

330 60

Biblioteka Politechniki Krakowskiej



100000299605

2385

DIE URSACHEN
DER
OBERFLÄCHENGESTALTUNG
DES
NORDDEUTSCHEN FLACHLANDES.

VON

DR. phil. FELIX WAHNSCHAFFE,
KÖNIGL. LANDES GEOLOGE, PROFESSOR AN DER BERGAKADEMIE UND PRIVATDOZENT
AN DER UNIVERSITÄT BERLIN.

MIT 9 BEILAGEN UND 33 TEXTILLUSTRATIONEN.

Zweite völlig umgearbeitete und vermehrte Auflage.

Zugleich zweite Auflage von „Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde“
Band VI. Heft 1.



STUTTGART.

VERLAG VON J. ENGELHORN.

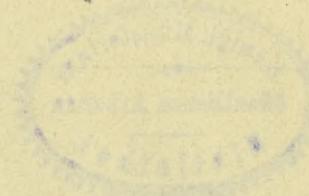
1901.

2385



117866

88/82 105.5



Druck der Union Deutsche Verlagsgesellschaft in Stuttgart.

Akz. Nr. 99 159

DEM ANDENKEN

DES HERRN GEHEIMEN OBERBERGRAT

DR. WILHELM HAUCHECORNE,

WEILAND DIREKTOR DER KÖNIGLICH PREUSSISCHEN GEOLOGISCHEN
LANDESANSTALT UND BERGAKADEMIE

IN DANKBARKEIT UND VEREHRUNG

GEWIDMET

VOM VERFASSER.

Inhalt.

	Seite
Einleitung	1
I. Die Beziehungen des Untergrundes der Quartärbildungen zur Oberfläche	5
1. Die Grundzüge des Gebirgsbaues der vorquartären Ablagerungen	8
2. Die Lage der Unterkante des Quartärs	17
3. Jüngere tektonische Schichtenstörungen	68
II. Die Oberflächengestaltung in ihren Beziehungen zur Eiszeit	78
1. Das Inlandeis und seine Wirkungen	80
A. Glacialschrammen und -schliffe	90
B. Schichtenstörungen durch Eisschub	104
2. Die Ablagerungen des Inlandeises	115
A. Moränen	115
a) Grundmoränen	115
b) Endmoränen	136
c) Kames (Grandkuppen)	160
B. Fluvio-glaciale Bildungen. Åsar (Grandrücken)	162
3. Die alten Stromthäler und ihre Versandung	175
4. Der Löß am Rande des norddeutschen Flachlandes	191
5. Die Seen	197
6. Die Gliederung der Glacialbildungen	214
III. Die Veränderungen der Oberfläche in postglacialer Zeit	240
1. Die Niederungen des Binnenlandes	240
2. Das Küstengebiet	249

Einleitung.

Wenn man, von Süden kommend, den Nordrand der mitteldeutschen Gebirge überschritten hat, gelangt man in ein ausgedehntes Flachland, welches nach Norden und Westen bis an die Küsten der Ost- und Nordsee sich erstreckt und nach Osten zu ganz unmerklich in das große russische Tiefland übergeht. Die Umrissform des norddeutschen Flachlandes ist bedingt durch die Streichrichtung der Mittelgebirge und durch den Verlauf der Küsten. Das ost-südost-west-nordwestliche Streichen der Sudeten, des Harzes, des Deisters und Wesergebirges, sowie der sich daran anschließenden Höhenzüge ist bestimmd für die Richtung und Begrenzung des Südrandes. Im Osten schiebt sich die schlesische Bucht zwischen den Sudeten und der oberschlesischen Platte weit nach Südosten vor. Eine zweite Bucht entsteht dadurch, daß das gewöhnliche Streichen des mitteldeutschen Gebirgsrandes durch das von Westsüdwest nach Ostnordost streichende System des Erzgebirges unterbrochen wird, welches drei parallele, nach Nordwest zu sich verflachende Falten bildet. In die hierdurch entstehende Lücke schiebt sich die sächsisch-thüringische Bucht ein. Im westlichsten Teile wird durch das Auslaufen der Ketten des Teutoburger Waldes abermals eine nach Nordwesten zu in unmittelbarem Zusammenhange mit den Niederungen Hollands stehende Bucht gebildet, die als westfälisches Tiefland bekannt ist.

Dadurch, daß die Nord- und Ostseeküste im allgemeinen mit der Hauptstreichungsrichtung des mitteldeutschen Gebirgsrandes nach Westen zu konvergiert, erhält das norddeutsche Flachland, wenn wir von der jütischen Halbinsel absehen, die nach Ost zu sich mehr und mehr verbreiternde Gestalt eines spitzen Dreiecks. Während die Entfernung von Minden bis zur Nordseeküste 24 deutsche Meilen ausmacht, beträgt sie von Liegnitz bis zur Ostsee 46 deutsche Meilen.

Wenn auch im norddeutschen Flachlande nirgends bedeutende Erhebungen vorhanden sind, so ist dasselbe doch keineswegs, wie dies früher in geographischen und geologischen Handbüchern meist geschehen, als eine Tiefebene zu bezeichnen. Jeder, der das norddeutsche Flachland nach verschiedenen Richtungen durchquert hat, wird die Beobachtung gemacht haben, daß dieses anscheinend so einförmige

Gebiet im einzelnen eine mannigfach gegliederte Oberflächengestalt besitzt und verschiedene sehr charakteristische Landschaftsformen aufweist.

An den Rand der mitteldeutschen Gebirge schließen sich zunächst das subsudetische, das Lausitzer, das sächsische, das subhercynische und das hannoversche Vorstufenland an, in welchen unter verhältnismäßig dünner diluvialer, häufig durch Löß gebildeter Bedeckung vielfach das ältere Gebirge hervortritt. Sodann folgt die Zone der südlichen Höhenrücken, welche durch die Trebnitzer Berge, die Katzenberge bei Glogau, das Niederlausitzer Hügelland, den Fläming und die Lüneburger Heide gebildet wird. Diese Höhenrücken sind durch die Thalzüge der von den Mittelgebirgen herabkommenden Flüsse, welche auf der Durchbruchsstrecke eine nördliche Richtung besitzen, voneinander getrennt. Was die Höhenverhältnisse betrifft, so erheben sich die Trebnitzer Höhen im Weinberge bis zu 311 m, die vom Oder- und Boberthale begrenzten Katzenberge bis zu 200 m, der zwischen Bober- und Neißethal gelegene Rückenberg bei Sorau bis zu 230 m. Hieran schließen sich die vom Spreethale durchbrochenen Höhen der Niederlausitz, welche bis zu 104 m ansteigen und an die sich der Fläming unmittelbar anlehnt. Die höchste Erhebung erreicht letzterer in seinem westlichen Teile, woselbst der Hagelsberg bei Belzig 201 m besitzt. Den steileren Abfall hat der Fläming auf der südlichen Seite, während er nach Norden und Westen zu sich allmählich abdacht und im Westen bis an die Niederung des Elbthales herantritt. Jenseits derselben schließen sich in ebenfalls nordwestlicher Erstreckung die Höhenrücken der Altmark und die Lüneburger Heide an, welche nördlich durch den Lauf der Elbe, südlich durch das Ohre- und Allerthal begrenzt werden. Während die Hellberge bei Gardelegen sich bis zu 160 m erheben, steigt die Lüneburger Heide in ihrem westlichen Teile in den Wilseder Bergen bis auf 171 m an. In der Zone der südlichen Höhenrücken treten mehrfach tertiäre Ablagerungen an die Oberfläche oder stehen in geringer Tiefe unter diluvialer Decke an. Dem ganzen Gebiete ist eine außerordentlich sandige Beschaffenheit eigen. Mit Geschiebemergel bedeckte Flächen treten sehr zurück, und ebenso ist der fast vollständige Mangel an Seen bemerkenswert.

Der mittlere Teil des norddeutschen Flachlandes stellt eine mannigfach zerschnittene Hochfläche dar, die von großen parallelen, sich jedoch in der Unterelbe miteinander vereinigenden Diluvialthälern (siehe Fig. 22) durchzogen wird. Durch die zahlreichen Vereinigungen und Durchbrüche dieser großen Thäler ist das Gebiet namentlich im westlichen Teile in zahlreiche kleinere Diluvialflächen zerstückelt. Die Mark Brandenburg, die Provinz Posen und das östlich angrenzende Polen liegen größtenteils in diesem Bereich. Während die breiten Thalniederungen mit Sanden und jüngeren Moorbildungen oder Schlickabsätzen erfüllt sind, wechseln auf den diluvialen Hochflächen sowohl sandige als auch mit Geschiebemergel bedeckte Gebiete miteinander ab.

Die zwischen den Thälern liegenden Hochflächen erreichen nur äußerst selten die Höhe von 150 m, durchschnittlich liegt ihre Erhebung in dem hierher gehörigen Teile der Mark Brandenburg zwischen 50—60 m, in Posen zwischen 80—100 m. Die Seen sind in diesem

Gebiete größtenteils auf die Thalniederungen beschränkt und finden sich nur vereinzelt innerhalb der Hochflächen.

Von dieser Mittelzone des norddeutschen Flachlandes aus steigt das Land allmählich nach dem baltischen Höhenrücken an, welcher, wie schon sein Name erkennen läßt, zur Ostsee in enger Beziehung steht und ihre Süd- und Westküste in größerer oder geringerer Entfernung begleitet. Diese Landschwelle beginnt in der jütischen Halbinsel, tritt in Schleswig-Holstein hart an die Ostseeküste heran und hat in Jütland und Schleswig eine nordsüdliche Richtung. Die höchsten Erhebungen finden sich in Jütland in dem Himmelberge (172 m) und in Holstein im Büngsberge (164 m). Schon im südlichen Holstein findet ein allmähliches Umbiegen des Höhenzuges statt, bis er gleich der vorpommerschen Küste ein südöstliches Streichen annimmt, das er dann in Mecklenburg und in der Uckermark bis zur Oder beibehält. Die höchsten Punkte in Mecklenburg liegen zwischen 135 m (Schmoksbberg bei Teterow) und 179 m (Helpter Berg bei Woldegk). Oestlich der Oder setzt sich der Höhenrücken in der Neumark, in Pommern und Pommerellen bis zur Weichsel fort, indem das bisherige südöstliche Streichen im Süden der pommerschen Bucht in ein nordöstliches, dem Küstenverlauf von Hinterpommern entsprechendes übergeht. Im Turmberge bei Danzig steigt der Höhenzug bis zu 331 m an und bildet hier zugleich die höchste Erhebung des norddeutschen Flachlandes. Die preußische Seenplatte besitzt zwar dieselbe Streichrichtung wie die pommersche, schließt sich jedoch nicht unmittelbar an dieselbe an, sondern beginnt südlich der Danziger Bucht auf dem rechten Ufer der Weichsel im Culmerland und setzt sich, indem sie sich infolge ihres nordöstlichen Streichens von der Ostseeküste mehr und mehr entfernt, bis Lithauen hinein fort. Die höchste Erhebung Ostpreußens stellt die Kernsdorfer Höhe bei Löbau dar (313 m). Der ganze baltische Höhenrücken ist durch seinen großen Reichtum an Seen und geschlossenen Einsenkungen, seine unregelmäßig gestaltete Oberfläche und, abgesehen von seiner südlichen Abdachung, durch das Vorwalten von Geschiebemergelbedeckung ausgezeichnet. Nach der Ostsee zu schließt sich an diese Landschwelle in Mecklenburg, Pommern und Preußen ein flacheres Küstenland an, zu welchem auch die dänische Inselgruppe gerechnet werden kann. In demselben finden sich Sandebenen, Moorgebiete und flache Geschiebemergellandschaften. Der baltische Höhenrücken wird von dem heutigen Unterlauf der Weichsel und Oder in nördlicher Richtung durchbrochen, und es mag hervorgehoben werden, daß gerade dort, wo die Flüsse in die Ostsee einmünden, sich bedeutsame Veränderungen in dem Verlauf der Küste durch das Eingreifen der pommerschen und Danziger Bucht bemerkbar machen.

Der westlichste, östlich der Aller und Weser gelegene Teil des norddeutschen Flachlandes erscheint als ein großes Niederungsgebiet, aus dem nur vereinzelte flache Diluvialhöhen sich erheben. Die Dammer Berge erreichen 117, die Windberge im Hümmling 63 m. Der größte Teil dieses Gebietes wird durch ausgedehnte Niederungen und Moore eingenommen, welche von der unteren Weser, Hunte und Ems durchschnitten werden.

Obwohl das norddeutsche Tiefland als ein schmaler, nach West gerichteter Ausläufer des großen russischen Flachlandes erscheint, so sind doch, wie Penck¹⁾ hervorgehoben hat, zwischen beiden Gebieten bedeutende Unterschiede vorhanden, die in der Architektur des älteren Gebirges begründet sind. In Russland stellt dasselbe ausgedehnte, fast horizontal liegende Tafeln dar, welche nicht von Dislokationen betroffen worden sind. Ganz im Gegensatz dazu zeigt das ältere Gebirge im Untergrunde Norddeutschlands gewaltige Störungen. Der osteuropäische Boden besitzt, wie Penck sagt, die ebene Oberfläche einer Schichttafel, das norddeutsche Flachland hingegen das Relief einer verschütteten Vertiefung. Wenn auch in einzelnen Gebieten Russlands, z. B. in Livland, sich Oberflächenformen finden, die an die Moränenlandschaft des baltischen Höhenrückens erinnern, so herrscht doch im allgemeinen die mehr gleichförmig ebene Gestaltung der Oberfläche vor, bedingt durch die Schichtentafeln des älteren Gebirges, welche nirgends mit einer so mächtigen Decke von Quartärbildungen überlagert sind, wie dies im norddeutschen Flachlande der Fall ist.

Da in den letzten Jahrzehnten die geologische Durchforschung des norddeutschen Flachlandes bedeutend gefördert worden ist, so dürfte es sich wohl verlohnen, auf Grund der gewonnenen Resultate zu untersuchen, welche Ursachen die gegenwärtige Oberflächengestalt bedingt haben. Hierbei wollen wir folgende Gesichtspunkte in Betracht ziehen: Wir werden zuerst zu ermitteln suchen, welche Beziehungen zwischen dem Untergrund der Quartärbildungen und der Oberfläche bestehen, werden sodann den Einfluß der Eiszeit auf die Oberflächengestaltung betrachten, und werden drittens auf die Veränderungen eingehen, welche die Oberfläche in der postglacialen Zeit erlitten hat.

¹⁾ A. Penck, Das deutsche Reich, S. 472. (Länderkunde von Europa, herausg. von A. Kirchhoff, I. Bd.)

I. Die Beziehungen des Untergrundes der Quartär- bildungen zur Oberfläche.

Schon frühzeitig tritt unter den Geologen das Bestreben hervor, die Grundzüge der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes zu den Hauptstreichungsrichtungen des im Untergrunde, sowie in den Grenzgebieten auftretenden älteren Gebirges in Beziehung zu setzen. Mit dieser Frage haben sich zuerst Friedrich Hoffmann und Leopold von Buch beschäftigt. Ersterer¹⁾ hat darauf hingewiesen, daß die Längserstreckung der im norddeutschen Flachlande auftretenden Höhenrücken des Fläming, der Lüneburger Heide und des mecklenburgischen Landrückens, sowie auch der Verlauf der Aller, Elbe, Oder und Spree auf bedeutenden Strecken mit der weitdurchgreifenden Streichungslinie aller norddeutschen Flözgebirge auffallend übereinstimme. Er hob dabei den bemerkenswerten Umstand hervor, daß die genannten Flüsse die Südost-Nordwestrichtung nur verlassen, um rechtwinklig abzuweichen und häufig ohne allen Uebergang wieder in die ursprüngliche Richtung zurückzukehren. Ebenso hat L. v. Buch²⁾, der die Streichungsrichtungen der Gebirge Deutschlands im wesentlichen auf vier, von ihm als niederländisches, nordöstliches, Rhein- und Alpensystem bezeichnete Linien zurückzuführen suchte, sich dahin ausgesprochen, daß die nördlichen Teile Deutschlands der Hauptsache nach von dem „nordöstlichen“, von Südost nach Nordwest streichenden Systeme beherrscht würden, eine Richtung, wie sie unter Berücksichtigung der Untersuchungen F. Hoffmanns durch den Verlauf der norddeutschen Flusniederungen angedeutet sei.

