln gegen das Fördental der Schlei und diesem in seiner Entwässerung größtenteils tributär. Die Schlei selbst, die aus drei morphologisch ganz verschiedenen Teilen zusammengesetzt ist, stellt die längste und am reichsten gegliederte

Förde der schleswig-holsteinischen Ostseeküste dar. Der innere, beckenartige Teil ist, wie bereits von STRUCK (1909) hervorgehoben ist, als die morphologische Fortsetzung der Eckernförder Bucht anzusehen. Dieser Teil führt über die etwa 100 m breite Enge von Missunde in den mittleren wannenförmigen Teil über, der schließlich bei Arnis in den flußartigen Außenteil ausläuft. Das Mündungsgebiet wird fast vollständig durch eine Nehrung von dem offenen Meere abgeschnitten. Die Tiefe der Schleirinne ist sehr gering, sie beträgt fast nirgends, außer in der ausgebaggerten Fahrrinne, mehr als 4 m. Das Landschaftsgebiet, das sich unmittelbar an die Schleirinne legt, trägt morphologisch fast denselben Charakter wie die an sie grenzende kuppige Grundmoränenlandschaft der inneren Gebiete Angeln's. Sie zeigt bei einer wechselnden Breite eine allmähliche Höhenabnahme gegen das Schleitäl. Ein morphologisch wechselvolles Bild zeigt nur der Teil der Landschaft, der durch den bogenförmigen Höhenzug Krock — Nielfeld — Nottfeld — Süderbraruproy — Hoheluft — Faulück von dem Oxbekgebiet im Norden getrennt wird. Es ist eine starkkuppige Grundmoränenlandschaft, die die charakteristischen Merkmale einer solchen mit besonderer Stärke hervortreten läßt. Zahlreiche subglaziale Schmelzwasserrinnen zerschneiden die Landschaft und lassen eine gewisse radiale Anordnung mit Bezug auf das Lindauer Noor erkennen. Auch die Uferlinie der Schlei zeigt gerade in diesem Gebiet eine reiche Gliederung, die hervorgerufen wird durch die Bildung des Gunnebyer und des Lindauer Noors. Das letztgenannte steht durch eine 200 — 250 m breite Rinne mit der Schlei in Verbindung. Diese ist als eine Besonderheit anzusehen, da die Rinne einen Höhenzug durchschneidet, obgleich für den Abfluß eines eventuellen Staubeckens im Gebiet des Lindauer Noors leichtere Abflußwege vorhanden wären. Der Boden des ganzen Gebiets besteht größtenteils aus Geschiebemergel, der in der Gegend von Kius, Ulsnis und Gunneby besonders kalkhaltig ist. Im Gebiete von Hegeholz ist er teilweise mit Sanden vermischt und bei Faulück von einem kleinen Kiesrücken, der von WOLFF (1919) als Os bezeichnet wird, überlagert.¹⁾

g. Die Entstehung der Grundmoränenlandschaft Mittelangelns.

Die in zahlreiche Teilgebiete aufgegliederte Jungmoränenlandschaft Mittelangelns ist im wesentlichen eine geologisch-morphologische Einheit. Ein Vergleich mit der westlichen Endmoränenzone zeigt auffallende Verschiedenheiten, die in einem Wechsel der glazialen Verhältnisse ihre Begründung finden. Das Fehlen von Sanderflächen vor den Endmoränen und die fast einheitliche Bedeckung der ganzen Landschaft mit Geschiebemergel können als augenfälligste Unterschiede hervorgehoben werden. Eine durch die ganze Landschaft sich erstreckende stationäre einheitliche Eisrandlage läßt sich nirgends erkennen, vielmehr zeigen die einzelnen Moränenbögen deutlich, daß der Eisrand in dieser Zone stark aufgegliedert gewesen sein muß und daß

¹⁾ Nach Abschluß der Arbeit erschien in der Heimat, Verlag Heimat und Erbe, Kiel, Jahrg. 47, Heft 6 von Herbert HECK eine Abhandlung über „Die geologische Entwicklungsgeschichte des Schlei-Gebietes“. Ueber die Eisbewegungen während der Würm-Vereisung im Schleswiger Gebiet kommt HECK im wesentlichen zu gleichen Ergebnissen.

das Relief der Landschaft richtungbestimmend für die Teilloben gewesen ist. Dürfen wir auch die heutige Oberflächengestaltung des Gebietes nicht als gegeben ansehen für den Beginn der Weichsel II-Vereisung, so ist aber doch durch das die ganze Landschaft durchziehende einheitliche System der subglazialen Schmelzwasserrinnen die Annahme begründet, daß im Weichsel I-Glazial unsere Landschaft in ihren Hauptformen vorgezeichnet gewesen sein muß. Es wäre zu untersuchen, ob nicht vielleicht einzelne Schmelzwasserrinnen und besonders in die Erscheinung tretende Vollformen einer noch älteren Vereisung ihre erste Anlage verdanken.

Die in der Grundmoränenlandschaft Mittelangelns vorkommenden Moränenbögen sind ausschließlich Stauchmoränen, die nach ihrer Form und Lagerung über die Eisbewegungen in dieser Landschaft Aufschluß geben. Das Gebiet der Kielst-Au und der Bonden-Au ist bei der Weichsel II-Vereisung mehrfach von einem Eislobus überschritten worden. Im Süden geben die Stauchmoränenbögen von Großsolt — Obdrupholz — Oster-Brunsbüll — Tordschell — Köhnholz und Bistorft — Esmark — Groß-Rüde — Klein-Rüde — Sörupholz die verschiedenen Randlagen des Eises an, während im Westen der Eislobus, der Senke der Treene folgend, mehrfach keilförmig bis nach Frörupholz in das Endmoränengebiet vorgestoßen ist. Die letzte Eisrandlage im Westen dieser Landschaft wird durch den kleinen Moränenbogen bei Schmiedekrug gekennzeichnet. Im Norden zwischen Maasbüll und Husby fand der Eislobus einen Halt an einer älteren Endmoräne, die in Teilstücken zwischen Weseby und Tastrup erhalten ist. Das Höhengebiet zwischen Hürup und Maasbüll verdankt diesem Widerlager seine Entstehung, da jeder neue Eisvorstoß neues Moränenmaterial dem Moränenbogen anlagerte. Der Unterschied im Glazialschutt, der in der älteren Endmoräne zusammengestauchte Schmelzwasserablagerungen mit einer 1—2 m mächtigen Geschiebemergeldecke zeigt (Aufschluß bei Weseby) und in den jüngeren Anlagerungen bis zu größerer Tiefe zum größten Teil Geschiebemergel erkennen läßt, findet darin seine Erklärung.

Als diese Beckenlandschaft in die Abschmelzzone des Inlandeises gelangte und das Eis als Toteisblock abschmolz, entwickelte sich das in seinen Hauptformen schon vorhandene subglaziale Talsystem, wie wir es heute noch erkennen können. Der Wechsel in der Talform der großen Schmelzwasserrinne der heutigen Kielst-Au bei Klein-Solt von subglazialer zu fluvioglazialer Form erklärt sich durch das schnelle Zurückweichen des Eisrandes von dem Eisaufschüttungsgebiet des Sanders und dem freien Abfluß der Schmelzwässer, die dieses Tal geschaffen haben. Der Grund des Talformwechsels der Bonden-Au-Rinne bei Mühlenbrück ist in der teilweisen Zuschüttung der hier vorhanden gewesenen Subglazialrinne zu suchen. Diese ist erfolgt, als der Eisrand längere Zeit etwas östlich von Mühlenbrück lag und die Schmelzwässer unter dem Eise die breite Rinne von Kollerup erodierten, die heute aber von Talsanden etwas zugeschüttet ist. Daß der Eisrand hier gelegen hat, zeigt der Aufschluß, der 300 m östlich des Ortes liegt und Blockpackungen aufweist, während die in dem Orte liegenden Aufschlüsse Sande und Kiese in geschichteter Lagerung erkennen lassen. Später haben die Schmelzwässer nach dem Zurückweichen des Eisrandes sich auch hier einen Abfluß in Form eines fluvioglazialen Tales geschaffen. Dann ist das Eis in diesem

Gebiet ruhig abgeschmolzen, ohne Anzeichen für größere Bewegungen hinterlassen zu haben. Als die Landschaft eisfrei geworden war und der Eisrand weiter östlich lag, sind noch einmal kleinere Eisloben bis in die Gegend von Husby und Seeende am westlichen Südensee vorgestoßen und haben hier kleinere Stauchmoränen aufgeworfen. Diese sperrten die Südenseerinne ab. Die Schmelzwässer wichen nach Aufstauchung dieser Moränen seitlich aus und erodierten das von der Chaussee überquerte Tal, das die Verbindung mit dem Rudersee herstellt, und fanden dann durch das Tal bei Bondebrück wieder in der alten Rinne ihren Abfluß. Die in diesem Abflußniveau in dem Seebecken sich bildenden Terrassen sind heute durch einen künstlich geschaffenen Abfluß des Sees bei Seeende freigelegt. Die Seebecken in der Schmelzwasserrinne verdanken ihre Entstehung der subglazialen Erosion der Schmelzwässer. Auf die Möglichkeit der Erhaltung ihrer Beckenform ist bei dem Sankelmarker See hingewiesen worden. Als nacheiszeitliche Bildung haben wir die Moorbecken, einige Talsandaufschüttungen und kleinere Erosionstäler anzusehen.

Auch die Teillandschaft der Hollmühler Au und der Dingwatter Au läßt eine mehrfache Wechsellage des Eisrandes erkennen. In dem Höhenzuge von Süderfahrenstedt bis Havetoftlojt wird uns eine Linie angegeben, die mehrfach die Stirnlinie des Eises darstellte. Das vollständig zerstörte System ehemaliger kleiner Schmelzwasserrinnen, die überaus große Zahl größerer und kleinerer Mulden und Kessel und die unregelmäßigen Lagerungsverhältnisse des Moränenmaterials, wie sie in Aufschlüssen bei Dammholm beobachtet werden konnten, legen Zeugnis davon ab. Auch der Höhenzug von Arup über Ekeberg nach Köhnholz gibt uns die Lage eines ehemaligen Eisrandes an. Der Reliefausgleich, der in diesem Höhenzuge in Erscheinung tritt, wird einem späteren Vorrücken des Eisrandes zuzuschreiben sein, da dieser wie ein Hobel erniedrigend gewirkt hat (E. TODTMANN 1936). Die erwähnten abgeschlossenen Becken, die als Teilstücke einer ehemaligen subglazialen Schmelzwasserrinne anzusehen sind, beweisen einen erneuten Vorstoß, da sie nur durch diesen zerstört werden konnten. Sind die in früheren Gebieten vorgefundenen Absperrungen von Schmelzwasserrinnen als Beweis für ein erneutes Vorrücken des Eises angeführt worden, so kommt hier als solcher die vollständige Aufgliederung dieser Täler in Teilstücke hinzu.

Die Eisbewegungen in diesem Gebiet, die zur Oberflächengestaltung beigetragen haben, werden in ihren letzten Stadien folgendermaßen gewesen sein: Nachdem der Eisrand staffelweise bis etwa auf die Linie Boelschuby — Schrixdorf zurückgewichen war und sich vor jeder Staffellage eine Schmelzwasserrinne ausgebildet hatte, schob sich der Eisrand über die ganze Zone bis an die Hauptendmoräne Böklund — Dammholm wieder vor und zerstörte die erwähnten Schmelzwasserrinnen. Als sich dann aber der ganze Eislobus, der dieses Gebiet bedeckte, von dem lebenden Eise losgelöst hatte, bildete sich das heute noch der Bewässerung dienende Talsystem im Toteisblock aus. Nicht mehr die Druckabnahme unter dem Eise war jetzt richtungbestimmend für die Schmelzwässer, wie es bei dem lebenden Eise der Fall ist, sondern das Relief der Oberfläche gab den Ausschlag. Die Mächtigkeit des Eises war nicht groß genug, damit die in in- und subglazialen Kanälen strömenden Schmelzwässer die Erhebungen des Untergrundes übersteigen

konnten; deswegen müssen sich die in einem Toteisblock unter den geschilderten Umständen entstehenden Täler dem Untergrundrelief mehr oder weniger deutlich anschließen.

Aus dem Rahmen der bisher erwähnten Täler fällt das von Holzmühle heraus. Seiner Form nach könnte es ein fluvioglaziales Tal sein. Doch wäre dann das Durchschneiden von Höhenzügen nicht zu erklären, da wir hier auch keinerlei Anzeichen von Staubecken finden. Einem reinen subglazialen Tal widersprechen die Formen. Eisbedeckung müssen wir aber zur Zeit seiner Entstehung annehmen, da die Höhen sonst von den Wassermassen umflossen und nicht durchschnitten wären. Es läßt sich jetzt nur noch ein Fließen des Wassers in einer Gletscherspalte annehmen, das allmählich seinen Talboden tiefer legte und dabei sich gleichsam in den Boden langsam hineinsägte. Mit dieser Annahme finden Form und Abflußverhältnisse des Tales ihre Erklärung. Dieselbe Entstehung werden wir für das kleine Tal südlich von Kattbek annehmen müssen. Das Vorkommen dieser Täler wird gewiß als sicherer Beweis für Toteisgebiete angesehen werden können, da in lebendem Eise eine solche Bildung, außerdem noch quer zur Bewegungsrichtung des Eises verlaufend, unmöglich ist. Das Tal der Wellspanger Au stellt eine typische subglaziale Schmelzwasserrinne dar, die in ihrer ersten Anlage schon entstanden ist, als der Eisrand noch im Gebiete der westlichen Endmoränenzone lag. Durch die oben erwähnten Eisbewegungen ist es wesentlich umgestaltet worden. Das vordringende Eis, das in Form einer Zunge sich durch die Talform in seiner Bewegungsrichtung hat leiten lassen, hat dieses Talstück zu einem Zungenbecken umgestaltet (Bild 4). Das herausgeschaffte Material liegt in Form einer Stauchmoräne (Bild 5) vor seinem westlichen Ende und hat das Tal gegen Westen fast abgesperrt. Aus dem Gesagten geht somit hervor, daß das mehrfach vorrückende Eis den Hauptanteil an der Formgestaltung dieser Landschaft hat.

Im Langseegebiet bildet der Höhenzug von Güldenholm über Nübel bis Moldenitz die Fortsetzung des Stauchmoränenbogens Böklund — Güldenholm-Seehaus. Die große Tiefenzone westlich von Tolk wird das Material zur Aufstauung des kleinen Moränenbogens Nübel — Brekring — Lobacker geliefert haben. Die Bedeckung des ganzen Gebiets mit Geschiebemergel sowie das regelmäßige, allerdings nicht an eine Richtung gebundene subglaziale Entwässerungssystem spricht für eine vollkommene Eisbedeckung des ganzen Gebiets im letzten glazialen Bildungsstadium und für eine Abschmelzung von ruhendem Eis. Der Langsee ist ein typischer Rinnensee, welcher der verschieden starken erodierenden Wirkung der Schmelzwässer im subglazialen Strom seine Entstehung verdankt.

Das Gebiet der Loiter Au ist eine kuppige Grundmoränenlandschaft, durch welche die in der Boholzer Talsenke aufgestauchten Schmelzwässer sich ein subaerisches Schmelzwassertal erodiert haben. Dieses liegt heute in der Talsenke der Loiter Au vor. Die Unregelmäßigkeit in der Laufrichtung ist durch das Bodenrelief bedingt. Nach der Litorinasenkung, als das Schleibecken sich mit Wasser füllte, wurde die Erosionsbasis der Loiter Au höher gelegt, was dazu führte, daß sein Unterlauf bis an diese Höhe mit Sanden aufgefüllt wurde, also gleichsam ein Delta bildete. Die Beschüttung des übrigen Tal-

bodens mit Sanden ist den Schmelzwässern zuzuschreiben. Die nacheiszeitlichen Wassermassen haben hier nur eine umlagernde, zum Teil einebnende Wirkung ausgeübt.