Die v. Buch-Hoffmannschen Auffassungen vertrat auch H. Girard³⁾, indem er meinte, daß die Verbreitung der Landrücken des norddeutschen Tieflandes sich der von Südost nach Nordwest verlaufenden

¹⁾ F. Hoffmann, Geognostische Beschreibung der Hervorragungen des Flözgebirges bei Lüneburg und Segeberg; mit einem Anhange über die Richtung der norddeutschen Flüßthäler und die Lüneburger Heide. (Gilberts Annalen d. phys. u. physik. Chemie, XVI. Bd., 1824, S. 33—72.)

²⁾ L. v. Buch, Ueber die geognostischen Systeme von Deutschland. (Leonhards Taschenb. für die ges. Mineralogie, 18. Jahrg., I. Bd., 1824, S. 501—506.)

³⁾ H. Girard, Ueber die geognostischen Verhältnisse des nordöstlichen deutschen Tieflandes. (Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges., I. Bd., 1849, S. 339—352.)

Streichungsrichtung der in der Nähe befindlichen älteren Gesteine anschlosse. Weiter entfernt von dem gebirgigen Festlande des mittleren Deutschland scheinen ihm die Höhenbildungen anderen Gesetzen zu folgen, denn die Erhebungen in Mecklenburg, Pommern und Preußen lassen sich seiner Meinung nach nicht mit der erwähnten Erhebungslinie in Zusammenhang bringen. Später hat er¹⁾ seine Auffassungen über die Entstehung der Thäler und Höhenzüge des norddeutschen Flachlandes noch weiter ausgeführt. Die kontinentale Hebung, durch welche das norddeutsche Flachland aus dem Meere emporgetaucht sein sollte, hatte nach seiner Ansicht erst stattgefunden, nachdem sowohl die deutschen als auch die skandinavischen Gebirge schon ein Festland bildeten. Diese Erhebung des Tieflandes war eine Folge des allmählichen Ansteigens der großen Gebirgsmassen, welche sie zunächst umgaben. Die schwach wellenförmigen Landrücken werden aufgefaßt als der flachen Küste parallele Emportreibungen des weichen, leicht verschiebbaren Bodens. Die Lüneburger Heide, der Fläming und die Trebnitzer Berge erscheinen ihm als Parallelketten der Sudeten, des Lausitzer Gebirges und des Harzes, während der dänisch-deutsche, mecklenburgische, pommersche und preußische Höhenzug den Umrifflinien des älteren skandinavischen Festlandes und seiner Inseln entsprechen sollen.

Die Abhängigkeit des Streichens der Oberfläche von dem im tieferen Untergrunde anstehenden älteren Gebirge ist auch stets von Berendt betont worden. Als er im Eisenbahneinschnitt bei Grimmen unweit Stralsund einen den obersten Schichten des Lias zuzurechnenden Thon mit konkretionären, petrefaktenführenden Kalksteinkugeln nachwies, sprach er unter Hinweis auf die ganz analogen Kalkkonkretionen, welche Meyn seinerzeit in Kiesgruben bei Ahrensburg unweit Hamburg aufgefunden hatte, die Vermutung aus, daß die Verbindungslien beider Punkte in auffälliger Weise mit der Längsrichtung der mecklenburgischen und hinterpommerschen Küste übereinstimme, einer Richtung, die wieder ihre Fortsetzung fände in dem Hauptstreichen der älteren Formationen am Unterrhein und gemeinsam mit der sie kreuzenden Richtung des Wesergebirges und des Teutoburger Waldes auch mehrfach durch die Diluvialdecke des Flachlandes hindurchleuchte oder vielmehr überall für deren Faltenwurf bestimmend gewesen sei²⁾.

Sehr eingehend sind die Beziehungen der Oberflächenformen des norddeutschen Flachlandes zu der allgemeinen Hauptgliederung des älteren Gebirges von K. A. Lossen³⁾ erörtert worden. Ausgehend von den durch L. v. Buch aufgestellten Erhebungslinien zeigte er, daß dessen nordöstliches System sich in das hercynische, von Ost Südost nach Westnordwest und in das thüringische von Südost nach Nordwest streichende zerlegen lasse, und daß zwar in einem großen Teile des norddeutschen Flachlandes wesentlich das erstgenannte vorherrsche, daß

¹⁾ H. Girard, *Die norddeutsche Ebene, insbesondere zwischen Elbe und Weichsel.* Berlin 1855. Einleitung.

²⁾ G. Berendt, *Anstehender Jura in Vorpommern.* (Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges., XXIV. Bd., 1874, S. 823—826.)

³⁾ K. A. Lossen, *Der Boden der Stadt Berlin u. s. w.* Berlin 1879.

jedoch auch das niederländische oder erzgebirgische von Westsüdwest nach Ostnordost, sowie das rheinische, von Süd nach Nord streichende System vielfach in den Grundzügen der Oberfläche zu erkennen sei. Lossen ging jedoch entschieden zu weit, wenn er die Hauptgrundlinien des älteren Gebirges auf die Lagerungsverhältnisse des kleinen Diluvialgebietes der Umgegend von Berlin übertrug und beispielsweise die Harzrichtung in der Achse des Kreuzbergsattels, die Thüringerwaldrichtung in den Rollbergen bei Rixdorf und die Erzgebirgsrichtung in dem Diluvium von Schöneberg, sowie in den Sattel- und Muldenlinien der westlichen und mittleren Barnim-Hochstadt zu erkennen glaubte.

In den Begleitworten zu der den Untergrund des norddeutschen Flachlandes darstellenden Uebersichtskarte sagt A. Jentzsch ¹⁾, daß das Diluvium derartig das Tertiär und die älteren Formationen umhülle, daß letztere nur an geeigneten Terrainabschnitten, und namentlich häufig auf dominierenden, sanft gewölbten Gipfelpunkten hervortreten. Die Hauptgliederung unserer gegenwärtigen Flachlandsoberfläche erscheint ihm nur als eine Wiederholung, ein etwas verwisches und stellenweise ein wenig zerschnittenes Abbild der Höhenzüge und Mulden, welche die älteren Formationen unter der Diluvialdecke bilden. Demnach gelten die großen diluvialen, von Ost Südost nach West Nordwest das norddeutsche Tiefland durchziehenden Flußthäler als Muldentiefstes, während die Kämme der Höhenzüge als Sattellinien aufzufassen sind. Was die Untergrundskarte selbst betrifft, die mit Fortlassung des Tertiärs in sehr übersichtlicher Weise alle anstehenden, sowie durch Tiefbohrungen bekannt gewordenen Vorkommisse der älteren Formationen enthält, so hat Jentzsch dem Vorgange Lossens folgend, hier den Versuch gemacht, durch Verknüpfung der Punkte des anstehenden Gesteins die mutmaßlichen Sattellinien festzustellen. Er findet auf diese Weise eine Durchdringung der Erhebungslinien des niederländischen, hercynischen und rheinischen Systems. Allein die Grundlagen, auf denen die Eintragung einer großen Zahl dieser vermuteten Sattellinien beruht, sind zum Teil so unzureichend, daß es gewagt erscheint, weitergehende Schlüsse daraus abzuleiten.

Von F. E. Geinitz ²⁾ ist verschiedentlich darauf hingewiesen worden, daß der auf Mecklenburg entfallende Teil des baltischen Höhenrückens in wechselnder Tiefe einen Kern älteren Gebirges enthalte, welcher lediglich vom hercynischen System beherrscht werde. Nach ihm sind es hauptsächlich sieben parallele Erhebungen des Flözgebirgsuntergrundes, welche in Südost-Nordwestrichtung das Land durchqueren und auf welchen sich die geschiebereichen Glacialmassen abgelagert haben, so daß demnach die mecklenburgischen Landschaftsformen einmal durch den Flözgebirgskern des Untergrundes und zweitens durch die aufschüttende und einschneidende Thätigkeit der Glacialzeit bedingt sind.

¹⁾ A. Jentzsch, Der Untergrund des norddeutschen Flachlandes. (Schriften d. phys.-ökonom. Ges. z. Königsberg, Bd. XXII, 1881, S. 45—53.)

²⁾ F. E. Geinitz, Die Flözformationen Mecklenburgs, 1883, und Uebersicht über die Geologie Mecklenburgs, 1885.

Auch H. Haas¹⁾ hat bei der Erklärung der Föhrdenbildung an der Ostküste Schleswig-Holsteins, worauf wir noch später zurückkommen werden, die Vermutung ausgesprochen, daß diese vorherrschend eine Südwest-Nordostrichtung einhaltenden und tief in das Land einschneidenden Meeresarme in ihrer ersten Anlage auf Mulden im Sinne des erzgebirgischen Systems zurückzuführen seien.

Aus dem Mitgeteilten geht hervor, daß verschiedene Forscher die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes in mehr oder weniger enge Beziehung zur Ausbildung des älteren Gebirgsuntergrundes gebracht haben. Um nun festzustellen, inwieweit wir uns diesen Auffassungen anschließen können, werden wir zunächst einen kurzen Ueberblick über die Grundzüge des Gebirgsbaues der vorquartären Ablagerungen zu gewinnen suchen, werden hierauf die Lage der Oberkante dieser älteren Schichten betrachten, um sodann auch der Frage näher zu treten, inwieweit jüngere Schichtenstörungen im älteren Gebirge auf die gegenwärtigen Oberflächenformen einen Einfluß ausgeübt haben.

I. Die Grundzüge des Gebirgsbaues der vorquartären Ablagerungen.

Die am Nordabhang des mitteldeutschen Gebirgsrandes hervortretenden paläozoischen und mesozoischen Gebirgsglieder schließen sich im großen und ganzen an das Streichen des Erzgebirges und Harzes an und verschwinden nach Norden zu allmählich unter den an Mächtigkeit mehr und mehr zunehmenden Tertiär- und Quartärbildungen des norddeutschen Flachlandes, welche in diesem weiten Gebiete eine dichte, alles verhüllende Decke bilden, so daß man nur in seltenen Fällen durch das vereinzelte Aufragen älterer Gebirgsglieder oder durch Tiefbohrungen über die im tieferen Untergrunde anstehenden Gesteine²⁾ unterrichtet wird. Die Punkte, an welchen Schichten der mesozoischen Formationsgruppe zu Tage anstehen oder im Bohrloch nachgewiesen worden sind, liegen oft viele Meilen weit voneinander entfernt. Zwar kann man für einige Gebiete mit großer Wahrscheinlichkeit die weitere Verbreitung dieser älteren Ablagerungen angeben, jedoch muß es als sehr fraglich bezeichnet werden, ob man durch die Verknüpfung weniger, oft weit voneinander getrennter Aufschlußpunkte die Streichrichtung ermitteln kann. Der geologische Bau der das Flachland im Süden begrenzenden Randgebirge lehrt uns, daß die Schichten des mesozoischen Zeitalters gegen Ende der Kreideperiode gewaltigen Störungen unterworfen gewesen sind, welche teils in Faltungen, teils in der Bildung von Spalten und damit in Zusammenhang stehenden horizontalen und vertikalen Verschiebungen größerer und kleinerer Gebirgsteile bestanden.

¹⁾ H. Haas, Studien über die Entstehung der Föhrden (Buchten) an der Ostküste Schleswig-Holsteins u. s. w. (Mitteil. a. d. Min. Inst. der Univers. Kiel, Bd. I, S. 8.)

²⁾ Ein vollständiger Litteraturnachweis über das ältere Gebirge im Untergrunde Norddeutschlands bis zum Jahre 1879 findet sich in: Lossen, Der Boden der Stadt Berlin.

Wir müssen demnach annehmen, daß auch die mesozoischen Schichten im Untergrunde des norddeutschen Flachlandes große Störungen erlitten haben, infolge deren man an den einzelnen hervortretenden Punkten kaum auf weite Erstreckung ein übereinstimmendes Einfallen und Streichen der Schichten erwarten kann. Waren nun bereits durch diese Dislokationen sehr unregelmäßige Oberflächenformen geschaffen, so wurden dieselben noch vergrößert durch die nachfolgenden Wirkungen der Erosion und Denudation. Die weicheren Schichten wurden zum Teil zerstört und weggeführt, die härteren, widerstandsfähigeren blieben vielfach allein erhalten und wurden in manchen Fällen zu steil aufragenden Klippen.

Wenn wir mit den im westlichen Teile des norddeutschen Flachlandes inselartig hervortretenden älteren Gesteinen beginnen, so mag zuerst das nördlich von Husum gelegene Schobüll genannt werden. Hier bildet der Geestrücken Schleswig-Holsteins ein kleines, gegen das Meer zu vorgeschoßenes Vorgebirge, den Schobüller Berg, an dessen steil nach Westen zu abfallendem Abhange unter dem unteren Geschiebemergel ein roter Thon hervortritt, der nach unten zu in festeren Thonschiefer übergeht und dem Perm zuzurechnen sein dürfte. Ein gleiches Alter besitzen wahrscheinlich auch die roten Thone, welche bei Lieth unweit Elmshorn und bei Stade in Hannover anstehen. Bei Lieth bilden dieselben das Liegende von Stinkalken, Rauchkalken und Aschen, welche mit den gleichen Ablagerungen der Zechsteinformation des Harzrandes völlig übereinstimmen. Die roten Thone sind als das verwitterte Ausgehende sehr mächtiger roter Sandsteinletten anzusehen, die bei der in Lieth bis zu 1330 m Tiefe geführten Bohrung noch nicht durchsunken worden sind.

Ein weiteres Zechsteinvorkommen bietet der bis zu 91 m über Normalnull aufragende Gipsberg von Segeberg in Holstein, an dessen Nord- und Ostseite ein löcheriger, bituminöser Dolomit vorkommt. Die weitere Verbreitung der Zechsteinformation in jenem Gebiete wird nordöstlich von Segeberg auf dem Kalkhausberge bei Stipsdorf durch zu Tage tretenden Gips und durch die von Meyn¹⁾ nachgewiesenen zahlreichen Erdfälle angezeigt, welche in der ganzen Umgebung von Segeberg und Stipsdorf und bei dem etwas nordöstlich gelegenen Kagelsberg sich finden, sowie ferner durch das Vorkommen verschiedener Soolquellen. Letztere treten namentlich in der Gegend von Oldesloe auf und entstammen demselben geognostischen Niveau der Steinsalz-lager, welche im Liegenden des Gipses von Segeberg und vom Kagelsberg erbohrt worden sind.

Die 50 km von der oldenburgischen und schleswigschen Küste in die Nordsee hinein vorgeschoßene Insel Helgoland und die dazu gehörigen Klippen zeigen nach den neueren Untersuchungen von W. Dames²⁾ Zechstein (unteres Schichtensystem der Hauptinsel), Buntsandstein,

¹⁾ L. Meyn, Die Erdfälle. Ein Beitrag zu der Agenda geognostica der norddeutschen Ebene. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Bd. II, 1850.)

²⁾ W. Dames, Ueber die Gliederung der Flözformationen Helgolands. (Sitzungsber. d. k. preuss. Akad. d. Wiss. zu Berlin, 1893, S. 1019—1039.)

Muschelkalk und Ablagerungen der unteren und oberen Kreide, deren Schichten ein östliches Einfallen und ein im allgemeinen von Nordwest nach Südost zu gerichtetes Streichen besitzen. Eine von dort in südöstlicher Richtung gezogene Linie trifft die bei der Stadt Lüneburg auf der Schafweide, im Schildstein, Kalk- und Zeltberg anstehenden älteren Gesteine des Zechsteins, oberen Muschelkalkes, Kohlenkeupers, Gipskeupers und der Kreide. Nach G. Müller¹⁾ ist auf der Schafweide folgende Schichtenfolge in der Lüneburger Trias festgestellt worden: Gipskeuper, Kohlenkeuper und oberer Muschelkalk. Den unvermittelt im Schildstein hervortretenden Gips und Anhydrit rechnet Müller zum oberen, den Kalkberggips dagegen zum mittleren Zechstein. Die Kreideschichten auf dem Zeltberg streichen von Südost nach Nordwest und besitzen nordöstliches Einfallen, die Kreide im Pieperschen Bruch (Cenoman und Turon) fällt nach Nordwest ein und die turone Kreide am Judenkirchhof nach Südsüdost. Oestlich von Lüneburg tritt bei Lübtheen in Mecklenburg in einem 20 m über dem Meere gelegenen Hügel Gips auf, als dessen Liegendes Anhydrit, Salzthon und ein mächtiges, bisher noch nicht durchsunkenes Steinsalzlager erbohrt worden ist. Im Norden liegen zwischen den Gipsklippen dunkelgraue, zellige Dolomite eingelagert, so daß auch dieser Gips der Zechsteinformation angehört. Durch mehrere Tiefbohrungen, durch das Auftreten von Salzquellen und Erdfällen hat sich, wie Geinitz²⁾ mitteilt, das Lübtheener Gips- und Salzlager als ein Flözgebirgszug von mindestens 42 km Länge nachweisen lassen, welcher in der Richtung Ost-südost—Westnordwest streicht und nach Südsüdwest einfällt.

Etwas südlich von der Linie, welche von Helgoland über Lüneburg nach Südost zu gezogen wird, tritt bei Altmirsleben unweit Calbe an der Milde, ungefähr 95 km von Lüneburg entfernt, eine kleine Flözgebirgsinsel des oberen Muschelkalkes zu Tage, deren Streichrichtung, nach den von Branco angegebenen Fallrichtungen zu urteilen, in dem einen Bruche ungefähr Nord—Süd, in einem anderen Südwest—Nordost ist. Mit diesem Punkte hat Jentzsch auf der bereits erwähnten Untergrundskarte des norddeutschen Flachlandes die Bohrungen bei Pietzpuhl unweit Burg, bei Dahme und bei Cottbus verknüpft, um daraus die mutmaßliche Verbreitung der Trias in jenem Gebiete abzuleiten. Ich stimme darin mit Lossen überein, daß man nicht, den älteren Anschaulungen von F. Hoffmann, Volger und Girard folgend, in der Verbindungslinie der Punkte Helgoland, Lüneburg und Altmirsleben zugleich eine Erhebungsrichtung der Trias im Sinne des hercynischen Systems sehen kann, weil diese Punkte zu weit voneinander entfernt sind, in ihrem Streichen keineswegs übereinstimmen, und weil ferner hier fast gänzlich die leitenden Nachweise des Bergbaues auf Braunkohlen fehlen. Sehr hypothetisch scheint mir dagegen die

¹⁾ G. Müller, Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse seiner Aufnahmen auf Blatt Lüneburg im Sommer 1898. (Jahrb. k. preuß. geolog. Landesanst. f. 1898, Berlin 1899, CXXXV—CXLIII.) — Oberer Muschelkalk auf der Schafweide bei Lüneburg. (Ebendas. f. 1899, Berlin 1900, S. 1—5.)

²⁾ F. E. Geinitz, Uebersicht über die Geologie Mecklenburgs. Güstrow 1885, S. 5.

Auffassung Lossens zu sein, daß eine durch Lieth und Lüneburg gezogene Nordstüdlinie in Zusammenhang stehe mit Dislokationen, welche einerseits nach Süden zu auf das Ockerthal zulaufen und andererseits auch in der Richtung des Leinethales zum Ausdruck kommen. Allerdings scheint auf ein nordöstliches Streichen in Schleswig-Holstein außer der Haupterstreckung des Geestrückens auch die etwas nach Ost zu abweichende Verbindungsleitung zwischen Schobüll und Stade hinzuweisen.

Abgesehen von den im südlichen Randgebiete des norddeutschen Flachlandes an zahlreichen Punkten aus den jüngeren Bildungen hervorragenden älteren Gesteinen sind namentlich im Herzen der Provinz Brandenburg die Orte Rüdersdorf und Sperenberg von Bedeutung. Bei Rüdersdorf sind durch den großartigen Steinbruchbetrieb der obere Buntsandstein und die drei Abteilungen des Muschelkalkes in vortrefflicher Weise aufgeschlossen. Das Streichen des Muschelkalkes ist im Heinitz- und Redenbruch Südwest—Nordost, im Alvenslebenbruche dagegen infolge einer Verwerfung, welche den östlichen Teil in das Liegende verwirft, West—Ost. Die Schichten fallen nach Nordwest, bezw. nach Nord ein. Durch Bohrungen ist im Liegenden des Röth wahrscheinlich mittlerer und sicher unterer Buntsandstein sowie oberer Zechstein, im Hangenden des Muschelkalkes dagegen Keuper nachgewiesen worden. Die rings vom Quartär umgebene Triasinsel hebt sich orographisch nicht über dasselbe hinaus, sondern wird im Kranichsberge um 25 m, auf dem nördlich gelegenen Meßtischblatt Werneuchen um 37 m von ihm überragt.

Bei Sperenberg, welches 5 Meilen südlich von Berlin liegt, besteht die am Nordufer des Krummensees gelegene, 26,63 m hohe Erhebung aus Gips, welcher seinem ganzen Auftreten nach zur Zechsteinformation gehören dürfte. Die Schichten streichen im allgemeinen Südost—Nordwest und fallen im nordöstlichen Teile nach Nordost, im südwestlichen Teile nach Südwest, so daß demnach hier ein Sattel vorliegt. Im Liegenden des Gipses wurde bekanntlich in 88,81 m Tiefe jenes mächtige Steinsalz Lager erbohrt, welches bei 1271,45 m noch nicht durchsunkene worden ist.

Nach den Beobachtungen an den zu Tage tretenden älteren Gesteinen kann es fraglich erscheinen, ob hier das Hauptstreichen des Gebirgsuntergrundes im Sinne des hercynischen oder erzgebirgischen Systems stattfindet, besonders da der letzteren Richtung der Rüdersdorfer Muschelkalk und die fraglichen (Silur oder Devon?) quarzitischen Gesteine von Fischwasser bei Dobrilugk und Rothstein bei Liebenwerda folgen. In dieser Hinsicht haben die vom preußischen Staate ausgeführten Tiefbohrungen, für welche zuerst die nordsüdliche Linie Sperenberg-Dobrilugk und sodann die Linie Kottbus-Senftenberg gewählt wurde, wichtige Aufschlüsse gegeben. Die Ergebnisse dieser Tiefbohrungen, und namentlich auch die große Aehnlichkeit, welche zwischen den zu Tage ausgehenden Gesteinen mit denjenigen in der preußischen Oberlausitz und den angrenzenden Teilen Niederschlesiens besteht, haben es Huyssen¹⁾ als sehr wahrscheinlich erscheinen lassen,

¹⁾ Huyssen, Uebersicht der bisherigen Ergebnisse der vom preußischen Staate ausgeführten Tiefbohrungen im norddeutschen Flachlande und des bei

dass im Untergrunde der Niederlausitz und in der Mark Brandenburg als Haupterhebungsrichtung das sudetische, von Ostsüdost nach West-nordwest streichende System herrschend sei.

Im östlichen Teile des norddeutschen Flachlandes findet sich unter dünner, diluvialer Bedeckung eine ganz vereinzelt liegende Insel älteren Gesteines, auf welcher die Stadt Inowrazlaw liegt, und deren Kern aus Gipsmergel, Gips und einem darunter erbohrten mächtigen Steinsalz-lager besteht. Diese vermutlich dem Zechstein zuzurechnende Erhebung (108,4 m über Normalnull) ist von den hellen Felsenkalken des oberen weißen Jura diskordant umlagert, woraus deutlich hervorgeht, dass diese Flözgebirgsinsel bereits eine Tiefe in dem Meere der jüngsten Jurazeit bildete.

Im Anschluß hieran ist das Auftreten des Gipses bei Wapno (101,2 m über Normalnull) südlich von Exin zu erwähnen, welcher ebenfalls dem Zechstein zuzurechnen ist. Da derselbe nach Nord 15° Ost streicht und dieses Streichen auch die Platten des Jurakalkes in dem Kalkwerke Wapienno bei Krotoschin nahe Bartschin (100 m über Normalnull) beherrscht, so ist Lossen¹⁾ der Ansicht, dass die beiden Flözgebirgsinseln von Inowrazlaw und Wapno eine streichende Erstreckung im Sinne des rheinischen Systems besitzen, welches hier jedoch von der hercynischen im Sandomirer Kerngebirge zum Ausdruck kommenden Richtung gekreuzt werde. Auf Grund neuerer Untersuchungen unterscheidet E. Gallinek²⁾ im Posener Jura eine Thon- und Kalkfacies. Die Thonfacies des oberen Jura von Inowrazlaw umfasst den untersten Oxford bis oberen Kimmeridge. Der untere Oxford lagert dort dem ebenfalls nachgewiesenen Callovien konkordant auf. Die Kalkfacies des Posener Jura findet sich in dem etwa 38 km östlich von Inowrazlaw gelegenen Vorkommen bei Ciechocinek, wo im Jahre 1847 die Juraformation durch ein Bohrloch nachgewiesen wurde, sowie in den Aufschlüssen von Wapienno bei Bartschin und Hansdorf bei Packosch. Die weißen Kalke umfassen hier den unteren Oxford bis mittleren Kimmeridge.

Im Küstengebiet von Pommern, sowie auch in Mecklenburg finden sich Ablagerungen der Juraformation, welche dort teils zu Tage ausgehen, teils durch Bohrungen nachgewiesen worden sind. Weißer, dem unteren Kimmeridge angehöriger Jura findet sich bei Fritzow, während braune, dem Unteroolith zuzurechnende Sandsteine bei Soltin und auf der Insel Gristow bei Cammin bekannt sind. Wie das bei dieser Stadt bis zu 383,5 m Tiefe niedergebrachte fiskalische Bohrloch beweist, bilden Liasthöne das Liegende. Bei Bartin südlich von Kolberg tritt ein weißer, feinoolithischer Kalkstein auf, der durch schmale, etwa 1 cm starke Streifen eines grünlichgrauen Thones in 3—4 dem starke Bänke geteilt wird. Das der Juraformation zugehörige Gestein

diesen Arbeiten verfolgten Planes. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Bd. XXXII, 1880, S. 616.)

¹⁾ K. A. Lossen, Der Boden der Stadt Berlin, S. 746 u. 747.

²⁾ E. Gallinek, Der obere Jura bei Inowrazlaw in Posen. (Verhandl. d. kaiserl. Russ. Min. Ges. zu St. Petersburg. 2. Ser., Bd. XXXIII, Nr. 2, 1896.)

ist von gleichem Alter wie der Fritzower Kalkstein und daher den Kimmeridgeschichten zuzurechnen¹⁾.

Bei Dobbertin in Mecklenburg setzen blaue Thone des obersten Lias den 80 m hohen Rücken zusammen, welcher den Dobbertiner vom Goldberger See trennt und ein Streichen von Nordwest nach Südost besitzt. Ein nach Geinitz' Ansicht gleichartiger Thon findet sich von dort aus in südöstlicher Verlängerung bei Wendisch-Waren am Südufer des Goldberger Sees, und ferner ist hierher der Thon zu rechnen, welcher von Berendt, wie bereits eingangs erwähnt wurde, im Eisenbahneinschnitt der Nordbahn bei Grimmen in Pommern nachgewiesen worden ist. W. Deeckes²⁾ Schrift „Die mesozoischen Formationen der Provinz Pommern“ gewährt die beste Uebersicht über die verschiedenen Jura- und Kreidepunkte dieser Provinz. Dem braunen Jura zugehörige Schichten sind bei Memel 50—70 m unter dem Meeresspiegel erbohrt worden. Darunter wurde Trias, Zechstein und Devon erreicht. Der ostpreußische Jura ist aus schwärzlichbraunen Thonen mit perlmuttglänzenden Schalresten von Ammoniten, Schnecken und Muscheln zusammengesetzt; darunter folgt feiner loser Sand, während südlich von Memel darüber ein sandiger Kalkstein lagert. Nach Jentzsch Ansicht tritt Jura stellenweise wahrscheinlich an den Meeresboden heran.

Die Kreide, das jüngste Glied der mesozoischen Formationsgruppe, tritt an zahlreichen Punkten im nördlichen Teile des norddeutschen Flachlandes zu Tage. In Schleswig-Holstein sind drei solcher Punkte bekannt. Bei Lägerdorf-Schinkel, 6 km südöstlich von der Stadt Itzehoe, wird die Unterlage einer kleinen, rings von Marschboden umgebenen Geestinsel durch Senon, und zwar größtenteils durch Quadratenkreide, zum Teil jedoch auch durch Mukronatenkreide gebildet. Das Streichen der Schichten ist dort Südost—Nordwest, das Fallen mit 14° nach Nordost. Die bituminöse petroleumhaltige Kreide von Hemmingstedt-Heide, welche von Meyn als Senon gedeutet wurde, tritt nicht zu Tage, sondern wurde nur durch Bohrungen, beispielsweise in dem Bohrloch bei „Hölle“ in 38 m Tiefe, erbohrt. Nach einer Mitteilung C. Gottsches³⁾ liegt das Diluvium an einer Stelle unmittelbar auf dieser Oelkreide, an einer anderen Stelle jedoch schieben sich miocäne und vielleicht oligocäne Sedimente dazwischen. Das von Gottsche als obersenoner Grünsand erkannte Gestein von Heiligenhafen und Waterneversdorf findet sich an der Ostküste Holsteins. Die am Strande nordwestlich der Stadt Heiligenhafen aufgeschlossenen Schichten besitzen steile Aufrichtung und streichen von Nordwest nach Südost. Neuere paläontologische Untersuchungen über die spezielle Altersstellung der Schleswig-Holsteinschen Kreidevorkommen verdanken

¹⁾ v. d. Borne, Zur Geognosie der Provinz Pommern. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. IX, 1857, S. 505.) Hier werden die Fritzower und Bartiner Schichten fälschlich zum Portland gerechnet.

²⁾ Mitteil. des naturw. Ver. für Neu-Vorpommern u. Rügen 26. Jahrg. 1894.

³⁾ Mitgeteilt von O. Zeise, Beitrag zur Kenntnis der Ausbreitung, sowie besonders der Bewegungsrichtung des nordeuropäischen Inlandeises in diluvialer Zeit. (Inaug.-Diss., Königsberg 1889, S. 17, Anm.)

wir E. Stolley¹⁾. Er rechnet die Grünsandsteinbildungen in Holstein und Mecklenburg zu der oberen Zone der Mukronatenkreide mit *Scaphites constrictus* Sow. und parallelisiert sie als eine littorale Bildung mit den Grünsanden von Köpinge.