Die Unregelmäßigkeit und die Vielgestaltigkeit der Bodenverhältnisse und Oberflächenformen im Süderbraruper Gebiet lassen sich nur erklären, wenn wir das Relief in seinen Hauptformen unter einem Toteisblock entstanden denken. Durch das radiale Entwässerungssystem ist die Größe des Toteisblocks angegeben. Im Westen wird die Linie, die durch den Höhenzug Boelschuby — Mohrkirch — Westerholz markiert wird, als Grenze angesehen werden müssen, da dieser größtenteils dem einseitig wirkenden Eisdruck seine Entstehung verdankt. Der Aufschluß bei Boelschuby-Mühle legt in Form von gefalteten Sedimenten Zeugnis davon ab; daher ist der Höhenzug als Stauchmoräne anzusehen. Für die nördliche und östliche Begrenzung des Toteises muß angenommen werden, daß es zum Teil auf die Endmoränenzone Ostangelns hinaufgereicht hat, da diese Zone mit dem übrigen Gebiet ein einheitliches subglaziales Entwässerungssystem aufweist. Auch werden wir den von der Höhe subglazial zu Tal fließenden Wässern die unregelmäßige Aufgliederung der Landschaftsgebiete um Fraulund, Wagersrott und Scheggerott zuzuschreiben haben. Die ungleichartige Ausbildung des Oxbektales zwischen Rabenkirchen und Süderbrarup ist wohl kaum unter lebendem Eise zu erklären. Der Durchbruch des Flaruper Tales durch den Kiesrücken bei Rurup stellt eine Bildung dar, die nur unter einem Toteisblock entstehen kann, da sonst andere Abflußverhältnisse sich ergeben würden. Der Os im Oxbektal ist nach WOLDSTEDT (1923) eine Bildung, die auf eine Toteisbedeckung schließen läßt. Endlich sind die in großer Menge aufgeschütteten Schmelzwassersande und Kiese von Süderbrarup und Umgebung eine Toteisbildung, die in ihrer Ablagerung zum Teil als Ausfüllungen von Eisspalten entstanden gedacht werden müssen und als Kames und osartige Bildungen erhalten sind. Das in Bezug auf Süderbrarup radial angeordnete Schmelzwasserrinnensystem zeigt, daß das Becken hier seine tiefste Stelle hat und daß daher die Anhäufung der sandigen Schmelzwasserablagerungen diesen Umfang annehmen konnte. Die Anordnung der Toteisspalten bei Süderbrarup ist bedingt durch die Richtung des subglazialen Kanals, dem heutigen Oxbektal, über dem das Toteis zusammenbrach.

Die Schleirinne, die im Verhältnis zu den anderen Fördentälern sehr schmal ist, ist eine typische subglaziale Schmelzwasserrinne, die dem mehrfach vorrückenden Eis ihre heutige Gestalt verdankt (EGGERS 1934). Der Moränenbogen Klein-Brodersby — Steinfeld — Süderbrarupholm — Faulük gibt als gestauchte Seitenmoräne die Nordgrenze einer gewaltigen Eiszunge an, die in der Schleirinne einen vorgezeichneten Weg fand und in Schwansen durch die Fortsetzung des Moränenbogens ihre Südgrenze kennzeichnet. Als dieser Eislobus, der Südangeln bis zur angegebenen Linie bedeckte, ruhendes Eis wurde, bildete sich das radial angeordnete Schmelzwassersystem Südangelns und der Durchbruch der Lindauer-Noorrinne bis an das Schleital. Dieses wurde erst nach der Litorina-Senkung mit Wasser erfüllt, doch hat das Wasser auf die Oberflächengestaltung der Landschaft außer durch einige kleine Schwemmlandbildungen keinen wesentlichen Einfluß ausgeübt.

h. Das Flensburger Fördengebiet.

Das Flensburger Fördengebiet wird, soweit es der Landschaft Angeln zugerechnet werden kann, im Osten von dem Höhenzug Twedterholz — Wasserlos — Trögelsby — Klein-Tarup — Tastrup und im Süden von der äußeren Endmoränenzone, in die es zungenförmig hineingereift, begrenzt. Das ganze Gebiet, eingeschlossen der Sander von Kauslund, zeigt eine stark kupfige Oberflächenausbildung und ist von mehreren subglazialen Talsystemen, die der Flensburger Förde tributär sind, zerschnitten. Der Boden dieses Gebietes besteht besonders im Hinterland der Förde bei Adelby — Adelbylund — Tarup — Sünderup und Tastrup oberflächlich aus Geschiebemergel, während im näheren Fördengebiet ein starker Wechsel der Bodenarten vom Geschiebemergel zu den feinsten fluvioglazialen Sanden anzutreffen ist. Nähere Angaben darüber macht WOLFF (1912). Ein besonders wechselvolles Bild der Material- und Lagerungsverhältnisse sämtlicher Glazialablagerungen wird uns in Aufschlüssen, die in großer Zahl in diesem Gebiet vorhanden sind, vor Augen geführt. Während in unmittelbarer Nähe der Förde, in den Ziegeleigruben ersichtlich, kreuzgeschichtete, fluvioglaziale Sande und Kiese mit teilweise sehr grobem Material in gestörter Lagerung mit Einschlüssen von Geschiebemergel beobachtet werden können, zeigen andere Gruben geschichtete Sande und Kiese mit einer 1—2 m starken Decke von Geschiebesand, wie z. B. am Wege Mürwik — Kauslund etwa 1 km westlich von Mürwik. In der Umgebung des Mühlenteichs treten Blockpackungen auf (WOLFF 1912), und die Höhe 45 m, 500 m südlich des Mühlenteiches, ist von einer Wechsellagerung von Sanden, Kiesen und Blockpackungen aufgebaut. Im allgemeinen kann gesagt werden, daß der an der Oberfläche in die Erscheinung tretende Wechsel in den Bodenverhältnissen das widerspiegelt, was die Aufschlüsse in der Vertikalen erkennen lassen.

Die Entstehung dieser Landschaft steht in genetischer Beziehung zur subglazialen Förderrinne. Lieferten die Schmelzwässer des Fördentals die fluvioglazialen Kiese und Sande und schufen sie durch ihre ausspülende Tätigkeit eine Anreicherung von grobem Material in Form von Blockpackungen, so wurde durch einen neuen Vorstoß einer Eiszunge, die sich im Fördental westwärts bewegte, das ganze Material mit dem von diesem mitgebrachten unverwitterten Geschiebemergel durch Zusammenschub in die Wechsellagerung gebracht, wie wir sie heute vorfinden. So verdankt die Landschaft, die südlich des Stadtbezirks von dem Stauchmoränenbogen Twedterholz — Kauslund — Twedt — Klein-Tarup und Tastrup eingeschlossen wird, dem Fördgletscher sein heutiges Relief. Einmal, vielleicht öfter, dehnte sich dieser Eisblock über das erwähnte Gebiet aus und schuf sich in der Gestalt der bezeichneten Stauchmoräne eine äußerste Grenze. Starke Lagerungsstörungen des glazialen Schutts und Staucherscheinungen, wie sie in den Aufschlüssen bei Mürwik beobachtet werden können, sind Zeugen dieser Eisbewegung. Im letzten Stadium der glazialen Gestaltung müssen wir für dieses Gebiet die Bedeckung mit einem Eislobus annehmen, der nach seinem Abtauen die 1—2 m mächtige Geschiebemergeldecke zurückgelassen hat. Die Schmelzwässer dieses Stadiums schufen das der Flensburger Förderrinne sich zwendende subglaziale Rinnensystem, wie wir es heute noch vorfinden. Da diese die ganzen Ablagerungen des näheren Fördengebiets durchschneiden,

dürfen wir annehmen, daß nach ihrer Entstehung der Gletscher kaum mehr aus der Fördenrinne herausgetreten ist. Im letzten Stadium der Eisbedeckung entstand der Kauslunder Sander, der in der Nähe von Wasserlos bei der Höhe 54 seine Ansatzstelle hat und durch die Schmelzwässer, die aus dem subglazialen Seitental von Mürwik herauskamen, aufgeschüttet wurde. Das stark bewegte, unruhige Relief des Sanders ist nicht ursprünglicher Entstehung, sondern eine Folge davon, daß der Sander über Toteis geschüttet wurde, das später durch Tieftauen abschmolz und dadurch auf der ursprünglich ebenen Sanderfläche Hohlformen schuf. Daß es sich tatsächlich um einen kleinen Sander und nicht etwa um eine sandige Moränenlandschaft handelt, geht aus der Gleichkörnigkeit des Materials, dem größere Gerölle und Kiese fehlen und das im übrigen durchaus den Charakter von Sandersanden hat, hervor.

Zeitlich möchte ich die Entstehung dieser Landschaft mit derjenigen der Endmoräne Ostangelns zusammenlegen. Zunächst, weil sie jünger als die äußere Endmoränenzone ist, da sie in diese hinein, teilweise über sie hinweggreift, und auch weil wir Anzeichen für einen Vorstoß größeren Ausmaßes, dem diese Landschaft nur ihre Entstehung verdanken kann, erst wieder in der östlichen Endmoränenzone finden. Auch der Kauslunder Sander läßt nach seiner Aufschüttung keine neue Eisüberdeckung erkennen.

IV. Die Endmoränenzone Ostangelns.

a. Orographische Uebersicht.

Diese Landschaftszone ist das letzte Gebiet, das in Form von morphologisch stark ausgebildeten Endmoränen eindeutig ehemalige Eisrandlagen in größerer Erstreckung erkennen läßt. Es beginnt nördlich von Twedterholz an der Flensburger Förde und erstreckt sich in südöstlicher Richtung bei einer Breite von durchschnittlich 3—4 km durch ganz Angeln bis nach Faulück. Diese Höhenzone, in die wir teils in sehr steilem, teils in stufenförmigem Aufstieg hinaufgelangen, erhebt sich mehrfach um 30—40 m aus ihrer näheren Umgebung heraus und erreicht bei einer durchschnittlichen absoluten Höhe von 50—60 m in dem Helleberg bei Rügge ihren Höchstpunkt mit 73 m. Oberflächlich zeigt dieses Gebiet große Ähnlichkeit mit der kupigen Grundmoränenlandschaft Mittelangelns, teilweise allerdings mit dem Unterschied, daß die relativen Höhenunterschiede der Voll- und Hohlformen viel größer sind. Während in einigen Höhegebieten die Höhenzüge, die wieder aus Einzelkuppen bestehen, eine gewisse Richtung zeigen, gibt es auch solche, die ein vollkommen regelloses Durcheinander von Kuppen und Kesseln, Rücken und kleinen Talsenken aufweisen. Neben den zahlreichen Tälern, die von subglazialen Schmelzwasserrinnen gebildet worden sind und sowohl an der östlichen als auch an der westlichen Seite blind enden, sind in größerer Zahl kleine Erosionstälchen vorhanden, die das sich oberflächlich ansammelnde Wasser aufnehmen und zu Tal leiten. Diese legen Zeugnis ab von der Undurchlässigkeit des Bodens, der größtenteils oberflächlich aus Geschiebemergel besteht und bei mehr oder weniger starker Lagerung den ganzen Höhenzug von Munkbrarup bis Faulück deckenartig überzieht. Nirgends kann eine Sandbedeckung des Bodens in diesem Gebiet beobachtet werden. Mehrere Aufschlüsse, wie bei Rügge, Wittkiel und auf dem Scheers-

berg, zeigen, daß im inneren Aufbau des Höhengebietes in Bezug auf Material und Lagerungsverhältnisse große Ähnlichkeit mit den Stauchmoränen des Westens besteht. Der wesentlichste Unterschied ist darin zu sehen, daß das eingelagerte Moränenmaterial in den Stauchmoränen des Ostens teilweise aus Geschiebemergel und nicht aus Geschiebesand besteht, wie es in den westlichen Höhenzügen der Fall war. Außerdem fehlt den westlichen Endmoränen die Geschiebemergelbedeckung. Die Zerschneidung der Endmoränenzone Ostangelns durch breite und tiefe Talsenken führt zur Aufgliederung in vier Teillandschaften.

b. Das Oxbüll-Kauslunder Gebiet.

Der mittlere Teil dieser Landschaft wird von zahlreichen kleineren Höhenzügen durchzogen, die eine einheitliche Orientierung nach irgendeiner Richtung nicht feststellen lassen. Der Verlauf des Höhenzuges, der sich von Twedterholz über Wasserlos nach Trögelsby erstreckt, zeigt deutlich die Nordsüdrichtung und der Höhenzug von Süderholz über Wees—Oxbüll nach Munkbrarup die Ostwestrichtung. Von den vermoorten größeren Becken seien besonders die von Wees und Maasbüll erwähnt, die heute aber größtenteils in Kultur stehen. Eine besondere Eigentümlichkeit unserer Landschaft ist das fast vollständige Fehlen von breiten Talsenken. Es ist daher verständlich, daß die kleinen Wasserläufe, die kein vorgebildetes Tal zum Abfluß benutzen können, in diesem reich gegliederten Relief einen sehr unregelmäßigen Lauf zeigen. Einem vielgestaltigen Relief steht hier ein mehrfacher Wechsel der Bodenverhältnisse gegenüber. Der Höhenzug Twedterholz — Wasserlos — Trögelsby zeigt in seinem nördlichen Teile eine Bedeckung von reinen Sanden, die bei Twedterholz und Kauslund in einer Mächtigkeit von nur 1—2 m dem Geschiebemergel auflagern, während im südlichen Teile Geschiebemergel die oberflächliche Bedeckung bildet. Ebenfalls zeigt der Südabhang des Höhenzuges Munkbrarup — Oxbüll — Wees eine Sandbedeckung, die sich westlich bis an die Linie Kauslund — Twedterholz fortsetzt und sich in südlicher Richtung über die Randgebiete des Munkbraruper Beckens ausdehnt. Dieses Becken bildet die Grenzlandschaft vorliegenden Gebietes nach dem Osten und zugleich mit dem Ruhmarker eine größere Einheit. Das letzte, eine Talsenke mit sehr unregelmäßiger Sohlenbreite, die in der größten Ausdehnung 500—600 m erreicht, ist durch eine breite Schwelle von dem Munkbraruper Becken getrennt. Auf seinem Boden zieht sich ebenfalls ein breitsohliges Tal entlang, das heute von Talsanden aufgefüllt ist. Einen Abfluß findet dieses Becken durch das Tal der Munkbraruper Au, die bei Munkbrarup in einer Tiefe von etwa 15—20 m und mit meist steilböschigen Ufern den Höhenzug nach Oxbüll durchbricht. Für die Bodenverhältnisse des Beckengebietes ist bemerkenswert, daß etwa bis an die 50 m-Höhenlinie der Boden einen stark sandigen Charakter hat und, wie schon erwähnt, in den nördlichen und westlichen Randgebieten sogar aus reinen Sanden besteht. Mit dem Ueberschreiten der 50 m-Linie gelangen wir in Gebiete, die größtenteils mit Geschiebemergel bedeckt sind.

c. Das Luthhöft-Munkbraruper Gebiet.

Von dem Munkbraruper Becken aus gelangen wir in östlicher Richtung in das Gremmerup — Luthhöfter Endmoränengebiet. Es stellt als Ganzes einen

mehrere Kilometer breiten Höhenzug dar, der bei einer absoluten Höhe von 50—60 m sich 20—30 m aus seinem östlichen Vorlande und 10—20 m aus seinem westlichen Hinterlande erhebt. Im allgemeinen erweckt das Höhengebiet den Eindruck einer stark kuppigen Grundmoränenlandschaft, der durch die zahlreichen teils steilen, teils flachböschigen Hügel und durch kurze Rücken hervorgerufen wird.²⁾ Die im östlichen und westlichen Teile zu den Höhenzügen Süderholz — Gremmerup — Husbymühle — Lutzhöft und Voldewraa — Mariengaard — Lutzhöft zusammengeschlossenen Kuppen erwecken durch ihre Flachböschigkeit den Eindruck von ausgeglichenen Formen. An Talsenken sind auf dem eigentlichen Höhengebiet einige kleinere subglaziale Täler vorhanden, von denen das Tal Voldewraa — Husbyries und auch das Grundhofer Tal fast das ganze Gebiet in östlicher Richtung durchziehen. Der Boden dieser ganzen Landschaft setzt sich oberflächlich aus Geschiebemergel zusammen, der in einer Decke von verschiedener Mächtigkeit das Höhen Gelände überzieht. Unter dieser lagern alle Glazialablagerungen in wechselnder Anordnung. So befinden sich bei Lutzhöft Blockpackungen unter 2 m Geschiebemergel, während bei Gremmerup geschichtete Kiese und Sande mit Geschiebemergel zusammengestaucht sind. Die Erosionstäler, welche die Randgebiete zerschneiden, zeigen, daß der Untergrund stellenweise sehr blockreich ist. Schmelzwasserablagerungen konnten an der Oberfläche im ganzen Gebiet nicht festgestellt werden.

d. Das Rügge-Großquerner Gebiet.

In dem Endmoränengebiet von Großquern und Rügge haben wir zugleich die Höhenzentren der Endmoränen Ostangelns vor uns. Das Hauptzentrum bildet das Rügger Gebiet, das bei einer durchschnittlichen Höhenlage von 60—70 m eine Höchsthöhe von 73,4 m erreicht. Aus südlicher Richtung kommend, haben wir in stufenförmigem Anstieg eine Höhe von 30—40 m zu überwinden, um auf die Höhenzone zu gelangen³⁾, während aus der nordöstlichen Richtung dieselbe Höhendifferenz in allmählichem Anstieg überwunden werden kann. Das Relief dieser Landschaft trägt einen bewegten Charakter, der hier aber mehr durch rückenförmige als durch kuppenförmige Vollformen hervorgerufen wird. Die Hohlformen zeigen dementsprechend auch eine mehr längliche Form und lassen die kesselförmige dagegen zahlenmäßig zurücktreten. Zwei größere Parallelhöhenzüge in flachrückiger Form lassen sich deutlich erkennen. Sie stellen Teile großer, bogenförmig angeordneter Höhenzüge dar, von denen der eine sich von Großquern über Möllmark — Ahneby nach Haveholz und der andere von Hattlund über Barg — Sörup — Pattburg nach Rügge erstreckt.

Oestlich schließt sich an das Rügger Hochgebiet ein um etwa 20 m tiefer gelegenes an, das als Brunsholm — Arrilder Gebiet bezeichnet werden soll. Dieses ist charakterisiert durch seine zahlreichen Kuppen und Becken, die regellos in der Landschaft zerstreut vorkommen und dadurch dem Relief ein besonders unruhiges Aussehen geben.

²⁾ Das ist ein Endmorärentyp, den man als eine in die Höhe gesteigerte Grundmoränenlandschaft bezeichnen kann, ein Typ, für dessen Bedeutung sich R. STRUCK (1932) eingesetzt hat.

³⁾ Vgl. die Profile bei TODTMANN (1932)

Nördlich an das Rügger Gebiet schließt sich das durch seine in Bogenform angeordneten Höhenzüge gekennzeichnete Großquerner Höhengebiet an. Die Höhenzüge, die größere Einzelkuppen tragen, wie bei Hattlund, Barg, Sörupmühle und Möllmark, heben sich bei einer Breite von 1—2 km um etwa 10—15 m aus ihrer Umgebung hervor und erreichen die höchste Höhe von 69,7 m in dem Scheersberg bei Hattlund. Während das ganze Gebiet besonders in den Randzonen von zahlreichen, regelmäßig entwickelten, kleineren subglazialen Schmelzwasserrinnen durchzogen wird, wobei unter Regelmäßigkeit nicht eine einheitliche Richtung, sondern der Zusammenfluß zu einem geordneten System verstanden sein soll, wird das ganze Gebiet in ost-westlicher Richtung von einer breiten, tiefen Talsenke durchbrochen, die sich westlich von Möllmark in mehrere Arme auflöst und nach dem Osten bei der Ziegelei Sterup das große Steruper Becken bildet. Das Tal zeigt im Gebiete der Höhen einen sehr unregelmäßigen Boden, dem zwischen Möllmark und Sörupschauby ein 150—200 m breiter und etwa 10 m hoher Osrücken aufgelagert ist, der eine Länge von 1000—1200 m aufweist. Er ist aus geschichteten Sanden, groben Kiesen und Schottern sowie aus Nestern von Geschiebemergel aufgebaut. Der wasserundurchlässige Boden führte an den Steilufeln des großen Tales zur Bildung zahlreicher kurzer, tiefeingeschnittener Erosionstäler.

e. Das Faulück-Wittkieler Gebiet.

Ein letztes kleines Teilgebiet der Endmoränenzone Ostangelns stellt das Wittkiel—Faulücker Gebiet dar. Weder in seinen Oberflächenformen noch in seiner Hydrographie und in seiner Bodenbeschaffenheit unterscheidet es sich wesentlich von den anderen Endmoränengebieten, nur ein Höhenzug tritt als solcher besonders deutlich in die Erscheinung. Er verläuft in Bogenform von Stenneshöh über Wittkiel nach Röst, erreicht bei Kraghöh eine Höhe von 60,7 m und ist bei einer Breite von etwa 1—1,5 km ungefähr 4 km lang. Oberflächlich ist auch dieser Höhenzug wie das ganze Gebiet mit Geschiebemergel bedeckt, was uns ein Aufschluß bei Stenneshöh deutlich zeigt. Hier liegen auf 6—8 m geschichteten Sanden, die gestaucht sind, etwa 2 m Geschiebemergel.

f. Die Entstehung der Endmoränenzone Ostangelns.

Die Endmoränenzone Ostangelns ist nicht, wie bisher angenommen wurde, eine einheitliche Moräne, sondern ein Höhengebiet, dem Stauchmoränenbögen in wechselnder Mächtigkeit und Ausdehnung aufgelagert sind. Die Unterlage der Stauchmoränen ist sicher älter als Weichsel II, wie später dargelegt werden wird. Auffällig ist, daß in diesem Streifen von nordwest-südöstlicher Richtung das Tertiär sehr hoch liegt, während sowohl nordöstlich bis südwestlich die Unterkante des Diluviums stärker absinkt (s. Tabelle). Ob es sich dabei um eine prädiluviale Aufragung oder um das Ergebnis diluvialer Krustenbewegung handelt, läßt sich noch nicht entscheiden. Sicher ist jedenfalls, daß darüber hinaus das Diluvium, das älter als Weichsel II ist, hoch aufragt. Die Einzelzüge der Oberflächengestaltung verdanken auch hier größtenteils der Weichsel II-Vereisung ihr Gepräge.

Als jüngste glaziale Bildung des nördlichen Teilgebietes haben wir das Munkbraruper Tal anzusehen. Da dieses den Oxbüll-Weeser Höhenzug durch-

schneidet und damit auch die diesem auflagernden Sande, müssen diese ältere Bildungen sein. Daß der Munkbraruper Kessel nicht von Sanden aufgeschüttet wurde, ist einem Eisblock zuzuschreiben, der zur Zeit, als die Sande aufgeschüttet wurden, ihn ausfüllte. Dieser muß in Form einer Zunge von Norden her über Munkbrarup — Ruhmark bis in die Gegend von Husby vorgestoßen sein, wo er den Sandrücken südlich von Wattschaukrug aufwarf, von dem aus die Tiefenzonen in der Umgebung von Markerupheide mit Sand beschüttet wurden. Ebenfalls sind die Höhenzüge von Rüllschau und Rosgaard von diesem Eislobus zusammengestaucht worden, was zur Absperrung der heute vermoorten Becken von Maasbüll und Wees führte. Im allgemeinen läßt sich die größte Ausdehnung des Eislobus durch die das Munkbraruper Becken umgebende 50 m-Höhenlinie angeben, was in der erwähnten Bodenbeschaffenheit und auch in dem Talsystem zum Ausdruck kommt. Der Eislobus in Form eines Toteisblockes veranlaßte nämlich die Bildung eines radial angeordneten subglazialen Schmelzwasserrinnensystems, und dieses setzt ungefähr mit der 50 m-Höhenlinie ein. Der Eislobus wurde später durch den aufgeworfenen Höhenzug Munkbrarup — Oxbüll — Wees abgeschlossen, und die Schmelzwässer des lebenden Eises beschütteten den Südrand des Höhenzuges und die westlichen Randgebiete des Munkbraruper Kessels mit Sanden. Die Schmelzwässer des Toteislobus fanden nach dem Zurückweichen des Eises von der aufgestauchten Moräne einen Ueberlauf bei Munkbrarup und erodierten allmählich das Tal. Da wir keine subglazialen Schmelzwasserrinnen in unserem Höhegebiet vorfinden, dürfen wir annehmen, daß eine allgemeine Eisbedeckung des ganzen Gebietes nach der Bildung des Toteisblockes nicht mehr stattgefunden hat. In der Nacheiszeit gingen die wassererfüllten Becken allmählich ihrer Vermoorung entgegen.

Das Gremmerup-Lutzhöfter Moränengebiet stellt einen Teil einer riesigen Endmoräne dar, die als Stauchmoräne aus mehreren Parallelzügen zusammengesetzt und von mehrfachen Eisvorstößen aus dem Osten bzw. aus dem Südosten aufgestaucht worden ist. Der Wechsel in den Lagerungs- und in den Materialverhältnissen läßt diese Entstehungsweise erkennen. Nach der Aufstauchung der Moräne muß das Eis das ganze Gebiet bedeckt haben, denn nur so kann die Auflagerung der Geschiebemergeldecke erklärt werden. Auch spricht das einheitliche System der subglazialen Schmelzwasserrinnen für eine allgemeine Eisbedeckung zur Zeit ihrer Entstehung.

Im Rügge-Großquerner Gebiet deuten die Höhenzüge in ihrer bogenförmigen Anordnung darauf hin, daß wir uns in einem Eisrandlagegebiet befinden und daß diese als Stauchmoränen angesprochen werden müssen. Die parallele Anordnung mehrerer Bögen spricht für ein mehrfaches Vorstoßen des Eises, das nicht einheitlich auf der ganzen Linie, sondern in Zungen erfolgt ist. So wird z. B. das breite Schmelzwassertal der heutigen Lippingau mehrfach einer Gletscherzunge den Weg gezeigt haben, was in der bogenförmigen Anordnung der Höhen um dieses Tal zum Ausdruck kommt. Sogar über die Höhenzone hinweg bis in das Südenseebecken ist eine dieser Gletscherzungen vorgedrungen. Der Kiesrücken bei Sörupschauby im Schmelzwassertal ist ein Os, der sich in einer Spalte in dem über dem Schmelzwassertunnel nachstürzenden Toteis bildete. Auch das unruhige Relief der Umgebung von Arrild und Brunsholm ist einem neuen Eisvorstoß zuzuschreiben,

da das Eis bei seinem Vorrücken alte Talformen teilweise zerstörte und durch Auflagerung neuer Moränenmassen neue Formen schuf. Endlich spricht das einheitliche subglaziale Entwässerungssystem des Höhengebietes für eine allgemeine Eisbedeckung. Die östliche Entwässerung und damit die Ausbildung der nach Osten zeigenden Täler setzte dann ein, als das Eis tot wurde.

Auch das Faulück-Wittkieler Gebiet gleicht in seiner Entstehung den anderen Endmoränengebieten. Der Aufschluß bei Stenneshöh zeigt uns besonders deutlich, daß wir es mit einer Stauchmoräne zu tun haben und daß das Material von einer größeren Schmelzwasserablagerung stammt, vielleicht aus dem Gebiet um Sandbek, wo gleichartiges Material auf kleinerem Raum vorhanden ist. Die Lage des Hauptendmoränenbogens deutet darauf hin, daß der Eislobus, der ihn aufwarf, aus dem Mündungsgebiet der Schlei gekommen ist und dann seinen Weg über Sandbek fortsetzte.

V. Das Grundmoränengebiet Ostangelns.

Im allgemeinen hat auch das Relief dieser Landschaft einen sehr bewegten Charakter. Zahlreiche Kuppen, die teils zu kleinen Höhenzügen vereint sind, und eine große Zahl von breiten Talsenken sowie kleinere, unregelmäßig geformte Becken und Mulden tragen zur Belebung des Landschaftsbildes bei. Im südöstlichen Teile des Gebietes nimmt das Relief allmählich ruhigere Formen an; die stark kuppige Landschaft geht in eine wellenförmige, schwächer modellierte über. Die Küstenlinie kann im allgemeinen als wenig gegliedert angesehen werden; sie tritt uns teilweise als Kliff, teilweise als Flachküste entgegen. Die Kliffküste ist überall von zahlreichen kleinen Erosionstälern durchschnitten, die heute vielfach trocken sind.

In drei Landschaftsgebieten von ganz verschiedenem Charakter läßt sich die Grundmoränenlandschaft Ostangelns aufgliedern.

a. Das Glücksburger Gebiet.

Die Landschaft um Glücksburg, die durch den über Ringsberg — Munkbrarup — Oxbüll — Wees nach Twedterholz bogenförmig verlaufenden Höhenzug von den übrigen Gebieten Angelns getrennt wird, hat nicht nur einen isolierten Charakter, sondern stellt in ihrer Morphologie einen Landschaftstyp dar, wie wir ihn noch nicht kennen gelernt haben. Auf kleinem Raum drängen sich hier aus verschiedenen Richtungen zahlreiche Höhenzüge zusammen, die sich durch ihre teilweise sehr steilen Böschungen, wie wir sie ähnlich nur in den Stauchmoränen des Treene- und des Idstedter Gebiets vorgefunden haben, auszeichnen. Sie erheben sich durchschnittlich um 10—20 m aus ihrer nächsten Umgebung, sind größtenteils bogenförmig angeordnet und tragen zahlreiche Einzelkuppen. Ihre Bodenzusammensetzung zeigt nicht nur von Höhenzug zu Höhenzug, sondern auch in den Einzelzügen selbst einen Wechsel. Während der Höhenzug östlich von Røde z. B. oberflächlich einen sandig-lehmigen Charakter hat, zeigen die kuppigen Höhenrücken bei Ruderheck einen grandigen und südlich des Mühlenteiches sogar einen sandigen Charakter. Weiter in westlicher Richtung stoßen wir auf stark lehmhaltige Kuppen, die aber auch solche, die mit Kiesen und Sanden bedeckt sind, in ihre Reihe aufnehmen. Ebenfalls zeigen der Bock-

holmer- und der Friedeholzer Höhenzug einen starken Wechsel in der Bodenzusammensetzung.

Als Fremdling in dieser stark kuppigen Landschaft ist das Glücksburger Plateau in Bezug auf Oberflächenformen anzusehen. Es erhebt sich mit allseitig starken Böschungen um etwa 15 m aus seiner näheren Umgebung heraus und zeigt oberflächlich nur einige ganz schwach gewölbte Kuppen. In seinen Umrissen läßt es bei allerdings nach innen gebogenen Seitenlinien die Form von einem Rhombus erkennen. Der Boden ist aus Geschiebemergel aufgebaut.

Außer den erwähnten Vollformen tragen noch zahlreiche steile, fast kegelförmige Einzelkuppen zur Belebung des Reliefs bei, die besonders im Bockholmer Gebiet sowie im Glücksburger und Friedeholzer Forst dem Gelände ein unruhiges Aussehen geben. Die stark hervortretenden Höhen sind aus Geschiebemergel aufgebaut, während die morphologisch weniger in Erscheinung tretenden Erhebungen auch sandige Böden erkennen lassen.