Die verschiedenen Punkte anstehender Kreide in Mecklenburg hat Geinitz²⁾ in fünf parallele Züge eingeordnet, welche sämtlich in Südost—Nordwest, bzw. Ost Südost—West Nordwestrichtung verlaufen. Nur im Klützer Ort ist bisher in Mecklenburg unzweifelhaftes Ober-
senon vom Alter der Mukronatenkreide nachgewiesen, während die übrigen Kreidevorkommnisse nach Geinitz dem Ober- und Unterturon, sowie dem Cenoman angehören.

Ueber die Grenzen der ehemaligen Kreidemeere äußert er sich wie folgt: „Die Ablagerungen des obersenonen Kreidemeeres erstrecken sich von Rügen aus nur auf die nördlichen Randteile des heutigen Mecklenburg, die oberturone Kreide reicht von Wollin in das mittlere Mecklenburg (Sparow-Poppentin), während sie im Norden (Rostock, Gelbensande) nur in der Tiefe auftritt. Vor (resp. zwischen?) diesen Tiefseeabsätzen finden wir im Norden (Brunshaupten) und Südosten (Karenz) Strand- und Flachseebildungen in den Grünsanden, deren Erhebungen nach Nordwest weiter zu verfolgen sind. Eine Ueberlagerung der Kreide durch Tertiär fehlt im Norden, während sich im Süden an den Lübbeener Gebirgszug der Septarienthon angelagert hat und mit der Kreide konform gefaltet worden ist. Das Obercenoman hatte Kalk und Thon in tiefer oder flacher See abgesetzt im mittleren Mecklenburg. Dort findet sich auch ein Grünsand unter dem Thon in einem über dem Meeresspiegel liegenden Niveau, während der ältere Sandstein und Schieferthon (Mittel? Cenoman) im Norden jetzt 137 m unter dem Meere liegt und hier im Norden die Kalkfacies fehlt. Der fragliche Gault von Rostock beginnt bei — 154, in Greifswald liegt seine Unterkante 390 = 152 m unter dortigem Niveau, also wenig höher als in Rostock“³⁾.

Der südlichste Punkt oberturoner Kreide liegt in der Uckermark bei Potzlow⁴⁾ südlich von Prenzlau 44 m über Normalnull. Ferner findet sich anstehendes Oberturon nach H. Schröders⁵⁾ Mitteilung in dem Durchdragungszuge bei Ludwigshöhe unweit Schmölln (Oberkante 30—70 m über Normalnull), unweit Brüssow (Oberkante 38—44 m über Normalnull), während in zwei Aufschlüssen bei Grimme obersenone Kreide vorkommt. Gleichen Alters sind auch die durch G. Müller bei der geologischen Kartierung des Blattes Kreckow nachgewiesenen Kreidevorkommen von Kreckow und Sparrenfelde, auf der Stettiner Hochfläche links der Oder gelegen, und die durch den großartigen

¹⁾ E. Stolley, Die Kreide Schleswig-Holsteins. Mitteil. aus d. Min. Inst. d. Univers. Kiel, Bd. 1, Heft 4, 1891.

²⁾ F. E. Geinitz, Die Flözformationen Mecklenburgs. Güstrow 1883, S. 83.

³⁾ IX. Beitrag zur Geologie Mecklenburgs. Neue Aufschlüsse der Flöz-
formationen Mecklenburgs. Archiv 41 d. Vereins d. Fr. etc. 1887, S. 51—52.

⁴⁾ F. Wahnschaffe, Jahrbuch der königl. preuß. geol. Landesanstalt für
1888, Berlin 1889, CXXII ff.

⁵⁾ Ibid. S. 186 u. Berichtigungen.

Abbau der Zementfabriken so vortrefflich aufgeschlossenen, am rechten Odergehänge gelegenen Kreidepunkte von Finkenwalde. Durch das Vorkommen oberenonner Kreide ist die Insel Rügen ausgezeichnet, woselbst sich die weiße Schreibkreide im Königsstuhl auf Stubbenkammer bis zu 133 m über dem Meere erhebt.

Verschiedene Kreidevorkommen finden sich außerdem auf Usedom und Wollin, sowie in dem an die Ostseite des Haffes angrenzenden Teile von Pommern. Durch Behrens¹⁾ ist seinerzeit das oberturone Alter der Kreide von Lebbin auf Wollin nachgewiesen worden. Dieselbe tritt dort in dem 54 m hohen Lebbiner Berge zu Tage.

Dass obere Kreidebildungen, welche in das Niveau der Arnager Kalke und Grünsande von Bornholm gehören, auch im norddeutschen Flachlande vorhanden sind, ist von A. Krause²⁾ nachgewiesen worden, welcher an der hinterpommerschen Küste bei Revahl einen Glaukonitmergel mit Belemnites (Actinocamax) westfalicus auffand.

Erst in der neueren Zeit haben die geologischen Aufnahmearbeiten, sowie die vom Staate und von Privatleuten ausgeführten Tiefbohrungen die große Verbreitung der Kreide auch im Untergrunde Ost- und Westpreußens kennen gelehrt. Zu Tage ausgehend, ist sie bisher nur in einem Hügel bei Kalwe unweit Marienburg in der Form roter Quarzsande, sowie nahe östlich davon als weiße Kreide von Jentzsch beobachtet worden, alle übrigen Nachweise gründen sich auf Bohrungen. Die Kreide ist, wie dies die in den Tabellen mitgeteilten Tiefbohrungen zeigen, nach Jentzsch³⁾ an zahlreichen Punkten in Ost- und Westpreußen erbohrt worden, so daß ihre Verbreitung dadurch über ein Gebiet von mindestens 2000—3000 qkm Fläche bekannt geworden ist. Ihre Mächtigkeit übertrifft 184 m bei weitem.

Das paläozoische und mesozoische Grundgebirge des norddeutschen Flachlandes würde nach den Ergebnissen der Tiefbohrungen und nach den zu Tage ausgehenden Partieen zu urteilen, wenn man sich die tertiären Ablagerungen wegdenkt, außerordentlich unregelmäßige Oberflächenformen darbieten. Dieselben wurden hervorgerufen durch Faltungen, Spaltenbildungen und Verwerfungen, sowie durch die Einwirkungen der Erosion und Denudation. Zum größten Teile jedoch wurden diese Unebenheiten wieder ausgeglichen durch die Bildungen der Tertiärzeit, welche als eine alles verhüllende Decke auf den gestörten Schichten des älteren Gebirges liegen. Zwar wird das Relief desselben in gewissem Maße abgeformt sein, im großen und ganzen aber sind die ursprünglichen Oberflächenverhältnisse durch die zum Teil sehr mächtigen Tertiäralagerungen vollständig verwischt und geändert worden.

Den besten Ueberblick über die Verbreitung der tertiären Ablagerungen im norddeutschen Flachlande gewährt die Uebersichtskarte

¹⁾ Behrens, Ueber Kreideablagerungen auf der Insel Wollin. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XXVII, 1878, S. 229 ff.)

²⁾ A. Krause, Ueber obere Kreidebildungen an der hinterpommerschen Ostseeküste. (Ibid. XLI, 1889, S. 609—620.)

³⁾ A. Jentzsch, Schriften d. phys.-ökonom. Ges. zu Königsberg. (27. Jahrgang, 1886, Sitzungsber. S. 16.)

von Beyrich¹⁾. Aus dem Fehlen eocäner Ablagerungen ersieht man, daß das norddeutsche Flachland nach der Kreideperiode ein Festland gebildet haben muß, welches erst in der Oligocänzeit wieder vom Meere zeitweise überflutet wurde. Es finden sich allerdings an verschiedenen Punkten des norddeutschen Flachlandes eocäne Geschiebe²⁾, welche auf das Vorhandensein eocäner, anstehender Gesteine in nördlich davon gelegenen Gebieten hinweisen. Im Jahre 1868 wurden in der That bei der Gasanstalt in Kopenhagen eocäne Ablagerungen in Gestalt eines grauen, versteinerungsreichen, sandigen Thones erbohrt, und außerdem sind eocäne Geschiebe in Südschweden sehr häufig beobachtet worden, so daß man annehmen muß, daß das eocäne Meer, welches in Form einer Bucht in das nördliche Frankreich eingriff, auch mit gewissen Teilen des heutigen Ostseegebietes durch einen schmalen Arm in Verbindung stand und wahrscheinlich auch das südliche Schweden überflutete.

Die am weitesten ausgedehnte Untertauchung des norddeutschen Flachlandes unter den Meeresspiegel fand in der Periode des Mittel-oligocäns statt, in welcher Zeit in den Rupel- oder Septarienthonen die mächtigsten marin Bildungen zur Ablagerung gelangten. Die auf neuere Tiefbohrungen sich stützenden Untersuchungen Berendts³⁾ haben es sehr wahrscheinlich gemacht, daß die stets über dem Septarienthon liegenden und meist durch feine Quarz- und Glimmersande von ihm getrennten märkischen Braunkohlenbildungen, ebenso wie diejenigen Mecklenburgs und der Priegnitz bei Beginn der Miocänzeit sich bildeten. Dagegen stellen nach ihm die subsudetischen Braunkohlen eine schmale südliche Umrandung des Oligocänmeeres zum Schluß der Oligocänzeit dar, während die subhercynischen Braunkohlen dem Beginn des Oligocäns angehören und mithin ebenso wie die samländische Glaukonitformation und die glaukonitischen, im Liegenden des märkischen Septarienthones auftretenden Sande zum Unteroligocän zu stellen sind.

Die ausgedehnten Thonablagerungen Posens und Schlesiens, welche zuerst Girard als „Posener Septarienthon“, später Berendt als „Posener Flammenthon“ bezeichnete und welche in jenen Gegenden so vielfach zu Tage treten, gehören, wie dies Berendt mehrfach hervorgehoben und auch die neuesten Mitteilungen des Herrn v. Rosenberg-Lipinsky⁴⁾ bestätigen, zum Miocän, da sie stets das Hangende der dortigen Braunkohlenformation bilden.

In der jüngeren Miocänzeit zog sich das Meer wieder bedeutend zurück, so daß nur gewisse Teile Mecklenburgs, Schleswig-Holsteins, der nördliche Teil der Provinz Hannover, Oldenburg, der westliche Teil

¹⁾ E. Beyrich, Ueber den Zusammenhang der norddeutschen Tertiärbildungen u. s. w. (Phys. Abhandlungen d. königl. Akad. d. Wissensch. zu Berlin, Jahrg. 1855. Berlin 1856.)

²⁾ C. Gottsche, Ueber diluviale Verbreitung tertiärer Geschiebe. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., XXXVIII, 1886, S. 247 ff.)

³⁾ Berendt, Das Tertiär im Bereich der Mark Brandenburg. (Phys.-math. Klasse d. königl. Akad. d. Wissensch. zu Berlin, XXXVIII, 1885.)

⁴⁾ v. Rosenberg-Lipinsky, Die Verbreitung der Braunkohlenformation in der Provinz Posen. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanstalt f. 1890.)

Westfalens durch das Vorhandensein des sogen. „Holsteiner Gesteines“ im östlichen Schleswig-Holstein und der miocänen Ablagerungen des unteren Elbgebietes ihre Meeresbedeckung zur Miocänzeit bekunden.

Pliocän, dem englischen Crag entsprechende Bildungen, kommen im norddeutschen Flachlande nicht vor. Nur in Belgien und Holland griff das pliozäne Meer buchtenförmig ein, wie dies die marinen über den miocänen Lagern des Baldesberges vorkommenden Schichten von Diest und Antwerpen, sowie die Tiefbohrungen in den Niederlanden bezeugen.

Am Schluß der Miocänzeit fanden im norddeutschen Flachlande namhafte Krustenbewegungen statt, durch welche die oligocänen und miocänen Ablagerungen zum Teil zu Sätteln und Mulden zusammengeschoben wurden, während andererseits auch Zerreißungen eintraten und Senkungen von Gebirgsteilen erfolgten. Außerdem konnten während der ganzen Festlandsperiode der Pliocänzeit die Flüsse ihre einschneidende Thätigkeit in den lockeren Tertiärlablagerungen entfalten, wodurch zum Teil tiefe Thäler in vordiluvialer Zeit ausgefurcht und die Ablagerungen mehrfach ganz fortgeschwemmt wurden.

2. Die Lage der Unterkante des Quartärs.

Obwohl die Ablagerungen der Tertiärzeit, wie wir im vorhergehenden Abschnitt ausgeführt haben, die großen Unebenheiten des paläozoischen und mesozoischen Grundgebirges im großen und ganzen ausgeglichen hatten, so bildete Norddeutschland doch keineswegs eine völlige Ebene, sondern zeigte bereits mannigfache Unregelmäßigkeiten seiner Oberfläche zu der Zeit, als die Bildungen der Quartärzeit daselbst aufgeschüttet wurden. Da diese eine große Mächtigkeit besitzen und die Tertiärlablagerungen vielfach bis zu unbekannter Tiefe verhüllen, so kann man sich nur ein sehr unvollkommenes Bild von der Oberflächenform der das Diluvium unterteufenden älteren Ablagerungen machen.

Ein Ueberblick über die in verschiedenen Gebieten des norddeutschen Flachlandes ausgeführten Tiefbohrungen zeigt uns, daß die Unterkante des Diluviums in sehr verschiedener Meereshöhe liegt und die beträchtliche Erhebung der Diluvialablagerungen über dem Meeresspiegel in vielen Fällen ganz unabhängig vom Untergrunde ist.

Die nachstehende Tabelle enthält eine Auswahl der aus der geologischen Litteratur bekannt gewordenen Tiefbohrungen. Dabei wurde keineswegs eine vollständige Zusammenstellung des gesamten vorliegenden Materials beabsichtigt, sondern es war dabei der Gesichtspunkt leitend, nur solche Tiefbohrungen aufzunehmen, bei denen eine sorgfältige Untersuchung und Bestimmung der Bohrproben von fachmännischer Seite stattgefunden hat, so daß eine Gewähr für die Richtigkeit der Zahlenangaben und Altersbestimmungen geboten wird.

Tiefbohrungen im norddeutschen Flachlande.

Ort der Bohrung. (Die Nummern beziehen sich auf die Literaturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohrpunktes über Normalnull m	Mächtigkeit der Quartärbildungen m	Lage der Unterkante des Quartärs über + oder unter — Normalnull	Mächtigkeit der durchsunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamttiefe des Bohrloches unter der Erdoberfläche m
---	---	---------------------------------------	---	--	---

Provinz Ostpreußen.

Purmallen bei Memel [1]	6	70	— 64	Bernsteinformation 6 Brauner Jura . . . 19 Trias? 137,6 Zechstein 27,9 Devon 28,5 +	289
Bahnhof Bajohren [49]	28	77,5	— 49,5	Jura (Oberkelloway) 10	87,5
Memel, Neues Postgebäude [49]	4	65	— 61	Jura 43 Trias? 3	111
Memel, Neuer Markt [49]	2	65	— 63	Jura 40,8 Trias? 5,9	111,2
Klein-Inse, Försterei Memel-delta [49]	1	60 +			60
Tilsit (städtische Heilanstalt) [1]	10,5	30	— 19,5	Kreide 93 +	123
Tilsit (Kavallerie-Kaserne) [1]	11,8	22	— 10,2	Kreide 104 +	126
Markehen bei Thierenberg [1]	42	0		Braunkohlenformation 47 Glaukonitformation . 63,9 Senon. 94,1 +	205
Kausterberg in Geidau bei Fischhausen [1]	28	15,1	+ 12,9	Braunkohlenformation 12,4 Braunkohlenformation? 7,5 Glaukonitformation . 74,4 Senon. 38,4	147,8
Reußenhof bei Heinrichswalde, Försterei [49]	9	24	— 15	Kreide (Senon) . . . 28	52

Ort der Bohrung. (Die Num- mern be- ziehen sich auf die Lite- raturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohr- punktes über Normal- null m	Mächtig- keit der Quartär- bildung m	Lage der Unter- kante des Quartärs über + oder unter — Normal- null m	Mächtigkeit der durch- sunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt- tiefe des Bohr- loches unter der Erdober- fläche m
Groß-Dirsch- keim [49]	34	45	— 11	Unteroligocän . . . 11	56
Schäferei b. Seebad Neu- häuser [49]	10	84 +			84
Perwilten [49]	6	11	— 5	Miocän 31	42
Braunsberg, Bergschlöß- chenbrauerei [49]	10—20	75	—	Miocän 6 Unteroligocän . . . 25,5	106,5
Haltestelle Sporthenen [49]	70	72,5 +			72,5
Labiau, Kreis- krankenhaus [49]	5	34	— 29	Kreide (Senon) . . 81	65
Cholera- station Gra- benhof, N.- Labiau [49]	2	39	— 37	Kreide (Senon) . . 15	54
Königsberg, Schloß- kaserne [2] u. [62]	11	60	— 49	Glaukonitformation 9 Kreide 183,4 +	252,4
Königsberg, Kürassier- kaserne am Tragheimer Thor [62]	21,5	49	— 27,5	Unteroligocän . . 18,8 Senon 27,9	95,7
Königsberg, Mendthals Fabrik [2]	19	42,5	— 23,5	Tertiär 7,0 Kreide.	49,5
Königsberg, Generalkom- mando [62]	19	51	— 32	Unteroligocän . . . 18 Obersenon 31,7	100,7
Königsberg, Infanterie- kaserne auf dem Herzogs- acker [1] u. [62]	20,3	55	— 34,7	Unteroligocän . . 28 Kreideformation . . 219 +	302

Ort der Bohrung. (Die Num- mern be- ziehen sich auf die Lite- raturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohr- punktes über Normal- null m	Mächtig- keit der Quartär- bildung m	Lage der Unter- kante des Quartärs über + oder unter — Normal- null m	Mächtigkeit der durch- sunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt- tiefe des Bohr- loches unter der Erdober- fläche m
Königsberg, Feldartillerie- kaserne [1], [2] u. [62]	3,9	57	— 53,1	Obersenon 39 Untersenon 119,2	215,2
Königsberg, Trainkaserne Haberberg [1] u. [62]	8,5	62	— 53,5	Senon 160 +	222
Königsberg, Fußartillerie- kaserne Haberberg [1] u. [62]	3	47	— 44	Glaukonitformation . 12 Senon 63 +	122
Königsberg, Nordstraße, Artillerie- depot [49]	21,5	45	— 23,5	Oligocän 3	48
Königsberg, Vorder-Roß- garten [49]	15	45	— 30	Oligocän 10	55
Kalthof bei Königsberg, Pionier- kaserne [49]	18,5	67	— 48,5	Senon 53	120
Fort Stein bei Lauth bei Königsberg [49]	10,9	47	— 36,1	(Oligocän?) u. Senon 54	101
Fort Kalgen südlich von Königs- berg [2]	16,8	55	— 38,2	Glaukonitformation 24 Kreide 251	330
Königsberg, Bastion Li- ttau en [49]	3	45	— 42	Oligocän 13 Senon 40,7	98,7
Königsberg, Schlachthof Rosenau [62]	4	71 (2m Schutt und Ab- schläm- massen)	— 67	Kreideformation . 180	251

Ort der Bohrung. (Die Num- mern be- ziehen sich auf die Lite- raturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohr- punktes über Normal- null m	Mächtig- keit der Quartär- bildungen m	Lage der Unter- kante des Quartärs über + oder unter — Normal- null m	Mächtigkeit der durch- sunkenen vorquatären Ablagerungen m	Gesamt- tiefe des Bohr- loches unter Erdober- fläche m
Fort Herzog von Holstein, Bohrloch II. [62]	2,2	18	— 8,8	Kreideformation . . 100	113
Pollwitten, Kreis Fisch- hausen [62]	28	25	+ 3	Oligocän 55 Kreideformation . . 72	152
Wrangel- turm, Königs- berg [62]	22,7	65	— 42,3	Oligocän 10 Kreideformation . . 32,5	107,5
Proviantamt am Holländer Baum [62]	1,5	46,8	— 45,3	Oligocän 9,2 Kreideformation . . 23,4	79,4
Bahnhof Neu- hausen, Kreis Königsberg [62]	24,5	26	— 1,5	Miocän } 32 Oligocän } 3 Kreideformation . . 3	61
Aweiden bei Königsberg [62]	17,5	86	— 68,5	Kreideformation . . 14	100
Königsberg, Proviantamt Steindammer Wallstr. 3 [62]	14	143	— 129	Kreideformation . . 3	146
Reduit Krauseneck bei Königs- berg [62]	16,3	77,8 +			77,8
Krankenhaus der Barm- herzigkeit in Königsberg [62]	19,5	44	— 24,5	Oligocän 1	45
Königsberg, Nordstraße, Artillerie- depot [62]	21,5	45	— 23,5	Oligocän 3	48

Ort der Bohrung. (Die Num- mern be- ziehen sich auf die Litte- raturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohr- punktes über Normal- null m	Mächtig- keit der Quartär- bildung m	Lage der Unter- kante des Quartärs über + oder unter — Normal- null m	Mächtigkeit der durch- sunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt- tiefe des Bohr- loches unter der Erdober- fläche m
Königsberg, Struve u. Soltmanns Mineral- wasserfabrik [62]	18	41	— 43	Oligocän 7	46
Fort Karschau bei Königs- berg [62]	21	20	+ 1	Miocän 8 Oligocän 3	31
Bahnhof Gutenfeld [62]	19	62	— 43	Oligocän 5	67
Schönwalde b. Neuhausen [49]	26	6	+ 20	Miocäne Braunkohlen- bildung 17	23
Waldau, Schloßbrun- nen [49]	10	33	— 23	Grünthon 3	36
Hohenrade b. Waldau, Ge- nossenschafts- meierei [49] u. [62]	9	19	— 10	Grünthon u. Senon . 82	101
Aktien- brauerei Ponarth [49]	11,5	70	— 58,5	Oligocän 12 Senon 14	96
Bastion Pregel Königsberg, SO [49]	2,6	43	— 40,4	Oligocän 6 Senon 41	90
Gut Schan- witz b. Guten- feld [49] u. [62]	25	62	— 37	Unteroligocän 10 Senon 1	73
Gutenfeld (Bahnhof) [5]	21,7	62	— 40,3	Unteroligocän . . . 5 +	67
Oberförsterei Fritzen [49]	17	62,5	— 45,5	Kreide (Senon) . . 13,5	76
Kosse, Kr. Königsberg [49]	1	70 +			70

Ort der Bohrung. (Die Num- mern be- ziehen sich auf die Litte- raturangaben hinter den Tabellen)	Lage des Bohr- punktes über Normal- null m	Mächtig- keit der Quartär- bildung m	Lage der Unter- kante des Quartärs über + oder unter — Normal- null	Mächtigkeit der durch- sunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt- tiefe des Bohr- loches unter der Erdober- fläche m
Gr.-Karschau [49]	24	33	— 9	Miocän (Braunkohlen- bildung) 8 Oligocän 13	54
Meierei Rössel [49]	130	88 +			88
Insterburg, Schloß- kaserne [49]		65		Kreide 142	207
Insterburg (Kaserne) [4]	24	86	— 62	Kreide 14 +	100
Gumbinnen, Kavallerie- kaserne [49]	44	82	— 38	Kreideformation . . 118,5	200,5
Gumbinnen [5]	45	80	— 35	Obersenon 14 +	94
Endruschen [49]	100	77 +			77
Domäne Dinglauken [49]	95	150 +			150
Domäne Buylien [49]	59	78 +			78
Drengfurt [49]	100	78 +			78
Angerburg [49]	130	104	+ 26	Miocäne Braunkohlen- bildung 3	107
Georgenberg [49]	108	138 +			138
Krausendorf [49]	105	96 +			96
Neuhof-Las- dehnen [49]	26	22	+ 4	Kreide 38 (Untersenon?)	60
Oberförsterei Schorellen [49]	50	50 +			50
Cassuben [49]	115	84 +			84

Ort der Bohrung. (Die Nummern beziehen sich auf die Literaturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohrpunktes über Normalnull m	Mächtigkeit der Quartärbildungen m	Lage der Unterkante des Quartärs über + oder unter — Normalnull	Mächtigkeit der durchsunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt-tiefe des Bohrloches unter der Erdoberfläche m
Osterode, Markt [49]	100	100 +			100
Bahnhof Widdinnen [49]	146	96 +			96
Neuhof bei Alt-Krzywen [49]	130	87 +			87
Czyborren bei Schwiddern [49]	190	101 +			101
Tapiau [49]	6	80,5	— 74,5	Senon 13,1	93,6
Provinzialirrenanstalt Allenberg [49]	18	69	— 51	Senon 32	101
Försterei Langhöfel Kr. Wehlau [49]	26	65	— 39	Oligocän 6	71
Bomben bei Zinten [49]	44	78,5 +			78,5
Friedland, Magistratsbrunnen, Marktplatz [49]	20	55 +			55
Bartenstein [49]	50—60	76 +			76
Glaubitten b. Korschen [49]	60	50 +			50
Haltestelle Vogelsang bei Braunsberg [3]	62,2	116	— 53,8	Kreide.	
Angerburg [3]	128,1	107	+ 21,1	Braunkohlenformation.	
Feste Boyen bei Lötzen [4]	148,6	105	+ 43,6	Braunkohlenformation 5 +	110

Ort der Bohrung. (Die Nummern beziehen sich auf die Litaturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohrpunktes über Normalnull m	Mächtigkeit der Quartärbildungen m	Lage der Unterkante des Quartärs über + oder unter — Normalnull	Mächtigkeit der durchsunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamttiefe des Bohrloches unter der Erdoberfläche m
Weedern, östlich von Darkehmen [5] u. [49]	100	151+			151
Weißbruch (Kreis Osterode) [5]		52		Braunkohlenformation 8+	60
Pillau (Citadelle) [5]	1,3	58	— 56,7	Unteroligocän . . 16+	74

Provinz Westpreußen.

Elbing, Aktiengesellschaft für Leinenindustrie [3]	2	32	— 30	Braunkohlenformation 7+	39
Englischbrunnen bei Elbing [1]	8,2	126	— 117,8	Kreide 27+	153
Tiegenhof im Weichsel-delta westlich Elbing [1]	2,2	100,5	— 98,3	Kreide 7,5	108
Danzig, St. Albrecht, Brauerei von W. Penner [5]	5	72+			72
Danzig, Krebsmarkt [51]	8	100+			100
Danzig, Olivaer Thor [51]	5	90	— 85	Tertiär (Oligocän) . 10,5 Kreide 8+	108,5
Schellmühl, Chemische Fabrik [51]	2	31,5	— 29,5	Tertiär (Miocän) . 28,5+	60

Ort der Bohrung. (Die Nummern beziehen sich auf die Literaturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohrpunktes über Normalnull m	Mächtigkeit der Quartärbildungen m	Lage der Unterkante des Quartärs über + oder unter — Normalnull	Mächtigkeit der durchsunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt-tiefe des Bohrloches unter der Erdoberfläche m
Schönau (Schule) [51]	0,5	77	— 76,5	Tertiär (Oligocän)? . 5 Kreide 14+	96
Einlage (Schule) [51]	2,5 (Auftrag 2 m)	86	— 85,5	Kreide 10+	96
Klein-Zündler [51]	0,5	92		Kreide 12 Diluvium? 3+ (Kluft oder Nachfall.)	107
Reichenberg [51]	0,5	75+			75
Schielenhorst [51]	6	95		Kreide? 10 Diluvium 3 (Kluftausfüllung.)	108
Trutenau [51]	0,5	75	— 74,5	Tertiär (Oligocän)? 8,5 Kreide.	83,5
Weßlinken [51]	1,7 (Auftrag 1,2)	85,8+			85,8
Klein-Plehnendorf [51]	0,5	60+			60
Danziger Haupt, Schönbaum [51]	5,3 (Auftrag 5 m)	66,4	— 61,1	Tertiär (Miocän) . 8,5 Tertiär (Oligocän) 27,2 Kreide 12,9+	115
Hela [51]	3	98,7	— 95,7	Kreide? 7,8+	106,5
Lünette Wobeser bei Danzig [49]	2	49,5	— 47,5	Miocän (Braunkohlenbildung) 36	85,5
Legan, Chemische Fabrik [49]	2	26	— 24	Miocän (Braunkohlenbildung) 34	60
Weichselmünde, Kreuzung von Mittel- und Badestr. [49]	3	87	— 84	Miocän 5 Oligocän 8 Kreide 4	104
Bürgerwiesen bei Danzig (Schule) [49]	3	83,5	— 80,5	Oligocän 6,5 Kreide 9	99

Ort der Bohrung. (Die Num- mern be- ziehen sich auf die Lite- raturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohr- punktes über Normal- null m	Mächtig- keit der Quartär- bildung m	Lage der Unter- kante des Quartärs über + oder unter — Normal- null m	Mächtigkeit der durch- sunkenen vorquartären Ablagerungen m		Gesamt- tiefe des Bohr- loches unter der Erdober- fläche m
Schönrohr [49]	3	78	—75	Kreide	13	91
Nickelswalde [49]	3	82,2	—79,2	Oligocän?	1,8	97,1
Gottswalde bei Wotzlaff [49]	3	75,5	—72,5	Kreide	17,5	93
Wotzlaff [49]	3	82	—79	Kreide	11,5	93,5
Letzkauer Weide [49]	3	79	—76	Kreide	2,5	81,5
Schmerblock [49]	3	74	—71	Kreide	35	109
Käsemark [49]	3	64	—61	Miocän	12	106
Oligocän				8		
Kreide (Senon)				12		
Marienburg, Gymnasium [49]	10	99	—89	Kreide (Senon) . . .	31,5	130,5
Neufahr- wasser [5]	3	70	—67	Braunkohlenformation	11	81
Kleinhammer bei Lang- fuhr [5]	10	61	—51	Braunkohlenformation	42	130,5
Kreide				27,5		
Försterei Grenzlau bei Zoppot [5]	138	100+				100
Bresin bei Putzig [5]		55+				
Lipinice bei Konitz [49]	180	60	+120	Miocäne Braunkohlen- formation	7	67
Preuß. Star- gard [49]	80—100	68+				68
Provinzial- irrenanstalt Conradstein (49)	105	91+				91