Diesem Durcheinander von Vollformen entspricht eine Mannigfaltigkeit der Hohlformen, doch scheint es, daß beide Formenarten in Beziehung zueinander stehen. Die meisten Höhenzüge werden nämlich von Talsenken begleitet, z. B. der Höhenzug Sandwig—Rothenhaus von dem Tal der Schwenau, oder aber die Höhenzüge schließen, wie bei Mietkoppel und Wester-Werk im Glücksburger Forst, Tiefengebiete ein und bilden dadurch kleine Becken. Durch die künstliche Abdämmung der Talsenke der heutigen Munkbraruper Au bei Glücksburg sind der Mühlen- und der Schloßteich entstanden, von denen der Mühlenteich ganz den Charakter eines Rinnensees trägt.

Durch den Höhenzug Bockholm-Schwenau, der mit dem von Wees — Oxbüll — Munkbrarup parallel läuft, wird gleichsam eine letzte kleine Landschaft, die eine reich gegliederte Halbinsel darstellt und in die Flensburger Förde hinausragt, dem Glücksburger Gebiet angegliedert. Diese zeigt morphologisch fast dasselbe Bild wie der andere Teil der Landschaft, allerdings mit dem Unterschied, daß die absoluten Höhen um etwa 10 m niedriger liegen und die einzelnen Oberflächenformen weniger stark hervortreten. Die ehemals mit Wasser erfüllten beckenförmigen Senken Alt- und Neu-Pugum sowie die nordwestlich von Drei sind heute vom Meere durch einen Damm getrennt und in Kultur genommen worden. Die Nordspitze Angelns bildet das Holniser Gebiet. Es stellt eine starkkuppige Landschaft dar, die sich besonders durch den Wechsel der Bodenbeschaffenheit auszeichnet. Der schwerste Geschiebemergel liegt hier unmittelbar neben den leichtesten Sanden. Die Küste der Landschaft Glücksburg zeigt eine Ausbildung teils als Kliff-, teils als Flachküste. Von besonderem Interesse sind die terrassenartigen Bildungen bei Bockholmwik. Auch bei Langballigau treffen wir diese an. Sie werden von MARTENS (1927) als das Ergebnis subaerischer Kliffabtragung angesehen.

b. Das Gebiet der Langballigau.

Das Gebiet der Langballigau ist eine starkkuppige Grundmoränenlandschaft. Drumlinähnliche Bildungen sind die aus Sanden und Kiesen aufgebauten und mit Geschiebemergel bedeckten Kuppen bei Streichmühle, die zunächst der Achse des nordsüdlich gerichteten Norderfelder Talzuges folgen, um dann nach Süden zu in westlich-südlichen und südöstlichen Richtungen

auszustrahlen. Die Geschiebemergeldecke wird verschiedentlich durch bis an die Oberfläche ragende Sande und Kiese durchbrochen. Einige Aufschlüsse bei Dollerup und Streichmühle lassen horizontal geschichtete Kiese, Sande und Schotter erkennen, die sich in breiter Zone vor das Norderfelder Tal legen. Doch ist dieses Sandgebiet von subglazialen Schmelzwassertälern zerschnitten. Für die subglazialen Täler ist charakteristisch, daß auch sie sich bis auf die Höhen der Endmoränenzone Ostangelns hinaufziehen. Das Grundhofer Tal kann sogar bis nach Hargesby verfolgt werden und stellt somit fast die Verbindung mit dem Kielst-Au-Tal her. Das Tal der Langballigau endet an dem Höftland von Langballigau (MARTENS 1927). Die Küste ist fast auf der ganzen Linie als Kliffküste ausgebildet und von zahlreichen Erosionstälern zerschnitten. Der Boden läßt auch hier oberflächlich als Hauptbestandteil Geschiebemergel erkennen.

c. Das Gebiet der Geltinger Bucht und der Schleimündung.

Der westliche Teil dieses Gebietes ist eine starkkuppige Grundmoränenlandschaft, die bei Osterholm drumlinähnliche Bildungen aufweist. Es sind Einzelkuppen, die fast alle in nordwestlich-südöstlicher Richtung orientiert sind. Bei einer Höhe von 4—5 m schwankt ihre Länge zwischen 100—300 m. Besonders auffällig sind in dieser Zone die zahlreichen, regellos vorkommenden Talsenken, die zum Teil Reste älterer subglazialer Schmelzwasserrinnen darstellen. Ein kleines, abgesondertes Gebiet stellt das Stoltebüller Becken dar. Es wird allseitig von breiten Höhen eingeschlossen, und die darin sich befindenden subglazialen Schmelzwassertäler lassen eine radiale Anordnung erkennen. Der Beckenboden ist stark eingeebnet. Im Osten dieses Landschaftsgebietes nimmt das Relief ruhigere, einheitlichere Formen an. Hier liegen flachrückige Höhenzüge in paralleler Anordnung hintereinander und halten in ihrem Verlauf fast die Nordsüdrichtung inne. Zwischen den einzelnen Höhenzügen befinden sich teils breit-, teils schmalsohlige Talsenken, die in gleicher Richtung orientiert sind. Bei Beveroe treffen wir auf eine niedrige Sandebene, die Birk, die von MARTENS (1927) als Strandwallebene bezeichnet wird. Das nördliche Küstengebiet dieser Landschaft ist gekennzeichnet durch eine starke Zerschneidung von teilweise sehr breiten Talsenken, von denen die, welche in einem Abstand von etwa 1—2 km mit der Küstenlinie parallel läuft, besonders hervortritt. Bei einer Sohlenbreite von 200—600 m erstreckt sie sich fast ohne Unterbrechung von Habernis bis Ohrfeld. Von den Talsenken, die in ostwestlicher Richtung das Küstengebiet durchschneiden, ist die der heutigen Lippingau die bedeutendste, da sie die ganze östliche Grundmoränenlandschaft durchzieht, ja, selbst durch das Gebiet der Endmoräne zu verfolgen ist und schließlich bei Silkmoos in das Tal der Bonden-Au hinüberleitet und damit ein Talsystem schafft, das die ganze Landschaft Angeln in ostwestlicher Richtung durchzieht. Westlich von Niesgrau löst sich das Tal in mehrere Arme auf, die das schon erwähnte Osterholmer Kuppengebiet in sich einschließen. Der südliche Hauptarm wird nördlich von Boltoft durch eine Schwelle unterbrochen, wodurch die Steruper Talsenke einen isolierten Charakter erhält. Die Küste im Geltinger Gebiet ist mit Ausnahme des Geltinger Noors ungliedert.

d. Die Entstehung der Grundmoränenlandschaft Ostangelns.

Die glazial-morphologischen Verhältnisse des Glücksburger Gebietes sind nur zu verstehen, wenn man von dem unmittelbar östlich von Glücksburg gelegenen, bis 40 m hohen Geschiebemergelplateau ausgeht. Dieses Hochgebiet ist während der letzten Periode der letzten Vereisung auf allen Seiten als Nunatak vom Eis umflossen worden. Der konkave Verlauf seiner Kanten und der steile Abfall der Hänge sind ein Erfolg der Exaration durch das herumfließende Eis. Daß dieses Hochgebiet als Nunatak anzusehen ist, beweist die maßgebende Rolle, die es für die Gestaltung des Eisrandes und der hier entstehenden Formen gespielt hat. Von Norden her ist die Endmoräne von Bockholm bis Schwenau herangeschoben worden, von Osten kommendes Eis stauchte den Endmoränenzug Bockholm-Waarberg zusammen, wobei zwischen dem Plateau und dieser Endmoräne ein gewisser Abstand gewahrt wurde. Vom Westen aus dem Fördenbereich kommendes Eis drang südlich des Plateaus weit vor und schuf an seinem Rand zunächst die Endmoräne von Rüde, die an die Südostecke des Plateaus angehängt ist und bis zum Südufer dieses Eislappens, d. h. bis an die etwas ältere Stauchmoräne von Oxbüll—Wees heranreicht. Der Rückzug des Eises wurde durch mehrere Vorstöße unterbrochen, denen weitere Stauchmoränenbögen in der Umgebung des Mühlenteichs und dann die von Tremmerup, Rothenhaus und Westerwerk zu verdanken sind. Die dazwischen liegenden Senken sind also Zungenbecken bzw. Teile davon, die eine weitere Ausgestaltung durch die vor den jeweiligen Eisrandlagen entlangfließenden Schmelzwässer erhalten haben. Die Bändertone, die von der Ziegelei Holnis verarbeitet werden und auf längere Erstreckung am Kliff nördlich von der Ziegelei aufgeschlossen sind, gehören zu den für die schleswig-holsteinischen Fördentäler charakteristischen Staubeckenabsätzen, die sich in diesen Rinnen während eines Eisrückzuges bei weiter östlich liegendem Eisrand bildeten und dann durch einen erneuten Eisvorstoß, denselben, der die Stauchmoränen der Glücksburger Umgebung schuf, gestaucht wurden. Während die Gestaltung der westlichen Küste der Glücksburger Halbinsel aus der durch Eisablagerungen geschaffenen Morphologie verständlich ist, kann der glatte bogenförmige Verlauf der Ostküste zwischen Bockholmwik und Holnis mit seinem steilen Abfall nur angesehen werden als das Ergebnis der Exaration durch den Fördengletscher, der hier einen Prallhang geschaffen hat. Aus der Glazialmorphologie und dem daraus zu erschließenden Verlauf der Eisränder geht hervor, daß der eigenartige Verlauf der Fördenrinne in ähnlicher Form wie heute schon bestanden hat, als das Eis die jetzigen Formen des Glücksburger Gebietes schuf.

Im Gebiet der Langballigau finden wir zahlreiche ältere Glazialformen, die nicht während der letzten Eisbedeckung (Weichsel II) entstanden sein können. So wird in der breiten Talsenke von Norderfeld ein Teil einer älteren Schmelzwasserrinne erhalten sein, die vielleicht ehemals eine Einheit mit dem Kielstau-Tal bildete und durch die Aufstauchung der Endmoräne Ostangelns aber von diesem getrennt wurde. Das Tal der Langballigau sowie das Tal Habernis—Koppelheck südlich von Neukirchen werden in ihrer ersten Anlage entstanden sein, als der Eisrand auf der Linie Westerholz — Dollerupholz — Neukirchen und Habernis — Norgaardholz — Steinbergholz lag und die

vor seinem Rande abfließenden Schmelzwässer die genannten Täler als Abfluß benutzten. Auch die Schmelzwässer, die aus dem Norderfelder Tal herausflossen und den Sanderkegel während einer weiter vorgeschobenen Eisrandlage bei Streichmühle aufschütteten, flossen vor dem Eisrand durch das Langballigautal ab. Dadurch mögen sich auch die verhältnismäßig großen Ausmaße des Tales bei einer so geringen Länge des Baches erklären. Die ganzen glazialen Formen sind aber durch einen neuen Eisvorstoß teils verdeckt, teils zerstört worden, und die heute in die Erscheinung tretenden Formen erhielten ihre Umgestaltung bzw. Neubildung während einer letzten allgemeinen Eisbedeckung, die bis hinauf auf die Endmoränenzone Ostangelns reichte, was aus dem einheitlichen subglazialen Entwässerungssystem geschlossen werden muß. Während dieses Eisvorstoßes ist auch der ehemalige Sander am Südeinde des Norderfelder Tales — daß es sich um einen solchen handelt, zeigen die Aufschlüsse — zerstört, zu Drumlins verarbeitet und mit einer dünnen Geschiebemergeldecke überlagert worden. Da die Schmelzwässer sich ganz dem Relief des Landes in ihrer Abflußrichtung angeschlossen haben, also nach dem Osten abgefließen sind, können sie schwerlich unter lebendem Eis entstanden sein.

Die Talsenken in der Grenzzone der Landschaft um die Geltinger Bucht gegen die Endmoräne, die als subglaziale Schmelzwasserrinnen anzusehen sind, sind teils zu einem einheitlichen System geordnet, teils nur noch in Bruchstücken vorhanden. Dieses Nebeneinander läßt sich wohl nur so erklären, daß wir auch in den Teilstücken Reste ehemals einheitlicher Systeme vor uns haben, die von einem oder mehreren neuen Eisvorstößen aufgegliedert worden sind, und daß wir in den heute einheitlichen Systemen diejenigen zu erkennen haben, die während der letzten Eisbedeckung ihre Ausbildung erfuhren. Die in Scharen auftretenden Einzelkuppen, wie wir sie z. B. bei Osterholm antreffen, sind nach ihrer Konfiguration als Drumlins anzusprechen. In irgendeinem Stadium muß der Eisrand auch das Steruper Talgebiet in ein Staubecken verwandelt haben, da bei der Ziegelei Sterupbek Bänder-tone fast ohne Geschiebe vorhanden sind, die im Becken abgelagert und dann vom Eis zusammengeschoben worden sind. Eisrandlagen in Form von morphologisch ausgebildeten Endmoränen in diesem Gebiet anzugeben, stößt auf große Schwierigkeiten, da es sich nur um solche handeln kann, die später wieder von dem Eise überschüttet worden sind, worauf die einheitliche Geschiebemergeldecke, die noch zu erkennenden Teilstücke der Moränenzüge und das einheitliche Entwässerungssystem schließen lassen. Die wellenförmige Ausbildung der Oberfläche im südöstlichen Teile unserer Landschaft wird wohl dem einseitig wirkenden Druck des zurückweichenden Eisrandes zuzuschreiben sein, so daß wir in den schwach modellierten Höhenzügen kleine Stauchmoränen vor uns haben. Das Stoltebüller Becken wird von einem kleinen isolierten Toteislobus seine Form erhalten haben. Als letzte Bildung des Eises werden wir schließlich die Geltinger Bucht anzusehen haben. Sie stellt ein Zungenbecken dar, das unter die Meeresoberfläche untergetaucht ist. Die vor dem Zungenrande sich ansammelnden Wassermassen bildeten das breite Tal, das heute mit der Küstenlinie parallel verläuft. In der Nacheiszeit hat das Meer an den Küsten umgestaltend auf die Morphologie eingewirkt (MARTENS 1927). Die Litorina-Senkung legte die Erosions-

basis der Küstenflüsse höher, was zu einer Aufhöhung der Talböden im Mündungsgebiet führte.

VI. Zusammenfassung: Die morphologischen Ergebnisse und ihre klimatische Bedeutung.

1. Die morphologischen Ergebnisse.

Zusammenfassend läßt sich der morphologische Entwicklungsgang Angeln während der letzten Vereisung folgendermaßen darstellen:

Die Ansatzzone der großen Sander, bei denen mehrere gesonderte Kegel (Flensburger-, Treene- und Schleswiger Sander) hervortreten, ist ein Gebiet langdauernder oszillierender Eisrandlagen, die nicht einen gebogenen, zerlappten, sondern bemerkenswert geraden, einheitlichen Verlauf aufweisen. Die Ansatzpunkte der Sander, vorwiegend Gletschertore am Ende der subglazialen Schmelzwasserrinnen, die sich heute noch deutlich in der Landschaft markieren, sind teilweise infolge von Eisvorstößen mit Moränenmaterial bedeckt worden. Im ganzen gesehen ist die Sachlage hier derart gewesen, daß an den Sander nach Osten sich ein längere Zeit bestehendes Toteisgebiet anschloß, durch das hindurch die Schmelzwässer vom lebenden Eis her, dessen Rand durch die Ausspülungsreste der Blockpackungen in einer mehrere Kilometer breiten Oszillationszone gelegen hat, Sandmaterial nach Westen transportiert haben. Die Existenz von Toteis wird bewiesen durch die Oser von Schuby, Arenholz, Stenderup und das Kamesfeld am Sankelmarker See, denen die heute wassererfüllten Becken des Arenholzer- und Sankelmarker Sees anzuschließen sind (WOLDSTEDT 1925). Schließlich spricht dafür, daß nicht, wie zu erwarten wäre, an den Anfang der Sanderaufschüttung sich eine schmale Zone gröbster Ausspülungsrückstände (Blockpackungen) oder Aufschüttungsendmoränen aus sandig-kiesig-grandigem Material, gewissermaßen als Erhebungen hervortretende Sanderwurzeln, anschließen, sondern eine Zone, die morphologisch nur als Grundmoränenlandschaft zu bezeichnen ist und petrographisch bezeichnenderweise nicht aus Geschiebemergel, sondern aus Geschiebesand besteht. Geschiebemergel, also tonige Grundmoränenfazies, ist nur an wenigen Stellen oberflächlich gefunden (Jarplund und Barderup). Daß der Geschiebesand keine reine Schmelzwasserbildung vor dem Rand des lebenden Eises auf der Oberfläche des toten Eises sein kann, geht aus dem öfteren Vorkommen großer Findlinge (Wedding, Jarplund und Gammelund) hervor. Die tonigen Bestandteile der Grundmoräne müssen beim Auftauen durch die Schmelzwässer entfernt worden sein, ein Vorgang, der sich über lange Zeit hingezogen hat, als der Rand des lebenden Eises in der angegebenen Oszillationszone lag, und der sicher eine ganz wesentliche Unterstützung durch die alljährlichen Schnee-Schmelzwässer gefunden haben muß.

Die Endmoränen, die wir im Schwankungsbereich des lebenden Eisrandes finden, unterscheiden sich grundsätzlich von denen, die als Stauchmoränen in norddeutschen Flachland besonders in die Augen fallen und deswegen gewöhnlich nur allein gesehen werden. Auch für die Endmoränen dieser äußeren Zone trifft die Grundeigenschaft dieses glazialen Formentyps

zu, nämlich daß es sich um morphologisch in die Erscheinung tretende Gebilde des Eisrandes handelt. Petrographisch bestehen sie nur aus fluvioglazialen Material. Stauchungserscheinungen fehlen nicht, sind indes von geringerem Ausmaß im Gegensatz zu den eigentlichen Stauchmoränen. Diese Aufschüttungsendmoränen, nach GRIPP (1932) Satz-Endmoränen (Jarplundfeld — Helligbek — Lürschau), die nur flache Kuppen und Rücken bilden, erheben sich nur wenige Meter über das Relief ihrer Umgebung und weisen alle Uebergänge zu jenem Typ von Eisrandlagen auf, der sich nur petrographisch durch Blockpackungen als Endergebnis intensiver Zerspülung der ausschmelzenden Moräne darstellt, morphologisch nicht in die Erscheinung tritt und früher gewöhnlich mit den morphologisch hervortretenden Eisrandbildungen vermengt und gleichfalls als Endmoräne kartiert wurde.

In diese geschilderten Zonen, sie zum Teil weitgehend überdeckend, greift derjenige Formenschatz hinein, der für den Hauptteil von Angeln, überhaupt für das norddeutsche Flachland, soweit es dem jüngeren pommerschen Stadium der letzten Vereisung angehört (P. WOLDSTEDT 1923, E. BECKSMANN 1931 und 1935), bestimmend ist. Große Sander fehlen vollkommen, kleine sind nur von örtlicher Bedeutung (Großsoltfeld — Idstedt — Holming — Havetoft — Juhlschau und Kauslund). Der Verlauf der Eisrandbildungen, die in allen Fällen aus Stauchmoränen, nie aus typischen Aufschüttungsendmoränen bestehen, zeigt im Gegensatz zu dem bereits behandelten Gebiet eine sehr starke Auflösung in einzelne Bögen, die dort, wo sie in das vorbehandelte Gebiet hineingreifen, naturgemäß wesentlich aus Sanden, Kiesen und Blockpackungen zusammengestaucht und nur selten von geringmächtigen Geschiebemergelbänken durchsetzt oder noch seltener bedeckt sind, sonst aber — das gilt für die überwiegende Hauptmasse — oberflächlich aus Geschiebemergel, im Kern aus älteren fluvioglazialen Sedimenten sich aufbauen.

Eine auffallende Sonderstellung nimmt die Endmoränenzone Ostangelns ein, die, wie schon erwähnt, nicht eine einheitliche Endmoräne darstellt, sondern ein älteres, wohl tektonisch bedingtes Hochgebiet ist, dem jüngere Stauchmoränenbögen aufgesetzt sind.⁴⁾ Der Kern des Höhengebietes besteht, wie sich aus Bohrprofilen ergibt, zum größten Teil aus Schmelzwasserabsätzen. Da gerade diese in der jüngsten Zeit der Vereisung in Angeln eine untergeordnete Rolle spielen (Fehlen von größeren Sanderflächen), so dürften sie in einer früheren Periode der letzten Vereisung gebildet worden sein, worauf auch die einheitliche Ueberdeckung mit Geschiebemergel hindeutet. Daß sie aber auch in Form des vorliegenden Hochgebietes schon zusammengestaucht waren, als der Eisrand in der westlichen Grenzzone der Landschaft Angeln lag, beweist das einheitliche System der subglazialen Schmelzwasserrinnen, das in ostwestlicher Richtung das ganze Gebiet durchzieht. Wie die Fördenrinnen bildeten auch sie dem erneut vorrückenden Eise bevorzugte Zugstraßen, was dazu führte, daß sie teilweise zerstört, umgebildet oder durch Stauchmoränenbögen abgesperrt wurden (Frörup, Südensee, Wellspang und Sterup). Reste alter zerstörter Rinnen finden wir zwischen Rude und Ekeberg sowie bei Schnarup, Stolk und Norder-

⁴⁾ In derselben Weise sieht BEURLIN (1933) im Gegensatz zu KRAUS (1925) die Entstehung des Baltischen Höhenrückens von Ostpreußen.

feld und in kleinerem Ausmaße in großer Zahl auf dem Endmoränengebiet Ostangelns. Dadurch, daß das Eis sich in seiner Bewegungsrichtung viel enger an die Oberflächengestalt der Landschaft anschloß (Fördenrinnen, Glücksburger Gebiet, Treenetal usw.), erklären sich die zahlreichen Stauchmoränenbögen, die sich teils überschneiden, teils in paralleler Anordnung vorhanden sind und das Landschaftsbild Mittel- und Ostangelns beherrschen. Ebenfalls lassen sie erkennen, daß der Eisrand stark aufgliedert gewesen sein muß und es daher unmöglich ist, an der Hand der einzelnen Moränenbögen die durchlaufenden, gleichzeitigen Eisrandlagen zu verfolgen.⁵⁾

Eine in geschlossener Front unabhängig von der Morphologie das Gebiet durchziehende Eisrandlage, wie wir sie im Westen Angelns festgestellt haben, ist nur möglich, wenn die Eismächtigkeit ein Vielfaches der morphologischen Höhenunterschiede beträgt. Im Gegensatz dazu steht die Ausbildung der Eisrandlagen des Hauptteiles von Angeln. An vielen Einzelbeispielen konnte die Abhängigkeit des stark gelappten Eisrandes von den Höhenunterschieden im Gelände gezeigt werden. In der Umgebung von Glücksburg läßt sich sogar eine annähernde Bestimmung der Eismächtigkeit dadurch herbeiführen, daß hier ein Plateau mit einer relativen Höhe von ursprünglich nicht mehr als 30 m nunatakartig von allen Seiten umflossen worden ist. Die Eismächtigkeit kann hier kaum den Betrag von 40—50 m überschritten haben.

Das Gebiet starker Eisrandzerlappung zeichnet sich zugleich durch die Ausbildung einer fast rein lehmigen Grundmoränenfazies (Geschiebemergel) aus. Nur an wenigen Stellen finden sich Schmelzwasseraufschüttungen, die nicht der unterlagernden, nur im westlichen Randgebiet von Angeln unbedeckt daliegenden Moränenfazies des älteren Teiles der letzten Vereisung angehören. Abgesehen von den bereits erwähnten winzigen Sandern, die diesem jüngeren Teil der letzten Vereisung zugehören und nur dort auftreten, wo stark sandiges Material der älteren Moränen in der letzten Vereisung aufgenommen und aufgearbeitet worden ist, finden sich Schmelzwassersande und Kiese nur bei Süderbrarup und in dem Gebiet von Rüllschau — Oxbüll — Munkbrarup im Nordwestteil der Höhenzone Ostangelns.

Im Munkbraruper Becken reichen die Sande bis etwa an die 40 m-Höhenlinie heran. Sie sind in einem Schmelzwassersee abgelagert worden, der einen

⁵⁾ EGGERS (1934) nimmt eine zeitliche Gliederung der Aufschüttungsvorgänge in der südschleswigschen Landschaft vor und glaubt, die gefundenen drei Stadien mit den von WOLDSTEDT für Norddeutschland erkannten Brandenburger, Frankfurter und Pommerschen Stadien parallelisieren zu dürfen. Im Gebiete der Landschaft Angeln ist nach den oben dargelegten Befunden eine dementsprechende Gliederung nicht durchzuführen, ebensowenig läßt sich die von EGGERS angedeutete Fortsetzung seiner Phasen durch die Landschaft Angeln rechtfertigen. Die einheitliche Geschiebemergelbedeckung, die in Mittel- und Ostangeln selbst die Moränenbögen überzieht, das nicht einheitliche System der subglazialen Schmelzwasserrinnen, das mehrfache Ueberschneiden verschieden alter Moränenbögen und endlich das fast völlige Zurücktreten des Sanderphänomens sind Tatsachen, die eine eingehendere zeitliche Eingliederung der glazialen Aufschüttungen regional unmöglich machen. Um den Anschluß an WOLDSTEDTS Stadien zu erhalten, sind noch eingehende Untersuchungen in Südholstein und Mecklenburg erforderlich.

Toteisblock ringförmig umgab. Etwas anders liegen die Verhältnisse im Süderbraruper Gebiet, weil hier die Schmelzwässer einen Abfluß aus dem Becken hatten. Hier kam es zu einer Verschüttung der Toteisspalte (Kames und Oser). Daß auch in diesem Gebiet das Inlandeis nicht an einem lebenden Eisrand abgeschmolzen, sondern als Toteis liegen geblieben ist, darauf weisen mehrere Oser hin, die nach Gestalt und Aufbau nur in Toteisspalten gebildet worden sein können (Oser in der Umgebung von Süderbrarup, bei Möllmark und Arnis).

Weitere Hinweise darauf, daß die einzelnen Eisloben als Toteis liegen geblieben sind, ergeben sich: 1.) aus der unmotivierten Durchbrechung von Höhengebieten durch Talsenken, deren Wasser leicht günstigere Abflußmöglichkeiten gehabt hätte, wenn es nicht durch Toteisspalten zu diesem Weg gezwungen worden wäre (Rurup bei Süderbrarup und Rabenholz), 2.) aus den meist radial angeordneten Entwässerungslinien, die wegen ihrer nur zum Teil in die Bewegungsrichtung der Eisloben fallenden Erstreckung nicht alle als subglaziale Schmelzwasserkanäle unter lebendem Eis entstanden sein können, 3.) aus der lehmigen Fazies (Geschiebemergel) der Grundmoräne; denn derartige, fast ohne Lücke die ganze Moränenlandschaft bedeckende Geschiebemergelflächen können kaum am zurückweichenden Rande von lebendem Eis entstehen, da sie dort sofort in den meisten Fällen von den Schmelzwässern zerspült worden wären, sondern nur in Toteisgebieten.

Schließlich muß noch auf die andersartige Ausbildung der subglazialen Schmelzwasserkanäle im Gegensatz zur sandigen Grundmoränenfazies hingewiesen werden. Wenn wir im Gebiet der lehmigen Grundmoränenfazies subglaziale Schmelzwassertäler von dem Ausmaß, wie sie für die sandige Grundmoränenfazies charakteristisch sind, vorfinden, dann läßt sich fast immer zeigen, daß es sich dabei um Gebilde handelt, die aus der älteren Phase der letzten Vereisung stammen, die durch die Vorgänge am Eisrand zur Zeit der jüngeren Periode der letzten Vereisung zerstört und dementsprechend nur noch in Teilstücken vorhanden sind, oder daß sie durch die jüngeren Vorstöße umgebildet und eingeeengt worden sind.

Daß zwischen die Ablagerungen der sandigen Moränenfazies im älteren und die der lehmigen Grundmoränenfazies im jüngeren Teil der letzten Vereisung eine zeitliche Lücke fällt, in der durch Zurückschmelzen das Eis die Cimbrische Halbinsel vollständig verlassen hat, läßt sich in Angeln nicht nachweisen, da interstadiale Ablagerungen bisher nicht bekannt geworden sind. Es wäre möglich, daß die Bändertonvorkommen von Sterup und Holnis, die beide gestaut sind, beim Rückzug des Eises während dieses Interstadials abgesetzt wurden. Ein sicherer Beweis läßt sich indes nicht führen. Das ist nur möglich für das mittlere Jütland. Es lassen sich dort in gleicher Weise die beiden glazialgeologischen Fazies in gleicher oder sehr ähnlicher Ausprägung auseinander halten. Die Außengrenze der vorwiegend lehmigen Moränenfazies des jüngeren Teiles der letzten Vereisung ist gegeben durch P. HARDERS ostjütische Stillstandslinie (1908) (Eisrandlinie D der dänischen Geologen), die in Jütland nach Norden mehr und mehr in östlicher Richtung zurückweicht. Auf Ablagerungen des älteren Teiles der letzten Vereisung liegt nun, überdeckt durch Geschiebemergel des ostjütischen Vorstoßes auf Smidstrup Mark, 17 km nordwestlich Vejle, ein Interstadial von 0,8 m Mächtigkeit,

dessen Pflanzenführung subarktisches Klima kennzeichnet (MADSEN 1928). Wie BECKSMANN (1931) gezeigt hat, dürfte diesem Interstadial zeitlich der obere wärmere Teil des Interglazials vom Herningtyp entsprechen. Der untere Teil der Ablagerungen dieses Interglazialtyps weist den für das letzte Interglazial zwischen Warthe- und Weichselvereisung (= Riß und Würm) (BECKSMANN 1931, 1937) üblichen Klimagang auf, wie ihn auch die Interglaziale vom Brörüptyp aufzeigen. Der Fließerbedeckung der Moore vom Brörüptyp (JESSEN und MILTHERS 1928) entspricht beim Herningtyp die subarktische Zwischenschicht, auf welche die erwähnten Ablagerungen mit wärmerer Flora folgen. Es besteht gar keine andere Möglichkeit, als diese kühle Periode, wie sie der Herningtyp aufweist, dem älteren Teil der letzten Vereisung vor dem Smidstrup-Interstadial zuzuweisen. Die Trennung der letzten Vereisung durch ein Interstadial ist nicht nur für Dänemark und das mittlere Norddeutschland nachweisbar, sondern auch für Ostdeutschland durch das masurische Interstadial und für das nicht vereiste Gebiet durch die öfter ausgeprägte dünne Verlehmungszone zwischen dem jüngeren Löß I und II gegeben (BECKSMANN 1937). Damit sind wir berechtigt, die Ausbildung der sandigen Grundmoränenfazies Weichsel I und die der lehmigen Weichsel II zuzuschreiben.

2. Die klimatische Auswirkung der morphologischen Verhältnisse.

a) Allgemeine Betrachtungen und Folgerungen.