Ort der Bohrung. (Die Nummern beziehen sich auf die Literaturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohrpunktes über Normalnull m	Mächtigkeit der Quartärbildungen m	Lage der Unterkante des Quartärs über + oder unter — Normalnull	Mächtigkeit der durchsunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt-tiefe des Bohrloches unter der Erdoberfläche m
Ramten bei Waplitz [49]	59	50+			50
Marienwerder, Neue Artilleriekaserne [49]	60	75,5+			75,5
Schwetz, Provinzialirrenanstalt [49]	40	32	+8	Braunkohlenformation 73 Kreide 15,2	140,2
Thorn, Brückenkopf [49]	45,5	28	+17,5	Tertiär (etwa 18—31) } Senon 111	139
Thorn, Bauviertel E. I. [49]	54,5	6	+48,5	Tertiär 61 Senon 73	150
Thorn, Bauviertel E. II. [49]	54,5	17	+37,5	Tertiär 37+	54
Thorn, Bauviertel L. [49]	54,5	34	+20,5	Tertiär 26+	60
Försterei Groß-Starzin bei Putzig [5]	10?	54+			
Kreftsfelde bei Kosakau [6]	40—50	77		Braunkohlenformation 9,3	86,3
Praust, Zuckerfabrik I [6]	8	62	—54	Braunkohlenformation 23+	85
Praust, Zuckerfabrik II [6]	8	77	—69	Braunkohlenformation 9,3+	86,3
Konitz, Korrigendenanstalt [6] u. [4]	170	4,4	+115,6	Braunkohlenformation 0,6+	55
Pr. Friedland, Lehrerseminar [6]	160	103	+57	Braunkohlenformation 7,5+	110,5

Ort der Bohrung. (Die Nummern beziehen sich auf die Literaturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohrpunktes über Normalnull m	Mächtigkeit der Quartärbildungen m	Lage der Unterkante des Quartärs über + oder unter — Normalnull	Mächtigkeit der durchsunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt-tiefe des Bohrloches unter der Erdoberfläche m
Sypniewo, Kr. Flatow [7]	148,7	25	+ 123,7	Braunkohlenformation 117+	142
Hermannshöhe bei Bischofswerder [1]	92	110	— 18	Oligocän 71,9 Senon 20,1 +	202
Straßburg, Garnisonslazarett [6]	75	8	+ 67	Tertiär 28,5	36,5
Straßburg, Gymnasiums-ecke [6]	75	7	+ 68	Tertiär 12,8	19,8
Straßburg Kreislazarett [49]	75	23	+ 52	Tertiär 57	80
Schönsee, Bahnhof [5]	90,2	19	+ 71,2	Braunkohlenformation 21+	40
Czernowitz [49]	40	48,5	— 8,5	Kreide 78 +	126,5
Graudenz, Bahnhof [6]	24,3	48,8	— 24,5	Glaukonitischer Sand 0,8 Braunkohlenformation 52,9 Kreidemergel . . 22,5 +	125,0
Graudenz, nahe dem Bahnhofe [53]	22,8	Diluvium 48 Tertiäre Braunkohle 15 Diluvium 27 80	— 57,2	Tertiär 19 Kreide 13	112

Ort der Bohrung. (Die Num- mern be- ziehen sich auf die Lite- raturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohr- punktes über Normal- null	Mächtig- keit der Quartär- bildung en	Lage der Unter- kante des Quartärs über + oder unter — Normal- null	Mächtigkeit der durch- sunkenen vorquartären Ablagerungen	Gesamt- tiefe des Bohr- loches unter der Erdober- fläche
	m	m		m	m

Provinz Posen.

Gnesen, Schlachthof I [49]	117	46	+ 71	Posener Flammthon 56 Braunkohlenformation 19+	121
Gnesen, Zuckerfabrik [49]	117	36	+ 81	Posener Flammthon 3+	39
Inowrazlaw, östlich der Stadt bei Friedrichs- felde [9]	90	19	+ 71	Tertiär 142 Jurakalkstein.	161
Inowrazlaw, (Juno II) [8]	80	20	+ 60	Tertiär 190+	210
Elsenau, Bahnhof der Bahn Gnesen- Nakel [9]	112,8	45	+ 67,8	Tertiär 118+ (Posener Flamm- thon, unten Brau- kohle.)	163
Swiontkowo (Kr. Znin) [9]	114	31	+ 83	Tertiär 33,4+	64,4
Gut Liskau südlich von Tuchel [56]	135	26,8	+ 108,2	Posener Flammthon 5,7 Märkische Braunkohlen- bildungen 29,0 Oberoligocäne Brau- kohlenbildungen? . 14,5 Septarienthon? . . 44,0	120
Nördlich Gos- cieradz Boh- rung 39 [56]	96	53	+ 43	Posener Flammthon 15+	68
Stopka nahe Krone a. d. Brahe 240 m südlich vom Schachte [47]		2,9		Sand und Thon wechsellarnd) 65,0 3 Braunkohlen- flöze 0,5—0,8 —15,0 mit Thon- zwischenmitteln 23,3 Sand 14,0+	105,2 Miocän 102,8
Pinsk bei Exin, süd- westlich von Bromberg [8]	79,3	48	+ 31,3	Tertiär 126,5+	174,5

Ort der Bohrung. (Die Num- mern be- ziehen sich auf die Litte- raturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohr- punktes über Normal- null	Mächtig- keit der Quartär- bildung	Lage der Unter- kante des Quartärs über + oder unter - Normal- null	Mächtigkeit der durch- sunkenen vorquartären Ablagerungen	Gesamt- tiefe des Bohr- loches unter der Erdober- fläche	
					m	m
Slonawy bei Pinsk [9]		38,3		Tertiär 36,9 +	75,2	
Lindewald (Kr. Wir- sitz) [9]		48		Tertiär { Pos. Flam- menthon 60 Pos. Braunkohlenfor- mation 14 +	122	
Obornik, Städtisches Schlachthaus [50]	59	18	+ 46	Tertiär (Mio- cän) { Pos. Flam- menthon 35,0 Pos. Braunkohlenfor- mation 12,65 +	60,65	
Obornik, Herdings Ma- schinenfabrik [50]	59	10	+ 49	Tertiär (Mio- cän) { Pos. Flam- menthon 40 Pos. Braunkohlenfor- mation 5	55	
Obornik, Molkerei [50]	59	13	+ 46	Tertiär (Mio- cän) { Pos. Flam- menthon 40 Pos. Braunkohlenfor- mation 43,5	96,5	
Obornik. Slonawy- Mühle [50]	50	3	+ 47	Tertiär (Mio- cän) { Pos. Flam- menthon 40 Pos. Braunkohlenfor- mation 3	46	
Obornik, Zimmer- meister Laue [50]	50	4	+ 46	Tertiär (Mio- cän) { Pos. Flam- menthon 35 Pos. Braunkohlenfor- mation 2,1	41,1	
Filehne (Bahnhof) [9]	41,8	21,3(?)	+ 20,5	Tertiär.		
Tiefbohrloch I zwischen den Ortschaften Cizkowo, Sa- gen u. Goray, Kreis Czarni- kau [47]	80	32,3	+ 47,7	Pos. Flammenthon (mit Braunkohlen) 29,8 Glimmersande, Thone und Braunkohlen 120,9 Grauer Thon, Glauko- nitischer und reiner Quarzsand 30	213	

Ort der Bohrung. (Die Nummern beziehen sich auf die Literaturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohrpunktes über Normalnull m	Mächtigkeit der Quartärbildungen m	Lage der Unterkante des Quartärs über + oder unter — Normalnull	Mächtigkeit der durchsunkenen vorquartären Ablagerungen m		Gesamt-tiefe des Bohrloches unter der Erdoberfläche m
Tiefbohrloch II ebenda-selbst [47]	65	34,8	30,2	Blauer Thon . . 29,3 Kohle . . . 2,5 Grauer Thon . . 9,6		76,2
Tiefbohrloch III ebenda-selbst [47]		16		Blauer Thon . . 46,6 Kohle . . . 3,8 Grauer Thon . . 3,5		69,9
Tiefbohrloch IV ebenda-selbst [47]	60	31,2	+ 28,8	Blauer Thon . . 36,5 Kohle . . . 3,2 Grauer Thon.		70,9
Tiefbohrloch V ebenda-selbst [47]	80	31	+ 49	Blauer Thon. . 35,5 Kohle . . . 3,0 Grauer Thon.		69,5
Tiefbohrloch VI ebenda-selbst [47]	60	19	+ 41	Blauer Thon. . 37,1 Kohle . . . 3,1 Grauer Thon.		59,2
Tiefbohrloch VII ebenda-selbst [47]	77,5	39	+ 38,5	Blauer Thon. . 27,3 Kohle . . . 4,0 Grauer Thon.		70,3
Tiefbohrloch VIII ebenda-selbst [47]	65	23,5	+ 41,5	Blauer Thon . . 36,7 Kohle . . . 3,0 Grauer Thon.		63,2
Tiefbohrloch IX ebenda-selbst [47]	60	29	+ 31	Blauer Thon . . 28,3 Kohle . . . 2,4 Grauer Thon.		59,7
Tiefbohrloch X ebenda-selbst [47]	65	38	+ 27	Blauer Thon. . 22,8 Kohle . . . 1,8 Grauer Thon.		62,6
Rokietnica Brennereibrunnen des Dominiums [48]	93,8	31,5	+ 62,3	Pos. Flammenthon . . . 55,5 Pos. Braunkohlenformation . 24,0+		111
Posen, Brauerei am Wildathor [58]	60	25	+ 35	Pos. Flammenthon . . 84 Braunkohlenbildung . 37,2		146,2
Posen, Gefrierhaus des Forts Rauch [58]	65	5,5	+ 59,5	Pos. Flammenthon . . 43,5 Braunkohlenbildung . 62		111

Ort der Bohrung. (Die Nummern beziehen sich auf die Literaturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohrpunktes über Normalnull m	Mächtigkeit der Quartärbildungen m	Lage der Unterkante des Quartärs über + oder unter — Normalnull	Mächtigkeit der durchsunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt-tiefe des Bohrloches unter der Erdoberfläche m
Dembsen (Muthung Copernicus) [58]	67,5	15,5	+ 52	Pos. Flammethon . . 64 Braunkohle.	79,5
Jersitz bei Posen. I [58]	75	36,5	+ 40,5	Pos. Flammethon . . 5,5	42
Jersitz bei Posen. III [58]	70	51	+ 19	Pos. Flammethon . . 25	76
Junikowo bei Posen. I [58]	81	19	+ 62	Pos. Flammethon . . 6	25
Junikowo bei Posen. II [58]	74	23	+ 51	Pos. Flammethon . . 1	24
Junikowo bei Posen. IV [58]	75	31,5	+ 43,5	Pos. Flammethon . . 2,5	34
Muthung „Wilhelm“ Johannesmühle bei Posen [9]	60	17,3	+ 42,7	Tertiär 72,1 +	89,4
Muthung „Morgenstrahl“ bei Zegrze (Posen) [9]		11,8		Tertiär 75,2 +	87,0
Seeren-Ost. Muthung Graf Eduard Carl I [9]		73		Tertiär { Alaunthon . . 6,3 Braunkohle . . 0,8	80,1
Koppnitz (Kr. Wollstein) [9]		30 +			30
Pleschen [6] u. [9]	130	34,5	+ 95,5	Tertiär { rote u. graue Thone . . 59,5 Quarzsand . . 3 +	97

Ort der Bohrung. (Die Num- mern be- ziehen sich auf die Lite- raturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohr- punktes über Normal- null m	Mächtig- keit der Quartär- bildung m	Lage der Unter- kante des Quartärs über + oder unter — Normal- null m	Mächtigkeit der durch- sunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt- tiefe des Bohr- loches unter der Erdober- fläche m
--	--	--	--	--	---

Provinz Brandenburg.

Berlin N. Gesund- brunnen Wriezener- str. 29 [55]	41,5	54	— 12,5	Miocäne Braunkohlen- bildung 39 Oberoligocän 36,8	125,8
Berlin N. Wedding Reinicken- dorferstr. 2a (Soolbohr- loch) [10]	36	50	— 14	Märk. Braunkohlen- bildung (Miocän) 39 ¹⁾ Oberoligocän 42 Mitteloligocän 93,5 Unteroligocän 10,5 Noch unbestimmt 71 1) 9 m Grenzbildung.	306
Berlin N. Chausseestr. 70 (Wigankow- sches Bohr- loch) [11], [12] u. [13]	35,7	35,0	+ 0,7	Miocän 65 Oberoligocän 35 Mitteloligocän 28+	163
Berlin N. Boyenstr. 46 [14]	36	55,9	— 19,9	Miocän 32,8+	88,7
Berlin N. Gartenstr. 33 [14]	35,4	33,6	+ 1,8	Miocän 0,3	33,9
Berlin N. Acker- straße 92/96, Krafft und Knust [9] u. [14]	36	62,8	— 26,8	Miocän 32,7 Oberoligocän 11,0+	106,5
Berlin N. Ackerstr. 94 [14] u. 12]	36	57,7	— 21,7	Miocän 32,8 Oberoligocän 41,6 Mitteloligocän 12,0+	144,1
Berlin N. Bergstr. 40/41 [14]	35,4	36,0	— 0,6	Miocän 16,1+	52,1
Berlin N. Bor- sigstr. 15 [14]	36,3	57,0	— 20,7	Miocän 18,0+	75,0

Ort der Bohrung. (Die Nummern beziehen sich auf die Litteraturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohrpunktes über Normalnull m	Mächtigkeit der Quartärbildungen m	Lage der Unterkante des Quartärs über + oder unter — Normalnull	Mächtigkeit der durchsunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt-tiefe des Bohrloches unter der Erdoberfläche m
Berlin N. Rheinsbergerstraße 55 [14]	47,1	57,9	— 10,8	Miocän 34,5 Oberoligocän . . . 3,1 +	95,5
Berlin N. Strelitzerstraße 34 [14]	47,1	58,0	— 10,9	Miocän 23,4 +	81,4
Berlin N. Pappelallee 24 [55]	49,5	62,9	— 13,4	Miocän (umgelagert zur Eiszeit) . . . 8,7 Miocän(märk.Braunkohlenbildung) . . 22,1 Oberoligoc. Meeres-sand 10,3 +	104
Berlin N. Wollinerstr.-Ecke Rheinsbergerstr. 29 [55]	48,2	67*) Doppelte Miocän-Ueberschiebung auf Unt. Diluv. 14m	— 18,8	Miocäne Braunkohlen-bildung 17 Oberoligocän 10,5	104,5
Berlin N. Cremmenerstraße 6 [55]	47,9	70*) Miocän-Ueberschiebung auf Unt. Diluv. 23m	— 22,1	Miocäne Braunkohlen-bildung 24 Oberoligocän 36,8 +	130,8
Berlin N. Stargarderstraße 7 [55]	50,4	77*) Miocän-Ueberschiebung auf Unt. Diluv. 15m	— 26,6	Miocäne Braunkohlen-bildung 39,5	116,5
Berlin N. Elsäßerstr. 97 [55]	36,7	62,4*) Miocän-Ueberschiebung auf Unt. Diluv. u. Grenz-schicht 10,7 m	— 25,7	Miocäne Braunkohlen-bildung 25,1 Oberoligocän 31,1	118,6

Ort der Bohrung. (Die Num- mern be- ziehen sich auf die Lite- raturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohr- punktes über Normal- null m	Mächtig- keit der Quartär- bildung m	Lage der Unter- kante des Quartärs über + oder unter — Normal- null m	Mächtigkeit der durch- sunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt- tiefe des Bohr- loches unter der Erdober- fläche m
Berlin NW. Kieblerstr. 4 [55]	37,1	63,8*) Miocän- Ueber- schiebung auf Unt. Diluv. 4,8 m	— 26,7	Miocäne Braunkohlen- bildung 30,3 Oberoligocän 8,1	102,2
Berlin N. Brunnenstr. 15 [55]	36,2	43	— 6,8	Miocäne Braunkohlen- bildung 33 Oberoligocän 42,1	118,1
Berlin N. Ackerstr. 78 [55]	36,9	64,5*) Ueber- schiebung u. Grenz- schicht 8,5 m	— 27,6	Miocäne Braunkohlen- bildung 19,5 Oberoligocän 24,9	108,9
Berlin N. Schering- straße 13—28 [55]	34,5	55	— 20,5	Miocäne Braunkohlen- bildung 40 Oberoligocän 43	138
Berlin C. Kaiser- Wilhelmstr. 9 (Hotel) [55]	38	52	— 14	Miocäne Braunkohlen- bildung 41 Oberoligocän 7	100
Berlin NW. Hamburger Bahnhof, In- validenstraße [12], [14] u. [55]	34,6	64,9*) Doppelte Miocän- Ueber- schiebung 29,9 m	— 30,3	Miocän 31,6 Oberoligocän 43,7 Mitteloligocän 0,8+	141
Berlin NW. Generalstab, Moltkestraße [12] u. [14]	35,9	77,0	— 41,1	Miocän 12 Oberoligocän 40 Mitteloligocän 4+	133
Berlin NW. Paulstraße 6 [10]	35,8	52,0	— 16,2	Miocän 38 Oberoligocän 38 Mitteloligocän 83 Unteroligocän 4+	215
Berlin NW. Friedrichsstr. 102(Admirals- garten) [10], [12], [14]	34,3	50,5	— 16,2	Miocän 42,5 Oberoligocän 44 Mitteloligocän 100 Unteroligocän 19+	256

Ort der Bohrung. (Die Nummern beziehen sich auf die Literaturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohrpunktes über Normalnull	Mächtigkeit der Quartärbildungen	Lage der Unterkante des Quartärs über + oder unter — Normalnull	Mächtigkeit der durchsunkenen vorquartären Ablagerungen		Gesamt-tiefe des Bohrloches unter der Erdoberfläche
				m	m	
Berlin C. Alexanderplatz 3 [10]	35,7	40	— 4,3	Miocän	44	236
				Oberoligocän . . .	50,5	
				Mitteloligocän . . .	79,5	
				Unteroligocän . . .	22+	
Berlin C. Fischerbrücke 14 u. 15 [14]	38,8	45,2	— 6,4	Miocän	6,8+	52,0
Berlin C. Kölnischer Fischmarkt 5 u. 6 [14]	34,9	48,5	— 13,6	Miocän	40,5	98,0
				Oberoligocän	9+	
Berlin C. Petriplatz [14]	34,5	52,0	— 17,5	Miocän	27+	76,0
Berlin SW. Leipzigerstraße 58 [14]	34,7	51,3 (?)	— 16,6	Miocän	46,1	112
				Oberoligocän	14,6+	
Berlin SW. Lützowstraße 74 [10]	35	41,3	— 6,3	Miocän	49,3	249,5
				Oberoligocän	39,4	
				Mitteloligocän . . .	76,0	
				Unteroligocän . . .	6,0	
				Noch unbestimmt .	37,5	
Berlin SO. Luisenufer 22 [10]	34,9	116	— 81,1	Oberoligocän	24	248
				Mitteloligocän	70	
				Unteroligocän	38	
Berlin S. Friedrichstraße 8 [10]	36	126	— 90	Mitteloligocän	90	250
				Unteroligocän	34+	
Hermsdorf bei Berlin [10a]	49	36,8	+ 12,2	Mitteloligocän (Septarienthong) .	147,3	323,5
				Unteroligocän?		
				oder älter	39,5	
				Mittlerer Lias δ .	95,8	
				Mittlerer Lias δ? .	4,1+	
Selbelang, westlich von Nauen [15]	34,0	41	— 7	Miocän	55+	96

Ort der Bohrung. (Die Num- mern be- ziehen sich auf die Litte- raturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohr- punktes über Normal- null	Mächtig- keit der Quartär- bildung en	Lage der Unter- kante des Quartärs über + oder unter — Normal- null	Mächtigkeit der durch- sunkenen vorquartären Ablagerungen	Gesamt- tiefe des Bohr- loches unter der Erdober- fläche
					m
Spandau [12]	33	120	— 87	Oberoligocän . . . 22 Mitteloligocän . . . 172 Unteroligocän . . . 75 Trias? 97 +	486
Johannisthal b. Cöpenick [16]	34,5	140 +			140
Fabrik Kanne in Nieder- schönweide b. Berlin [16a]	34,5	62	— 27,5	Märkische Braunkohlen- formation 25	87
Rüdersdorf, Tiefbohrloch I am Kesselsee [17a]	37	18	+ 19	Röth 104,4 Unterer Buntsand- stein 457,6 Oberer Zechstein . 52,6 + (Beginn des Salz- lagers)	632,6
Rüdersdorf, Tiefbohrloch II. am Voigts- pfuhl bei Rüdersdorf [17a]	62	157,5	— 95,5	Oberer Muschelkalk . 32,5 Mittlerer Muschelkalk 72 Unterer Muschelkalk 94,7 +	356,7
Rüdersdorf, Tiefbohrloch III am Seebad Rüdersdorf [17a]	60,5	178	— 117,5	Mittlerer Keuper . . 68,5 Unterer Keuper . . 30,5 Oberer Muschelkalk . 38,5 Mittlerer Muschelkalk 13,7 +	342,7
Rüdersdorf, Tiefbohrloch IV am Kalk- graben [17a]	37	10	+ 27	Röth 59 Unterer Buntsandstein 434 Oberer Zechstein . 63 + (Beginn des Salzlagers)	566
Rüdersdorf, Tiefbohrloch V am Kalk- see [17a]	36	135	— 99	Röth? 40 Mittlerer Keuper . . 125 Oberer Muschelkalk . 53 Mittlerer Muschelkalk 75 Unterer Muschelkalk 86 +	564
Rüdersdorf, Tiefbohrloch VI im Tiefen Thal [17a]	70	9,2	+ 60,8	Unterer Wellenkalk . 20,6 Röth 109,6 Unterer Buntsandstein 442,6 Oberer Zechstein . 33,4 + (Beginn des Salzlagers)	680,5

Ort der Bohrung. (Die Num- mern be- ziehen sich auf die Lite- raturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohr- punktes über Normal- null	Mächtig- keit der Quartär- bildung en	Lage der Unter- kante des Quartärs über + oder unter — Normal- null	Mächtigkeit der durch- sunkenen vorquartären Ablagerungen	Gesamt- tiefe des Bohr- loches unter der Erdober- fläche	
					m	m
Rüdersdorf, Tiefbohrung VII am west- lichen Kalk- seeufer [17a]	36	102,8	— 66,8	Unterer Keuper? . . . 9,0 Oberer Muschelkalk . . . 49,0 Mittlerer Muschelkalk . . . 86,2 Unterer Muschelkalk . . . 148,0 Röth 171,0 Unterer Buntsandstein 300+		866
Gegend von Rüdersdorf, nordwestlich von der Schä- ferei Tasdorf [17]	50,2	126,6	— 76,4	Tertiär 33,1+		159,7
Gegend von Rüdersdorf, am Wege von Tasdorf nach Grünlinde [17]	51,5	39,5	+ 12	Tertiär 6,0 Keuper (?) 20,3+		65,8
Gegend von Rüdersdorf, nordöstl. von Hennicken- dorf (Ost- bahn) [17]	37,7	46,8	— 9,1	Tertiär? 2,7+		51,5
Groß- Ströbnitz bei Cottbus [12]	72,2	83	— 10,8	Miocän 55 Oberoligocän 39 Kreide 157 Keuper 26+		360
Priorfließ bei Cottbus [12]		31,6		Miocän 97,7 Oberoligocän 53,7 Keuper 93+		276
Hänchen bei Cottbus [12a]		163 ¹⁾		Märkische Brau- kohlenbildung 9,4		851,4
		141 bis 153 umge- lagertes		Muschelkalk 229,6 Röth 146,0 Buntsandstein 303,4+		
Rakow bei Drebkau [12]		9,5		Miocän 139,5+		268,5
				Oberoligocän 26,9 Muschelkalk 92,6		
Bahnsdorf bei Senftenberg [12]		29		Miocän 89 Fragl. Schichten 56 Paläozoisch 39,1		213,1

Ort der Bohrung. (Die Num- mern be- ziehen sich auf die Litte- raturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohr- punktes über Normal- null	Mächtig- keit der Quartär- bildung	Lage der Unter- kante des Quartärs über + oder unter — Normal- null	Mächtigkeit der durch- sunkenen vorquartären Ablagerungen	Gesamt- tiefe des Bohr- loches unter der Erdober- fläche	
					m	m
Dahme [8]	70,8	67	+ 3,8	Miocän 80 Oberoligocän . . 47 Mitteloligocän . . 40 Buntsandstein . . 87 +	321	
Hilmersdorf bei Schlieben [8]	104,8	16,5	+ 88,3	Miocän 139,5 Oberoligocän . . 33,7 Rotliegendes . . 152,5 +	342,2	
Dobrilugk [8]	70,6	9,4	+ 61,2	Märkische Brau- kohlenformation . 159,1 Devon, Silur (?) . 131,2 +	299,7	
Ottmannsdorf bei Zahna [8]	164,4	82	+ 82,4	Tertiär 75,3 +	157,3	
Kropstorf bei Zahna [8]	119,2	7,8	+ 111,4	Tertiär 122,7 +	130,5	
Grüna bei Jüterbogk [8]	67	110	- 43	Tertiär 141,1 +	251,1	
Lütte bei Belzig [61]	ca. 50	32 +			32	
Kalkgrube bei Belzig [61]	ca. 70—75	20,7		Tertiär (wahrsch. Miocän) 62,3	83	
Hagelsberg bei Belzig [61]	ca. 180	95 +			95	
Wiesenburg [61]	ca. 160	73 +			73	
Neudamm, Löwe&Co. [18]	41,6	22	+ 19,6	Braunkohlenforma- tion 9,5 +	31,5	
Strasburg in der Ucker- mark, Zucker- fabrik [19]	62	204 +			204	
Strasburg in der Ucker- mark, Markt- platz [19]	68	132,6 +			132,6	
Marienhöh südwestl. von Strasburg, 4,4 km von der Zucker- fabrik [13]	74	42	+ 32	Miocän 8,5 Oberoligocän (?) . 3,9 Mitteloligocän . . 113,1 +	167,5	

Ort der Bohrung. (Die Num- mern be- ziehen sich auf die Litte- raturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohr- punktes über Normal- null	Mächtig- keit der Quartär- bildung	Lage der Unter- kante des Quartärs über + oder unter — Normal- null	Mächtigkeit der durch- sunkenen vorquartären Ablagerungen	Gesamt- tiefe des Bohr- loches unter der Erdober- fläche
	m	m		m	m

Provinz Schlesien.

Breslau, ober- schlesischer Bahnhof [20]	119,9	40,7	+ 79,2	Tertiär 82,2 +	122,9
Glogau, Kriegsschule [21]	82,3	6,0	+ 76,3	Schles. Tertiärthon Unt. schles. Braunkohlenbildung . 70,6 47,4 +	124
Klost. Leubus bei Wohlau [9]		57		Tertiär 50 +	107

Provinz Pommern.

Stolp, Invali- denhaus [49]	17,5	70,4 +			70,4 +
Persanzig, nordwestlich von Neu- Stettin [22]	145	96 +			96
Bublitz [23]	109	56 +			56
Zeblin am Raddüe- thal [23]	159	83 +			83
Rügenwalder- münde [24]	2,2	134	- 131,8	Marines Oligocän . 0,7 + Senon 32,3 +	167
Köslin [8]	34,6	26,5	+ 8,1	Tertiär 98,7 + Oberer Jura (?)	125,2
Karolinen- horst [3]	20,5	152	- 131,5	Tertiär.	152
Haltestelle Gutsdorf d. Callies-Star- garder-Bahn [3a]	102,4	76	+ 26,4	Tertiär 31 Kreide ? 0,5	107,5

Ort der Bohrung. (Die Nummern beziehen sich auf die Literaturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohrpunktes über Normalnull m	Mächtigkeit der Quartärbildungen m	Lage der Unterkante des Quartärs über + oder unter — Normalnull	Mächtigkeit der durchsunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt-tiefe des Bohrloches unter der Erdoberfläche m
Haltestelle Falkenwalde [3a]	135	94 +			94
Bahnhof Reetz [3a]		103 + Quartär 63,4. Verschlepptes Tertiär 14,1. Einheimisch. u. nordisches Ma- terial ge- mengt 25,5			103
Stettin, pommersche Zuckersiederei [25]	1,0	43,9	— 42,9	Tertiär.	43,9
Stettin, Grüne Schanze [25]	21,9	9,4	+ 12,5	Tertiär . . . 102,0 Kreide (Senon) . . 1,9 +	113,3
Pommerendorf b. Stettin a. Eisenbahnübergang [57]	20,1	156	— 135,9	Septarienthon . . 9 +	165
Grünhof bei Stettin, BockbrauereiBohrloch a. [57]	17,4	105,5	— 88,0	Kreide 7 + (Senon)	112,5
Grünhof bei Stettin, BockbrauereiBohrloch b. [57]	17,4	92	— 74,6	Kreide (Senon).	92
Stettin, Falkenwalderstr. 19 [57]	23,3	104 +			104
Stettin, Elisabethstraße, Auguste-Victoria-Schule [57]	26,8	105,8	— 79,0	Aufgearbeitete Kreide mit Tertiär und Diluvium vermischt . . 109,2	215

Ort der Bohrung. (Die Num- mern be- ziehen sich auf die Litte- raturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohr- punktes über Normal- null m	Mächtig- keit der Quartär- bildung m	Lage der Unter- kante des Quartärs über + oder unter — Normal- null m	Mächtigkeit der durch- sunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt- tiefe des Bohr- loches unter der Erdober- fläche m
Peene- münde [26]	1,6	28	—26,4	Kreide 52+	80
Greif- swald [27]	2,9	54,6	—51,7	Oberturon . . . 59,0 Unterturon . . . 7,7 Cenoman . . . 0,6 Oberer Gault . . 40,9+	162,8
Greifswald, Hinrichsche Brauerei am Markt [26] u. [28]	7,0	26,7	—19,7	Unteres Turon . . (Brogniartipläner) 5,3 Oberer Gault . . (Grünsand u. Thon) 101,6+	133,6
Greifswald, am Röß- markt [26]	4	92,1+			92,1
Greifswald, am alten Kirchhofe [26]	3,0	78,5+			78,5
Greifswald, Giermanns Villa [26]	3,0	68,3+			68,3
Greifswald, Sumpfsche Brauerei s. der Grimmer- straße [28]	2,5	50	—47,5	Plänermergel . . 34+	84
Greifswald, Bahnhof (Ma- schinenhof) [28]	2,5	12,5	—10,0	Senon 35,8 Turon (roter Mergel) 7,2 Ob. Gault (Grünsand) 2,2	57,7
Helmshagen, 5 km südl. von Greifswald [26]	35	59,9+			59,9
Demmin, alte Kaserne östl. der Stadt [29]	10	110	—100	Tertiär 64 Kreide 139+	313
Stralsund, Neuer Markt [30]	9,1	57	—47,9	Kreide 4,1	61,1

Ort der Bohrung. (Die Nummern beziehen sich auf die Literaturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohrpunktes über Normalnull m	Mächtigkeit der Quartärbildungen m	Lage der Unterkante des Quartärs über + oder unter — Normalnull	Mächtigkeit der durchsunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt-tiefe des Bohrloches unter der Erdoberfläche m
Stralsund, an der Jakobikirche [30]	7,7	53	—45,3	Kreide 5,7 +	58,7
Stralsund, Frankenstraße 75 [30]	5,3	52,8	—47,5	Kreide 43,9 +	96,7
Stralsund, Johanniskaserne [30]	2,3	64,4	—62,1	Kreide	64,4
Stralsund, Semlower Thor [30]	4,4	50,5	—46,1	Kreide 6,7	57,2
Stralsund, Neue Kaserne Nordbrunnen [30]	4	51,8	—47,8	Kreide 2,2	54
Stralsund, Neue Kaserne Südbrunnen [30]	4	51,2	—47,2	Kreide 11,9	63,1
Stralsund, Bohrloch südl. von der Neuen Kaserne [30]	4	73 +			73
Stralsund, Schloßbrauerei nördlich der Altstadt [30]	4,7	60	—55,8	Kreide 89 +	149
Stralsund, Bahnhof westl. d. Altstadt [30]	7,1	63	—55,9	Kreide 1,1 +	64,1
Stralsund, Dänholm [30]	3	58,5	—55,5	Kreide 3,0 +	61,5
Brinkhof, südlich Stralsund [30]		91 +			91

Ort der Bohrung. (Die Nummern beziehen sich auf die Literaturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohrpunktes über Normalnull m	Mächtigkeit der Quartärbildungen m	Lage der Unterkante des Quartärs über + oder unter — Normalnull	Mächtigkeit der durchsunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt-tiefe des Bohrloches unter der Erdoberfläche m
---	---	---------------------------------------	---	--	--

Mecklenburg.