WOLDSTEDT (1921) unterscheidet innerhalb der Weichselvereisung auf Grund verschiedener Fazies der Eisrandbildungen das Brandenburger + Frankfurter und das Pommersche Stadium. Das erste ist morphologisch gekennzeichnet durch große Sander und stark ausgewaschene, zumeist wenig in die Erscheinung tretende Endmoränenzüge, während das letzte Stadium, von Hinterpommern abgesehen, nur schwach entwickelte Sander und zum Teil mächtige, unausgewaschene Stauchmoränen erkennen läßt. Die ungleichen morphologischen Verhältnisse beweisen die unterschiedliche Bedeutung des Schmelzwasserphänomens in den beiden Stadien und finden nach WOLDSTEDT eine Erklärung in der ungleichen Dauer der Lage des Eisrandes. Unter gleichen äußeren Bedingungen, vor allen Dingen gleichmäßigem und gleichbleibendem Glazialklima, gleichstarkem Eisnachschiebung und gleichartigem Untergrundgefälle dürfte die Annahme unbedingt Gültigkeit haben. Ein Klimawechsel (Niederschlags- und Temperaturänderungen) beeinflußt aber schon die Menge der Schmelzwässer und damit ihre Transportkraft, ungleiche petrographische Verhältnisse des Bodens beeinflussen die Aufschüttungsmengen (bei Geschiebemergel geringer als bei Aufarbeitung von Kiesen und Sanden), und endlich werden die durch die Morphologie der Landschaft bedingten Gefällsverhältnisse der Aufschüttung wechselnde Schwierigkeiten bieten.

Diese Ueberlegungen mögen genügen, um zu zeigen, daß der Schluß WOLDSTEDTS nicht die allein mögliche Deutung sein kann.

BECKSMANN (1931) führt klimatische Ursachen an, indem er einem feuchtkühlen Klima von Weichsel I ein trocken-kaltes von Weichsel II gegenüber-

stellt. Diese vorerst nur vermutete Klimaänderung während der Weichselvereisung ergibt sich nun zwangsläufig unter Heranziehung von Beobachtungstatsachen aus neueren Arbeiten (BECKSMANN 1935). Hiernach findet diese Deutung eine Stütze auf Grund vergleichender Betrachtung der Formen und Fazies der Glazialablagerungen von Spitzbergen und Island, die uns durch die Arbeiten von K. GRIPP und E. TODTMANN ermöglicht ist, sowie durch Heranziehung der Säugetierfaunen der Moustérien und Magdalénien (DUBOIS und STEHLIN 1933) und endlich durch die Untersuchungsergebnisse von JESSEN und MILTHERS (1928) über junginterglaziale Moore Dänemarks. BEURLEN (1935) kommt auf Grund allgemeinerer Erwägungen zu dem Schluß, daß das Klima von Weichsel I nicht unbedingt dem von Weichsel II gleichzusetzen ist, vielmehr muß das Klima der beiden Vorstöße jeweils einen „Eigencharakter“ gezeigt haben.

b. Die ungleiche Bedeutung des Schmelzwasserphänomens in Weichsel I und Weichsel II.

Die WOLDSTEDT'schen Ausführungen über die verschiedene Wirkung der Schmelzwässer in den Eisrandgebieten von Weichsel I und II lassen eine zweifache Deutung zu. Während WOLDSTEDT selbst in der ungleichen Dauer der Lage des Eisrandes die Ursache für diese Verhältnisse sieht, ist es aber durchaus denkbar, daß auch ein Wechsel der Schmelzwasserproduktion in der Zeiteinheit als Folge einer Klimaänderung diese Wirkung hervorrufen kann.

Eine rein theoretische Betrachtung beider Auffassungen, die sich nur auf die Sanderbildung beziehen soll, führt zu dem Ergebnis, daß Schmelzwässer mit einer gleichen Transportkraft, die durch übereinstimmende Produktionsmengen in der Zeiteinheit und gleiches Gefälle des Aufschüttungsgeländes bedingt ist, Sander aufschütten, die in ihrer Flächenausdehnung und ihrer petrographischen Zusammensetzung größte Aehnlichkeit aufweisen müssen. Ein Unterschied in der Aufschüttungsdauer kann unter diesen Voraussetzungen nur in der Mächtigkeit der Sander zum Ausdruck kommen und nur verhältnismäßig wenig in der Größenordnung der Fläche.

Eine Verminderung der Transportkraft der Schmelzwässer dagegen, hervorgerufen durch eine geringere Schmelzwasserproduktion in der Zeiteinheit, bedeutet eine Abnahme der Flächenausdehnung der Sander und in ihrer petrographischen Zusammensetzung auch eine Abnahme der Korngröße des Aufschüttungsmaterials. Ein Maß für die Dauer der Aufschüttung auch dieser kleineren Sander ist wiederum nur ihre Mächtigkeit. Es ergibt sich also, daß die flächenhafte Ausdehnung eines Sanders in Verbindung mit der petrographischen Zusammensetzung über die Schmelzwasserproduktion in der Zeiteinheit Aufschluß geben kann, daß dagegen die Dauer der Aufschüttung nur in der Mächtigkeit der Sander ihren Ausdruck findet.

Formen und Ausbildung der letzteiszeitlichen Ablagerungen Angelns geben nun auch die Möglichkeit, neue Gesichtspunkte zu dieser Frage beizutragen. Die großen Sanderkegel im Westen der Landschaft Angeln (Schema I), die in Weichsel I aufgeschüttet worden sind, sprechen in ihrer Mächtigkeit für eine längere Aufschüttungsdauer, in ihrer Flächenausdehnung und petrographischen Zusammensetzung aber außerdem für eine sehr große Schmelz-

wasserproduktion in der Zeiteinheit; denn nur große Wassermengen sind infolge ihrer starken Transportkraft imstande, größtes Geröll (Flensburg Weiche, Oeversee, Schuby) aufzuschütten und ausgedehnte Schotterfelder (Gottrupel, Weding, Jägerkrug) in größerer Entfernung vom Eisrande zu bilden und endlich noch grobe Kiese und Sande kilometerweit nach dem Westen fortzuführen. Erst am Westende der schleswigschen Sander ist nach WOLDSTEDT (1928) das Material so fein, daß es zu Dünenbildungen kommen konnte.

Die an Flächenausdehnung den Sandern von Weichsel I bedeutend nachstehenden Weichsel II-Sander (Schema III) (Kauslund, Holming-Havetoft, Klein-Solt) sind zum größten Teil durch Umlagerung von Schmelzwasserabsätzen entstanden und zeigen schon in ihrem Aufschüttungszentrum nur feineres Material, teilweise so fein, daß schon hier Dünen gebildet werden konnten (Holming, Havetoft und Klein-Solt) (Bild 6 und 7). Schmelzwässer mit der gleichen Transportkraft wie in Weichsel I würden Sander von einer derartigen petrographischen Zusammensetzung unmittelbar vor dem Eisrande nicht entstehen lassen, vielmehr müßte ein Abtransport des feinen Materials in größere Entfernungen vom Eisrande zu beobachten sein (Schema II).

Nach den dargelegten Verhältnissen muß also die Transportkraft der Schmelzwässer, die durch eine geringere Schmelzwasserproduktion in der

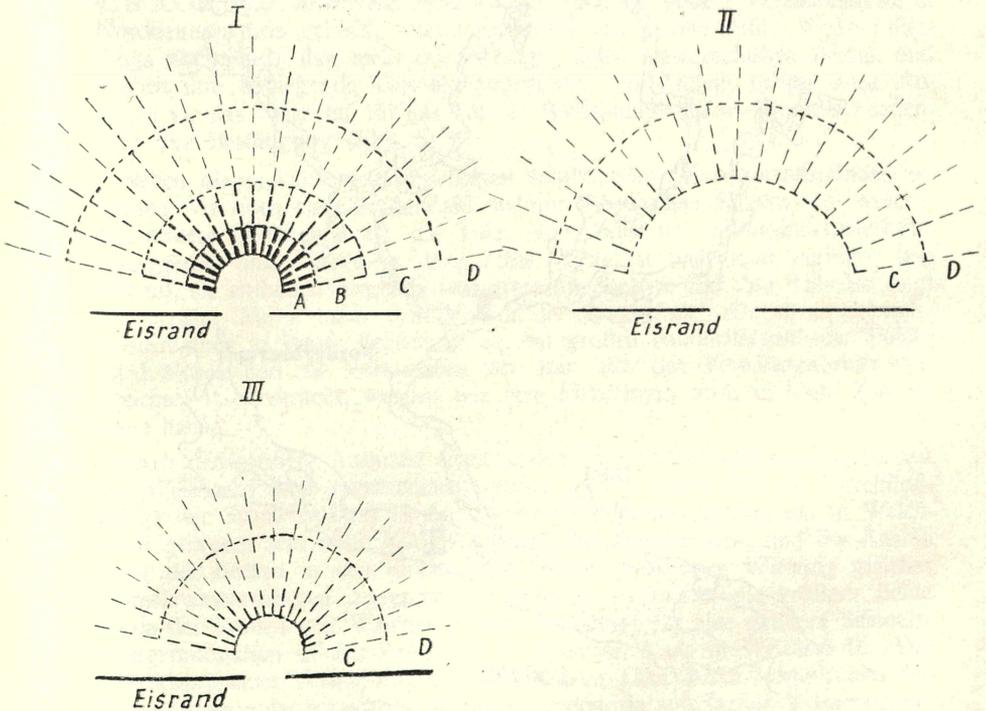


Abb. 4. Schematische Darstellung verschiedener Sandertypen.

Zeiteinheit bedingt ist, in Weichsel II bedeutend geringer gewesen sein als in Weichsel I; denn der Unterschied in den Gefällsverhältnissen kann diesen Einfluß allein nicht ausgeübt haben, da er verhältnismäßig gering ist (Abbildung 4).

Schema 1 stellt den Sandertyp der Weichsel I-Vereisung dar, Schema 2 den von Weichsel II, der nach seiner petrographischen Zusammensetzung und Flächenausdehnung bei den Schmelzwasserverhältnissen von Weichsel I entstehen müßte und Schema 3 den, wie er in Weichsel II tatsächlich gebildet worden ist. Die Abnahme der Korngröße des Aufschüttungsmaterials ist durch die ungleiche Stärke der Striche und die veränderte Lage ähnlicher Zonen durch die Buchstaben zum Ausdruck gebracht.

Ob diese aus den morphologisch-petrographischen Verhältnissen der Sander Angelns abgeleiteten Ueberlegungen gestützt werden können durch gleiche oder ähnliche Verhältnisse in den übrigen Sandergebieten der entsprechenden Zeit, ließ sich an Hand der Literatur nicht nachprüfen, da vergleichende Untersuchungen bis auf WOLDSTEDT (1923) fehlen.

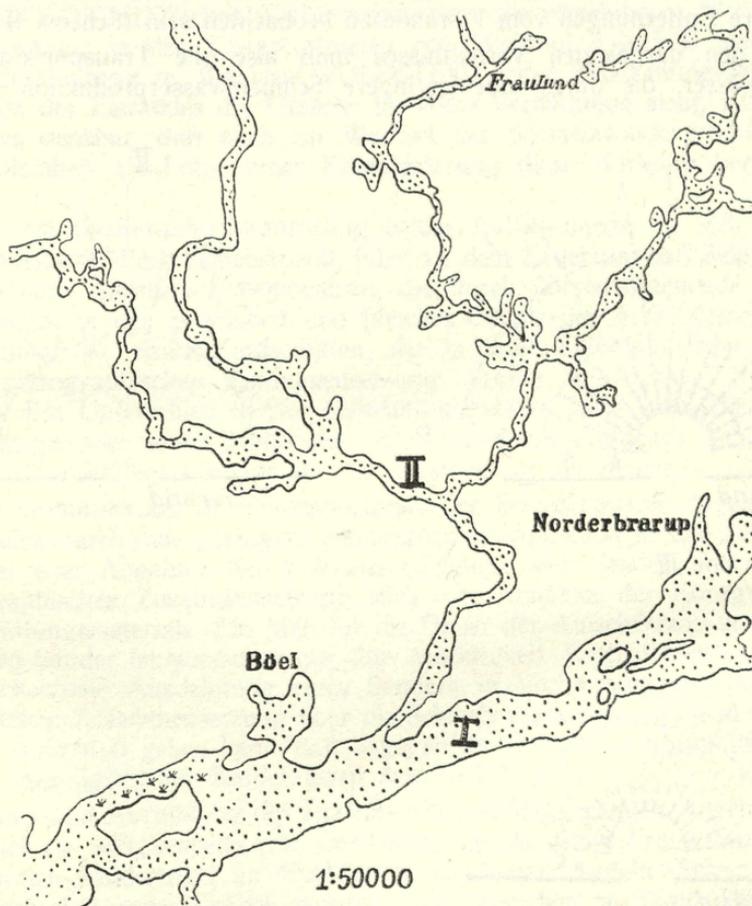


Abb. 5. Subglaziale Schmelzwasserrinnen aus Weichsel I und Weichsel II.

Die Annahme, daß die Schmelzwasserproduktion in der Zeiteinheit in Weichsel I bedeutend stärker gewesen sein muß als in Weichsel II, findet nun eine Stütze in einem Vergleich der subglazialen Schmelzwasserrinnen. Auf den genetischen Zusammenhang zwischen den großen Sanderkegeln und den subglazialen Schmelzwasserrinnen der Weichsel I-Vereisung ist in neueren glazial-morphologischen Arbeiten schon mehrfach hingewiesen worden. WOLDSTEDT (1921) zeigt diese Tatsache besonders eindrucksvoll für die Jungmoränenlandschaft im westlichen Grenzgebiet des Ostseebeckens. Diese Beziehung ermöglicht uns, die subglazialen Schmelzwasserrinnen von Weichsel I auch als solche zu erkennen. Obgleich manche dieser Rinnen sich weit rückwärts in das Vereisungsgebiet von Weichsel II erstrecken, müssen sie aber doch Weichsel I zugerechnet werden, da sie entweder unmittelbar ihre Beziehung zu einem Sanderkegel dieser Zeit erkennen lassen oder aber einem Rinnensystem zugehören, dessen Schmelzwässer in Weichsel I einen Sander aufschütteten. Ihre Umgestaltung infolge einer Erweiterung, Abspernung oder Zerteilung, wie sie in Angeln im Tal der Wellspanger-Au, dem Treenetal und dem Uelsbyer-Tal zu beobachten ist, beweist schließlich nur, daß die Rinnen in einem früheren Stadium als Weichsel II schon vorhanden gewesen sein müssen, da sie nachweislich im jüngeren Stadium der Weichselvereisung erst ihre Umbildung erhalten haben. Als besondere Kennzeichen dieser Weichsel I-Rinnen werden von mehreren Autoren (WOLDSTEDT 1925, v. BÜLOW 1927, KÖRNKE 1930 u.a.m.), auch für andere Vereisungsgebiete Norddeutschlands geltend, übereinstimmend ihre große lichte Weite (allerdings wechselnd), ihre mehr oder weniger tiefen wassererfüllten Becken und endlich ihre tiefliegende Talsohle angegeben. In Angeln finden diese Angaben für das Treenetal, für das Tal der Wellspanger-Au und für die Fördentäler ihre Bestätigung (Abb. 5).

Neben diesen kurz gekennzeichneten subglazialen Schmelzwasserrinnen erkennen wir noch eine große Zahl anderer subglazialer Rinnen, die wesentlich anders gestaltet sind: die Täler von Saustrup, Mohrkirch-Osterholz, Scheggerott und Torsballig. Ihre lichte Weite ist bedeutend geringer (bis 100 m), sie enthalten nirgends wassererfüllte Becken und ihre Talsohle liegt nur wenige Meter unter dem Niveau der Landschaft. Da diese Schmelzwasserrinnen in keiner Beziehung zu den großen Sanderflächen von Weichsel I stehen und ihr Vorkommen sich nur auf das Vereisungsgebiet von Weichsel II beschränkt, werden wir ihre Entstehung auch in diese Zeit zu legen haben.

Nach den größere Ausmaße erreichenden Formen der subglazialen Rinnen von Weichsel I muß angenommen werden, daß in dieser Zeit die Durchflußmenge der Schmelzwässer in der Zeiteinheit erheblich größer als in Weichsel II gewesen sein muß. Könnte die stärkere Tiefenerosion und die Ausbildung der Becken in den Rinnen einer länger dauernden Wirkung gleicher Schmelzwassermengen zugeschrieben werden, so spricht die größere lichte Weite der Rinnen von Weichsel I aber unbedingt für eine größere Schmelzwasserproduktion in der Zeiteinheit in Weichsel I als in Weichsel II. Die Möglichkeit einer Verbreitung der subglazialen Täler durch Mäandrieren des Flusses kann unberücksichtigt gelassen werden, da subglaziale Wasserströme den normalen Erosionsgesetzen nicht folgen.

Würden durch nähere Untersuchungen in anderen Gebieten der Weichselvereisung die angeführten Ueberlegungen zu gleichen Ergebnissen führen, so müßte z. B. das Vorkommen von Rinnenseen als wassererfüllten Becken in den Weichsel I-Rinnen für die Festlegung der inneren morphologischen Grenzlinie von Weichsel I ein wichtiges Argument darstellen. Andeutungen in der gleichen Richtung dieser Gedankengänge sind bereits von HURTIG (1935) und KÖRNKE (1930) gemacht worden. Während HURTIG schreibt, daß die Seenaufschürfung und die Sanderbildung im baltischen Höhenrückengebiet zur Zeit der Hauptausdehnung des baltischen Vorstoßes erfolgte und daß in der nördlichen Landschaft des Schippenbeiler Beckens (in Ostpreußen) die großartig ausgebauten Rinnensysteme und Sanderflächen fehlen, hebt KÖRNKE hervor, daß das Vorkommen von Seen sich immer als an den baltischen Höhenrücken geknüpft erweist.

c. Der ungleiche Verlauf des Eisrandes von Weichsel I und Weichsel II.

Führte ein Vergleich der Sander und der subglazialen Schmelzwasser-rinnen von Weichsel I und Weichsel II zu der Annahme, daß die Schmelzwasserproduktion in Weichsel I bedeutend stärker gewesen sein muß als in Weichsel II, so läßt die unterschiedliche Gestaltung des Eisrandverlaufs beider Zeiten auf ungleiche Eisverhältnisse schließen. In Angeln nimmt die äußere Eisgrenze von Weichsel I einen fast geradlinigen Verlauf. Bei Weichsel II dagegen lassen die zahlreich auftretenden Stauchmoränenbögen nach ihrer Lage und Form erkennen, daß der Eisrand in verschiedene Loben aufgliedert gewesen sein muß und daß teils größere (Fördenbecken), teils kleinere (Frörup) Eiszungen mehr oder weniger weit nach dem Westen vorstießen. Auch in den übrigen norddeutschen Vereisungsgebieten sind ähnliche Verhältnisse festzustellen. Neuere Arbeiten (BEURLIN 1933, HURTIG 1935, KÖRNKE 1930) zeigen die Schwierigkeiten, die einer Eingliederung der zahlreichen kleineren Moränenbögen von Weichsel II zu einheitlichen Eisrandlagen entgegenstehen. Die Feststellungen HURTIGS für das Gebiet des Spirdingsees und des Schippenbeiler Beckens, daß es auf weite Strecken nicht möglich ist, genetisch zusammenhängende Endmoränenstücke zu erkennen, dürfen wohl für die meisten Gebiete des Weichsel II-Stadiums Gültigkeit haben. Aus Lage und Form der einzelnen Moränenbögen von Weichsel II ist deutlich ersichtlich, daß das Eis bei den wiederholten Vorstößen in Loben- oder Zungenform sich bindend an die vorhandenen Oberflächenformen der Landschaft gehalten hat (HESEMANN 1932), während in Weichsel I dieser Zusammenhang nicht zu erkennen ist; hier ist das Eis in geschlossener Front vorgerückt. Nur ein Unterschied in der Eismächtigkeit läßt diese ungleiche Gestaltung des Eisrandes erklären; denn eine dünne Eisdecke zeigt die Abhängigkeit des Eisfließens von den Oberflächenformen, während eine starke Eisdecke gleichmäßig überdeckt (BECKSMANN 1931).

d. Der ungleiche Eisantrieb von Weichsel I und Weichsel II.

Aus der viel größeren lichten Weite der subglazialen Schmelzwasserkanäle von Weichsel I wurde oben eine größere Durchflußmenge in der Zeiteinheit gefolgert. Setzt man damit die aus der größeren Geschlossenheit des Eisrandes von Weichsel I abzuleitende stärkere Eismächtigkeit in Beziehung, so

ergibt sich daraus logisch für Weichsel I ein sehr viel stärkerer jährlicher Eisnachschub als für Weichsel II, dessen Eis erstens dünner war und zweitens, wie aus der vorwaltenden Geschiebemergel-Fazies der Grundmoräne hervorgeht, in seinen Außenzonen überwiegend als Toteis liegen blieb. Die unterschiedliche Eislieferung wiederum ist direkt abhängig von entsprechend unterschiedlicher Eisproduktion im Nährgebiet.

e. Die klimatischen Verhältnisse von Weichsel I und Weichsel II.

Mit dieser Ueberlegung nähern wir uns der Grundursache für die Verschiedenheit der morphologisch-petrographischen Verhältnisse in Weichsel I und Weichsel II: dem Klima. Nur mit der Annahme einer verschiedenen Ausprägung des Glazialklimas in den beiden Stadien, ist eine Deutung der dargelegten Untersuchungsergebnisse möglich. Werden alle Befunde nach der klimatischen Seite ausgewertet, so führen sie zu dem Schluß, daß das Klima von Weichsel II trockener und kälter gewesen sein muß als das von Weichsel I, das demgegenüber als feucht-kühl zu bezeichnen wäre. Spricht schon die größere Schmelzwasserproduktion in der Zeiteinheit für relativ höhere Temperaturen in Weichsel I, so lassen die größere Eismächtigkeit und der stärkere Eisnachschub in der gleichen Zeit auch auf größere Niederschlagsmengen und damit größere Luftfeuchtigkeit schließen. Die Tatsache, daß Toteis in Weichsel II trotz der geringen Mächtigkeit der Eisdecke eine so große Rolle gespielt hat (v. BÜLOW, WOLDSTEDT), d. h. daß mehr oder weniger große Eisloben längere Zeit vor dem jeweiligen Rand des lebenden Eises sich erhalten konnten, kann nur besagen, daß die jährliche Wärmemenge nicht sehr groß gewesen sein kann, so gering jedenfalls, daß der Eisrand weiter draußen hätte liegen können, wenn der Eisnachschub stärker gewesen wäre. Die geringe Luftfeuchtigkeit von Weichsel II, die ihren Ausdruck in der schwachen Ernährung des Eises findet, läßt aber auch die Möglichkeit offen, daß ein nicht unbeträchtlicher Teil der Eismassen im Randgebiet des Inlandeises durch Verdunstung der Schmelzwässer (BEURLÉN 1935) aufgezehrt werden kann, wodurch das Vorkommen der großen einheitlichen Geschiebemergeldecke mit dem fast völligen Fehlen der zerspülenden Wirkung der Schmelzwässer noch mehr verständlich wird. Daß eine starke Verdunstung zugleich eine Erniedrigung der Temperatur zufolge hat, sei hier nur erwähnt. Demgegenüber läßt die Moränenfazies von Weichsel I (stark ausgespült) auf ein niederschlagsreiches Klima schließen. Daß ein solches bestanden haben muß, ist neben den schon erwähnten morphologisch-petrographischen Verhältnissen auch aus den wertvollen und gründlichen Untersuchungen von JESSEN und MILTHERS (1928) zu folgern. Stellt man nämlich mit BECKSMANN (1931) den unteren Teil des Interglazials vom Hering-Typ ins Warthe-Weichsel-Interglazial, den oberen Teil (über der subarktischen Zone, die Weichsel I vertritt) in das Weichsel I-Weichsel II-Interstadial, dann geht daraus hervor, daß das Klima am Ende des Rib-Würm-Interglazials feuchter wurde, wie sich aus der um diese Zeit in Jütland fast überall einsetzenden erneuten Versumpfung der vorher vollständig verlandeten Becken und aus dem Anhalten dieses Zustandes während der Weichsel I-Zeit hervor- geht. Zu dem gleichen Ergebnis führen die eingehenden Untersuchungen der Säugerfauna der letzten Eiszeit durch STEHLIN (Dubois u. Stehlin 1933).

Eine Auswertung dieser Untersuchungen mit Bezug auf die hier zur Behandlung stehende Frage gibt BEURLIN in seiner Abhandlung über das Klima des Diluviums (1935).

Die Auswertung des Befundes der vorliegenden Spezialuntersuchungen einer Jungmoränenlandschaft bestätigt somit die von E. BECKSMANN (1931 und 1935) ausgesprochene Vermutung, daß während der Weichselvereisung ein Wechsel vom feucht-kühlen Weichsel I- zum trocken-kalten Weichsel II-Klima eingetreten ist.

Anhang: Die Sand-, Kies- und Block-Lagerstätten in Angeln.

Die diluvialgeologische Untersuchung Angelns und die daraus sich ergebende Deutung der Entstehung der jungeiszeitlichen Ablagerungen gestattet zugleich auch Aussagen über Vorkommen abbauwürdiger Sand-, Kies- und Block-Lagerstätten in den nicht durch Aufschlüsse erschlossenen Teilen der Landschaft. Es handelt sich dabei um Material, das für Straßenbau und sonstige Bauzwecke teils in seiner ursprünglichen Form, teils in Brüchen zu Splitt verarbeitet, unentbehrlich ist. Die geologische Untersuchung vermag, entweder allein oder durch einige wenige Aufschlußbohrungen unterstützt, von vornherein die Gebiete auszuscheiden, in denen jede eingehendere Untersuchung durch ein dichtes Bohrungsnetz oder gar ohne diese Voruntersuchung sofort jede größere Aufschließung nicht lohnend bzw. aussichtslos ist. Wie die Aussichten auf Lagerstätten von Glazialschutt in den einzelnen Gebieten der Landschaft Angeln zu beurteilen sind, sollen die folgenden Ausführungen darlegen (Abb. 6).

Das westliche Gebiet der Landschaft Angeln, das zum größten Teil von den Wurzelfeldern der großen Kegelsander und der Endmoränenzone von Weichsel I eingenommen wird, läßt nach seiner Entstehung eine starke Anhäufung von groben Schottern und Blockpackungen erwarten, da die umfangreiche Schmelzwasserproduktion eine wirksame Ausspülung des glazialen Schuttes und damit einen Abtransport der feinen Kiese und Sande zur Folge hatte. Die hier so zahlreich vorhandenen Aufschlüsse zeigen das fast ausnahmslos. Daß die allerdings nur in geringer Zahl vorhandenen Aufschüttungsendmoränen eine besonders starke Anhäufung von grobem Moränenschutt enthalten (bei Arenholz und Jarplund nach Aussagen der Schachtmeister bis 80 % Steine), entspricht ihrer Entstehung. Verständlich ist aber auch, daß bei dem heutigen großen Bedarf an Baumaterialien aller Art die verkehrsgünstig gelegenen Gesteinslagerstätten fast alle ausgebeutet, zum mindesten aber aufgeschlossen und dem Abbau zugeführt sind. Die die Täler abdämmenden Stauchmoränen (Frörup) im Gebiete der westlichen Endmoränenzone enthalten, wie zu erwarten, neben dem groben Gesteinsmaterial mehr oder weniger mächtige Lager von Kiesen und Sanden, welche die Gewinnung der wertvollen Gesteinsblöcke bedeutend erschweren, so daß hier nur der maschinelle Abbau zu lohnenden Erträgen führt. Noch ungünstiger in dieser Beziehung liegen die Verhältnisse in den größeren Stauchmoränen (Klein-Wolstrup, Munkwolstrup, Süder-Schmedeby), weil sie außer dem erwähnten Material mehr oder weniger mächtige Lager von Grundmoräne enthalten. Diese Erscheinung ist verständ-

lich, weil die Moränenbögen von einem Eislobus aufgestaucht worden sind, der aus dem Gebiet der jüngsten Grundmoränenlandschaft von neuem vorgestoßen ist. Da somit ein starker Wechsel in der petrographischen Zusammensetzung des Materials in diesen Endmoränenbögen erwartet werden muß,

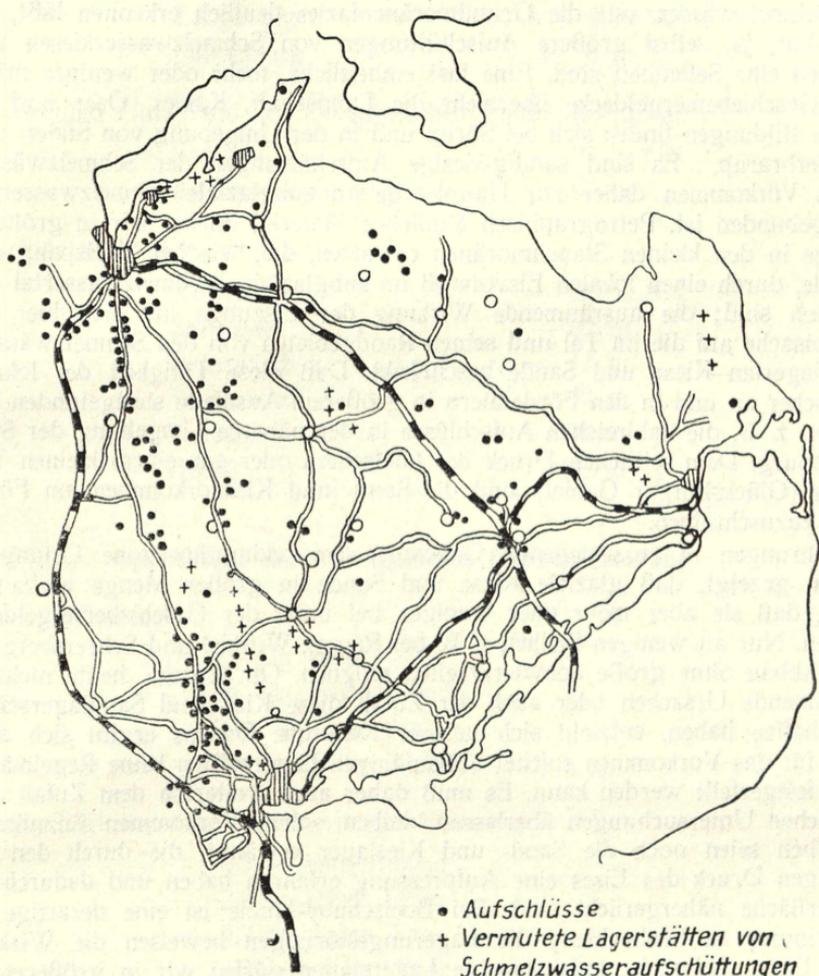


Abb. 6. Lagerstätten von Schmelzwasseraufschüttungen in Angeln.

kann wiederum nur ein groß angelegter Abbau, der mit erheblichen Abraummengen zu kämpfen haben wird, allenfalls bis zu einem gewissen Grade lohnend sein. Es unterliegt aber keinem Zweifel, daß in diesen Moränenbögen hier und da auch ausgedehntere Blockpackungen vorhanden sind, und zwar mit größerer Wahrscheinlichkeit in den westlichen Gebieten, weil das hier zusammengestauchte Material zum mindesten größtenteils der Endmoränenzone entstammt. Die Beschaffung von Kiesen, Sanden und Schottern bietet in der

westlichen Grenzzone der Landschaft Angeln keine besonderen Schwierigkeiten, da sie naturgemäß fast überall vorhanden sind.

Im Gebiete der jungen Grundmoränenlandschaft von Mittel- und Ostangeln liegen die Verhältnisse wesentlich anders. Ausgedehnte Blockpackungen fehlen oberflächlich fast vollkommen, da eine stark ausspülende Wirkung der Schmelzwässer, wie die Grundmoränenfazies deutlich erkennen läßt, gefehlt hat, ja, selbst größere Aufschüttungen von Schmelzwasserkiesen und -sandem eine Seltenheit sind. Eine fast einheitliche, mehr oder weniger mächtige Geschiebemergeldecke überzieht die Landschaft. Kames, Oser und osartige Bildungen finden sich bei Sörup und in der Umgebung von Süder- und Norderbrarup. Es sind sandig-kiesige Aufschüttungen der Schmelzwässer, deren Vorkommen daher zur Hauptsache an subglaziale Schmelzwasserrinnen gebunden ist. Petrographisch ähnliches Material dürfen wir in größerer Menge in den kleinen Stauchmoränen erwarten, die, wie bei Wellspang und Seende, durch einen lokalen Eisvorstoß im subglazialen Schmelzwassertal entstanden sind; die ausräumende Wirkung der Eiszunge hat sich hier zur Hauptsache auf die im Tal und seinen Randgebieten von den Schmelzwässern abgelagerten Kiese und Sande beschränkt. Daß diese Tätigkeit der lokalen Gletscher an und in den Fördetälern in größerem Ausmaße stattgefunden hat, zeigen z. B. die zahlreichen Aufschlüsse in der näheren Umgebung der Stadt Flensburg. Dem seitlichen Druck des Gletschers oder gar einem kleinen Teillobus (Glücksburger Gebiet) sind die Sand- und Kiesvorkommen am Fördeufer zuzuschreiben.

Bohrungen in verschiedenen Gegenden der Endmoränenzone Ostangelns haben gezeigt, daß glaziale Kiese und Sande in großer Menge vorhanden sind, daß sie aber mehr oder weniger tief unter der Geschiebemergeldecke liegen. Nur an wenigen Stellen, z. B. bei Rügge, Wittkiel und Scheersberg, ist ein Abbau ohne große Schwierigkeiten möglich. Ob örtliche, heute nicht zu erkennende Ursachen oder auch der Zufall diese Kies- und Sandlagerstätten geschaffen haben, entzieht sich unserer Kenntnis. Daraus ergibt sich aber, daß für das Vorkommen solcher abbaufähigen Lagerstätten keine Regelmäßigkeit festgestellt werden kann. Es muß daher auch weiterhin dem Zufall oder örtlichen Untersuchungen überlassen bleiben, solche Vorkommen aufzufinden. Endlich seien noch die Sand- und Kieslager erwähnt, die durch den einseitigen Druck des Eises eine Aufpressung erfahren haben und dadurch der Oberfläche nähergerückt sind. Bei Boelschuby-Mühle ist eine derartige Erscheinung zu beobachten; die Lagerungsstörungen beweisen die Wirkung des Eises. Aehnliche aufgestauchte Lagerstätten dürfen wir in größerer Erstreckung im östlichen Gebiet der Landschaft Angeln in den Höhenrücken zwischen Nieby und Buckhagen erwarten.

Herrn Dozenten Dr. E. Becksmann-Heidelberg, auf dessen Anregung die vorliegende Dissertation zurückgeht, bin ich für sein stets förderndes Interesse, Herrn Prof. Dr. Beurlen-Kiel für Hinweise bei der Ausarbeitung zu Dank verpflichtet.

Bohrungen.

I. Lage der Oberfläche des Tertiärs:

a) Ostangelsche Endmoränenzone:

Langballig	— 9 m NN
Glücksburg	± 0 m „

b) Vor- und Hinterland der Ostangelschen Endmoränenzone:

Kappeln	— 21 m NN
Beveroe b. Gelting	— 97 m „

Tertiär noch nicht erreicht bei:

Satrup	— 30 m NN
Südensee	— 32 m „
Rabenkirchen	— 11 m „
Wippendorf	— 39 m „
Sterup	— 35 m „
Holnis	— 115 m „

II. Aufbau der Ostangelschen Endmoränenzone.

Sörup, Bahnhof:

0 — 13	m Lehm
— 16	m grober Sand
— 20,5	m feiner Sand
— 23	m grober, scharfer Sand

Sörup, Schule, dicht bei der vorigen Bohrung:

0 — 0,5	m Mutterboden
— 2,3	m gelber Lehm
— 9,2	m blauer Ton
— 14,7	m grauer Mergel
— 20	m grober, grauer Sand

Scheersberg:

0 — 23,6	m gelblich-grauer Feinsand mit etwas Mittelsand
— 30,2	m dgl. mit etwas mehr Mittelsand
— 33,55	m graugelber, lockerer Staubsand bis Feinsand
— 54,7	m gelbgrauer Feinsand
— 55,7	m gelbgrauer, etwas rostfleckiger, feinsandiger Tonmergel

Ringsberg:

- 0 — 2 m lehmiger Sand
- 16 m Lehm und Mergel
- 22 m feiner Sand
- 22,7 m Mergel
- 25,5 m sehr feiner Wassersand
- 27,9 m sehr guter Wassersand

Munkbrarup; Turnhalle:

- 0 — 4,8 m gelber Sand
- 7,3 m brauner Sand
- 15,6 m Mergel
- 17,8 m feiner dunkler Sand
- 23,2 m blauer Ton
- 27 m grober, heller Sand

Bönstrup:

- 0 — 15 m Mutterboden und Lehm
- 15,75 m Lehm und Kies
- 18 m grober Kies
- 20,9 m Lehm und Kies
- 25,5 m roter Kies
- 27,5 m Lehm und Kies
- 29,5 m weicher Ton
- 33,7 m grauer Ton
- 39 m grauer Sand
- 47 m brauner Sand
- 49 m grauer Sand
- 50,5 m brauner Sand
- 54,5 m grauer Sand

Die Bohrprofile verdanke ich dem Bohrrarchiv der Landesbrandkasse Kiel,
Abtlg. Wasserversorgung.

Angeführte Literatur.

- BECKSMANN, E. (1931): Fossile Brodelböden im Profil des Roten Kliffs (Sylt) und damit zusammenhängende diluvialgeologische Fragen. — N. Jahrb. f. Min. Bd. 66. Abt. B. 1931.
- , — (1935): Glazialklima und Diluvialmorphologie. — Ztschr. d. Dtsch. Geol. Ges. Bd. 87, 1935.
- , — (1937): Die Gliederung des Eiszeitalters und die geologische Datierung der paläolithischen Perioden. — Offa, Ber. u. Mitt. d. Mus. vorgesch. Altert. Kiel. Bd. 1, 1937.
- BEURLEN, K. (1933): Der Rückzug des diluvialen Inlandeises aus Norddeutschland. — Ztschr. f. Gletscherk. Bd. 21, 1933.
- , — (1935): Das Klima des Diluviums. — Ztschr. f. d. ges. Naturw. Bd. 1, 1935.
- v. BÜLOW, K. (1927): Die Rolle der Toteisbildung beim letzten Eisrückgang in Norddeutschland. — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 79. Berlin 1927.
- DUBOIS, A. u. H. G. STEHLIN (1933): La grotte de Cotencher, station moustérienne. — Mém. soc. paléont. Suisse. Bd. 52/53, Basel 1933.
- EGGERS, W. (1934): Die Oberflächenformen der jungeszeitlichen Landschaft im südlichen Schleswig und nördlichen Holstein. — Veröff. d. Schlesw.-Holst. Univ.-Ges. Bd. 42, Breslau 1934.
- GOTTSCHKE, C. (1897): Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. I. Teil. Die Endmoräne. — Mitt. Geogr. Ges. Hamburg XIII. 1897.
- GRIPP, K. (1924): Ueber die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Nordwest-Deutschland. — Mitt. d. Geogr. Ges. Hamburg. Bd. 36, 1924.
- , — (1929): Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergenexpedition 1927. — Abh. d. natw. Ver. Hamburg. Bd. 22, 1929.
- , — (1930): Gletscher und Bodenfrosts, rezent und diluvial. — Geol. Rundsch. Bd. 21, 1930.
- , — (1932): Die verschiedenen Arten von Endmoränen vor dem Grönländischen Inlandeise. — Ztschr. d. Dtsch. Geol. Ges. Bd. 84, 1932.
- HARDER, P. (1908): En østjyds Israndslinje og dens Indflydelse paa Vandløbene. — Danm. geol. Unders. II. Raekke, Nr. 19. Kopenhagen 1908.
- HESEMANN, J. (1933): Zur Geschiebeführung und Geologie des Odergletschers. — Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1932.
- HURTIG, Th. (1935): Das Spirdingsee-Gebiet und das Schippenbeiler Becken. — Schriften der Phys. ökon. Gesellschaft, Königsberg, 68. Band. Heft 3/4. 1935.
- JESSEN, K. u. V. MILTHERS (1928): Stratigraphical and palaeontological studies of interglacial freshwater-deposits in Jutland and Northwest Germany. — Danm. geol. Unders. II. Raekke, Nr. 48. Kopenhagen 1928.
- KÖRNKE, B. (1930): Geol. Untersuchungen über die hydrographische Entwicklung im nördl. Ostpreußen. — Abhandl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. H. 127. Berlin. 1930.
- KRAUS, E. (1924): Die Quartärtektonik Ostpreußens. — Jahrb. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1924, 45, Berlin 1925.

MADSEN, V. (1928): Uebersicht über die Geologie von Dänemark. — Danm. geol. Unders. V. Raekke, Nr. 4. Kopenhagen 1928.

MARTENS, P. (1927): Morphologie der Schleswig-Holsteinischen Ostseeküste. — Veröff. d. Schlesw.-Holst. Univ.-Ges. Bd. 7. Breslau 1927.

STRUCK, R. (1909): Uebersicht über die geologischen Verhältnisse Schleswig-Holsteins. — Festschr. z. 17. Dtsch. Geogr.-Tag Lübeck 1909.

—, — (1932): Die Oberflächenformen Schleswig-Holsteins und ihre Entstehung. — Lübeck 1932.

TODTMANN, E. (1932): Endmoränenbildungen in Spitzbergen und ihre Bedeutung für die Formen der diluvialen Endmoränen. — Jahrb. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. 1932.

—, — (1936): Einige Ergebnisse von glazialgeologischen Untersuchungen am Südrand des Vatna-Yökull aus Island (1931 u. 1934). — Ztschr. d. Dtsch. Geol. Ges. Bd. 88, 1936.

WOLDSTEDT, P. (1913): Beiträge zur Morphologie von Nordschleswig. — Diss. Göttingen 1913.

—, — (1923): Studien an Rinnen und Sanderflächen in Norddeutschland. — Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1921, Bd. 42, 1923.

—, — (1925): Die „Aeußere“ und die „Innere“ Baltische Endmoräne in der westlichen Umrandung der Ostsee. — Centralbl. f. Min. Abt. B. 1925.

WOLFF, W. (1912): Geologisch-agronomische Karte der Umgebung von Flensburg. Berlin 1912.

—, — (1916): Ueber einen Os bei Süderbrarup. — Ztschr. d. Dtsch. Geol. Ges. Bd. 68, 1916.

—, — (1919): Geologisch-bodenkundliche Karte der westlichen Umgebung von Kappeln. Berlin 1919.



Bild 1. Aufschluß im Wurzelfeld des Flensburger Sanders (S. 389).



Bild 2. Düne am Nordufer des Treßsees (S. 401).

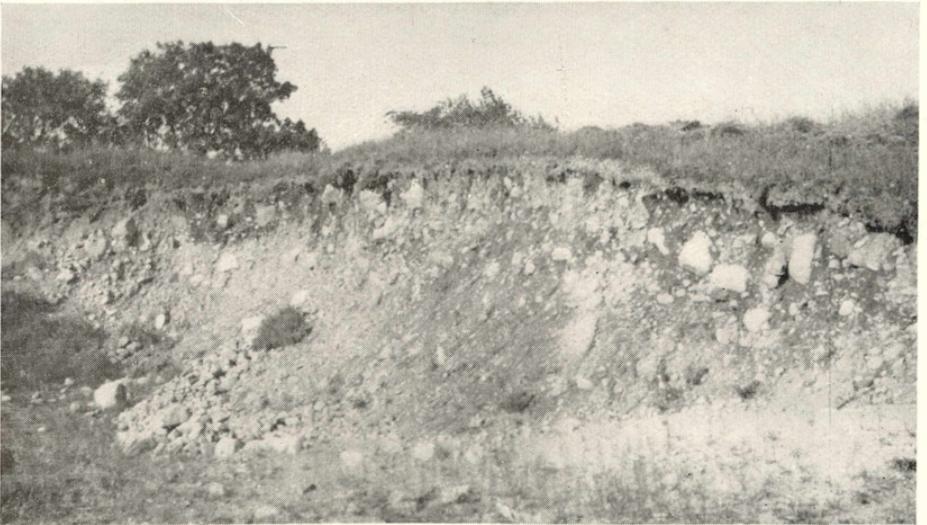


Bild 3. Aufschüttungsendmoräne bei Lürschau (S. 405).



Bild 4. Das in ein Zungenbecken umgestaltete Tal der Wellspanger Au bei Wellspang (S. 418).



Bild 5. Aufschluß in der Stauchmoräne bei Wellspang (S. 418).



Bild 6. Feinstes Aufschüttungsmaterial im Wurzelfeld des Sanders von Klein-Solt (S. 437).

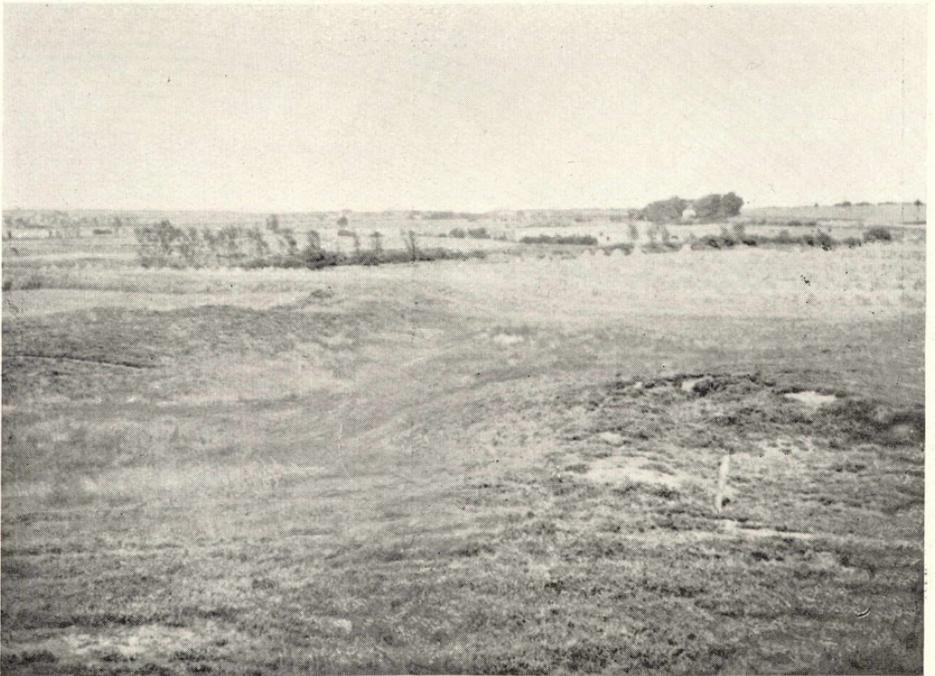


Bild 7. Der Sander von Klein-Solt. Im Vordergrund Dünenbildung (S. 437).





Geologisch-morphologische Kartenskizze von Angeln (1 : 200 000).