Rostock, Brauerei von Mahn & Ohle- rich [31]	15	103,1	— 88,1	Turon. 49,0 + Cenoman 18,9 Gault od. Cenoman 38,7 +	209,7
Rostock, Südvorstadt, Georg- straße [32]	15	62,8 +			62,8
Rostock, Lloydbahnhof [31]	18	51 +			51
Rostock, Neu- stadt Blücher- platz [32]	10	94,1 +			94,1
Jagdschloß Gelbensande NO.v.Rostock [31] u. [63]	10	89,9	— 79,9	Kreidethon 9,4	99,3
Schlieffen- berg, SSO.von Rostock [31] u. [63]	50	93,3	— 43,3 (?)	Kreidethon ?	93,3
Kalkhorst [63]	40	92 +			92
Hoher Schön- berg [63]	92	12	+ 80	Kreide.	
Klütz [63]	15	75 +			75
Bothmer [63]	10	59 +			59
Moidentin [63]	50	75 +			75
Krassow bei Wismar [63]	50	62 +			62
Kröpelin [63]	55	115 +			115
Warnemünde [63]	5	100	— 95	Senonkreide.	

Ort der Bohrung. (Die Nummern beziehen sich auf die Literaturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohrpunktes über Normalnull m	Mächtigkeit der Quartärbildungen m	Lage der Unterkante des Quartärs über + oder unter — Normalnull	Mächtigkeit der durchsunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt-tiefe des Bohrloches unter der Erdoberfläche m
Schwaan [63]	5	82+			82
Lüssow [63]	30	97+			97
Kuhs [63]	32	86+			86
Güstrow [63]	10	65+			65
Vogelsang [63]	45	72+			72
Neukalen [63]	ca. 5	77+?			77
Stavenhagen [63]	45	57+			57
Bredenfelde [63]	55	83+			83
Penzlin [63]	50	66	— 16	Miocän z. T. mit Geschiebemergel vermengt.	
Karlshöhe bei Neubrandenburg [63]	75	41	+ 33	Miocän.	
Marienhöhe [63]	74	42	+ 32	Miocän u. Oligocän.	
Wismar, Dankwartstraße [31]	ca. 5—10	88,3+			88,3
Wismar, Bohrloch I am Turnplatz, SO. vor der Stadt [59]	+ 10,3	52	— 41,7	Miocän (Sand-Glimmerthon) 26 Oberoligocän od. Grenzgebilde 2 Oligocänthon 8,6	88,6
Wismar, Bohrloch II, 223 m SW. von I [59]	+ 2,5	39,2?	— 37,7?	Miocän oder Lokalmoräne.	39,2
Wismar, Bohrloch III, 107 m O. von I im Wallsteingraben [59]	+ 4,3	20,5	— 16,2	Miocän 16,5	37

Ort der Bohrung. (Die Num- mern be- ziehen sich auf die Lite- raturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohr- punktes über Normal- null	Mächtig- keit der Quartär- bildung	Lage der Unter- kante des Quartärs über + oder unter — Normal- null	Mächtigkeit der durch- sunkenen vorquartären Ablagerungen	Gesamt- tiefe des Bohr- loches unter der Erdober- fläche	
					m	m
Wismar, Bohrloch X, 2200 m SW. von I bei Viereggenhof [59]	+ 9,8	37	- 27,2	Miocän	9,6	46,6
Krakow in M. [59]	+ 50	65	- 15	Untere Kreide (Ceno- man?)	5	104
				Gemenge von Ceno- man und Jurensis- mergel	6	
				Oberer Lias	28	
Glashagen, S. von Doberan [31]	65	62+				62
Schloß Both- mer bei Klütz [31]	8	36,6+				36,6
Hof Schwie- sow bei Güstrow [31]	35	85+				85
Groß-Upahl, S. von Bützow [31]	60	34,4+				34,4
Lübstorf, N. von Schwerin [31]	50	65,8+				65,8
Schwerin, Westplateau, Militär- lazarett [33]	55	90+				90
Schwerin, Rostocker- straße [33]	45	92+				92
Retzow, SW. von Plau [19]	80	64	+ 16	Miocän	26,5	101,5
				Oberoligocän	11+	
Groß-Mist [63]	25	72 +				72

Ort der Bohrung. (Die Nummern beziehen sich auf die Literaturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohrpunktes über Normalnull m	Mächtigkeit der Quartärbildungen m	Lage der Unterkante des Quartärs über + oder unter — Normalnull	Mächtigkeit der durchsunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt-tiefe des Bohrloches unter der Erdoberfläche m
Grevesmühlen [63]	40	64+			64
Ventschow [63]	50	84+			84
Warin [63]	20	79+			79
Gustävel [63]	20	73+			73
Mechow bei Ratzeburg [63]	35	70+			70
Grambow [63]	65	68+			68
Karow [63]	72	106+			106
Plau [63]	ca. 60	50		Miocän.	
Penkow bei Malchow [63]	85	90+	+ 10		90
Malchow [63]	65	65	0	Tertiär.	
Röbel [63]	ca. 70	62+			
Hagenow [63]	25	50+			50
Preten bei Neuhaus [63]	10	67	— 57	Miocän.	
Grabow [63]	30	9	+ 21	Miocän 97	106
Kremmin [63]	35	15	+ 20	Miocän 45	60
Knüppeldamm [63]	78	58+	+ 20	Miocän? 48+	106
Meyenburg (preußisch) [63]	80	75+		Z. T. mit Miocänein-quetschung.	75
Neuenkirchen NO. Neubrandenburg [19]	70	70	0	Miocän (Glimmerthon) 0,5	70,5
Bockup, SW. von Mallis [34]	45	4,1	+ 40,9	Braunkohlenformat. 41,7+	45,8

Ort der Bohrung. (Die Nummern beziehen sich auf die Literaturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohrpunktes über Normalnull m	Mächtigkeit der Quartärbildungen m	Lage der Unterkante des Quartärs über + oder unter — Normalnull	Mächtigkeit der durchsunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt-tiefe des Bohrloches unter der Erdoberfläche m
Mallis, SO. von Lübtheen, Bohr. VII, 1855 [34]	41	10,7	+ 20,3	Braunkohlenformat. 15,8 +	26,5
Mallis, Bohr. IV [34]	41	9,7	+ 31,3	Braunkohlenformat. 25,9 +	35,6
Mallis, Bohr. XX [34]	41	2	+ 39	Braunkohlenformat. 20,5 +	22,5
Hohenwoos [34]	35	18,3	+ 16,7	Braunkohlenformat. 39,3 +	57,6
Zwischen Hohenwoos u. Laupin [34]	30	17,5	+ 12,5	Braunkohlenformat. 52,5 +	70,0
Hohenwoos i. Kabel 127 [34]	31	29,8	+ 1,7	Braunkohlenformat. 73,7 +	103,0
Hohenwoos, NW. von vorhergehendem Bohrloch [34]	31	55,7	— 24,7	Braunkohlenformat. 34,4 +	90,1
Kamdohl, 2 km SO. von Trebs [34]	22	39	— 17	Tertiär (zuletzt Dyas?) 242,3	281,3
Trebs, Bohrloch IV [34]	26	131	— 105	Gips mit Sand- u. Thon-einlagerungen . . . 2,1	133,1
Probst-Jesar [34]	20	62,5	— 42,5	Miocän 18 Braunkohlenformat. . 14,8 Gips.	95,3
Lübtheen am Rande des Gipsbruches [34]	20	17	+ 3	Septarienthon . . . 20 Gips +.	
Lübtheen am Orte [34] u. [63]	18	25,5	— 7,5	Miocän 12 Mitteloligocän . . . 59,6	97,1
Lübtheen S. vom Gipsbruch [34] u. [63]	18	44,5	— 26,5	Miocän 18,3 Mitteloligocän . . . 8 Gips.	

Ort der Bohrung. (Die Num- mern be- ziehen sich auf die Lite- raturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohr- punktes über Normal- null m	Mächtig- keit der Quartär- bildung m	Lage der Unter- kante des Quartärs über + oder unter — Normal- null m	Mächtigkeit der durch- sunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt- tiefe des Bohr- loches unter der Erdober- fläche m
Jessenitz, S. Lübtheen (nahe der Pinge Klein- Sarm) [34]	18	35	— 17	Mioc. Braunkohlen- formation . . . 79 Zechstein { Gips. . 144 Kalischalz 72 Steinsalz 20+	350

Provinz Sachsen, Anhalt, Lübeck, Hamburg, Schleswig-
Holstein und der westliche Teil Norddeutschlands.

Pietzpuhl bei Burg [35]	79,1	46,4	+ 32,7	Mitteloligocän . . . 80,6 Unteroligocän . . . 27,0 Trias (Buntsand- stein oder Keuper) 31,4+	185,4
Deetz unweit Nedlitz (An- halt) [61]	97,4	8	+ 89,4	Oberoligocän . . . 47 Diluvium . . . 5 Oberoligocän . . . 10 Mitteloligocän . . . 85 Reibungsbreccie . . 10 Buntsandstein.	175
Zieko N.-Cos- wig [61]	ca. 75	24	+ 51	Miocän 48,5 Oberoligocän . . . 29,6 Mitteloligocän . . 108,9 Buntsandstein.	211
Lübeck, Pferdekäufer- feld [52]	6,8	36	— 29,2	Miocän 64	100
Schwartau, N. von Lübeck [52]	7,6	55,2	— 47,6	Miocän 148,0 Mitteloligocän . . . 79,8 Unteroligocän . . . 29,0 Obersenon 4+	316
Lübeck, Aktien- brauerei [36], [37] u. [52]	6,6	52 (?)	— 45,4	Miocän 89,7 Mittel- oligocän { Septarien- thon . . . 44,6 Sandige Facies . . . 16,8+	203,1
Lübeck, Markt [37]	12,7	54 (?)	— 41,3	Miocän 50+	104
Lübeck, Schüsselbu- den Nr. 8 [37]	12,7	27,5 +			27,5

Ort der Bohrung. (Die Num- mern be- ziehen sich auf die Lite- raturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohr- punktes über Normal- null m	Mächtig- keit der Quartär- bildung m	Lage der Unter- kante des Quartärs über + oder unter — Normal- null	Mächtigkeit der durch- sunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt- tiefe des Bohr- loches unter der Erdober- fläche m
Lübeck, Mar- lyer Mühle [37]	15,3	80 +			80
Oldesloe, Pferde- markt [2]	10	122,9 +			122,9
Dockenhuden bei Blanke- nese. Villa Münchmeyer [54]	40	192,6 +			192,6
Nienstedten, Elbschloß- brauerei [54]	10	189,7 +			189,7
Hamburg, Hamm. Hammerland- straße 250 [54]	4	155	— 151	Miocän 36,6	191,6
Hamburg, Horn. Horner- landstraße 85 [54]	14	168 +			168
Hamburg, Billwärder Ausschlag [54]	1,5	177,8 +			177,8
Hamburg, Heiligengeist- feld [8] u. [38]	26,5	33,5	— 7,0	Miocän 6,5 +	40
Hamburg, Steinwärder [8] u. [38]	12,5	119,5	— 107,0	Miocän 11,5 +	131
Hamburg, Große Blei- chen 31 [38]	11	126,1 (?)	— 115,1	Miocän (?) 11,2 +	137,3
Hamburg, Grüner Deich [38]	11,5	76,8 (?)	— 65,3	Miocän (?) 95,7 +	172,5

Ort der Bohrung. (Die Num- mern be- ziehen sich auf die Lite- raturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohr- punktes über Normal- null m	Mächtig- keit der Quartär- bildung m	Lage der Unter- kante des Quartärs über + oder unter — Normal- null	Mächtigkeit der durch- sunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt- tiefe des Bohr- loches unter der Erdober- fläche m
Hamburg, St. Georg, Neue Straße 48 [38]	13,5	83,1 (?)	— 69,6	Miocän (?) . . . 67,6 +	150,7
Hamburg, Hopfen- markt 18 [38]	12,4	66,3 (?)	— 53,9	Miocän (?) . . . 73,5 +	139,8
Hamburg, Rothenburgs- ort, Wasser- kunst [38]	8,4	44,4 (?)	— 36,0	Miocän (?) . . . 27,2 +	71,6
Eimsbüttel, Eichen- park [38]	15,5	126,7 (?)			126,7
Harveste- hude [38]	12,1	117,5 (?)	— 105,4	Miocän (?) . . . 29,2 +	146,7
Uhlenhorst, Hofweg [38]	12,0	88,3 (?)	— 76,3	Miocän (?) . . . 10,3 +	98,6
Bremer- hafen [39]	1,2	52,4 +			52,4
Wilhelms- hafen [40]	1,5	46,6	— 45,1	Tertiär . . . 121,3 +	167,9

Dänemark.

Eremitage, Kirchspiel Lyngby [60]	37	59,7	— 22,7	Saltholmskalk . . . 2,6	53,3
Lundtofte, Kirchspiel Lyngby [60]	39,3	60,9	— 21,6	Saltholmskalk . . . 0,9	61,8
Lyngby Syge- hus, Kirch- spiel Lyngby [60]	31,4	62,8	— 31,4	Saltholmskalk.	62,8

Ort der Bohrung. (Die Num- mern be- ziehen sich auf die Lite- raturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohr- punktes über Normal- null m	Mächtig- keit der Quartär- bildung m	Lage der Unter- kante des Quartärs über + oder unter — Normal- null m	Mächtigkeit der durch- sunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt- tiefe des Bohr- loches unter der Erdober- fläche m
Frederiksdal, Kirchspiel Lyngby [60]	31,4	71	— 39,6	Saltholmskalk.	71
Ryget, Kirch- spiel Værløse [60]	20,8	56,8	— 36	Saltholmskalk . . . 0,3	57,1
Værløse Gaard, Kirch- spiel Værløse [60]	52,7	74,4	— 21,7	Saltholmskalk . . . 5,5	79,9
Bernstorf Hovmark- gaard, Kirch- spiel Ordrup [60]	12,6	25,1	— 12,5	Saltholmskalk . . . 4,1	29,2
Charlotten- lund Slot, Kirchspiel Ordrup [60]	6,1	17,4	— 11,3	Saltholmskalk . . . 0,3	17,7
Garder- højfortet, Kirchspiel Gjentofte [60]	38,3	54	— 15,7	Saltholmskalk . . . 2,8	56,8
Gjentofte Sø, Kirchspiel Gjentofte [60]	16,9	27,8	— 10,9	Saltholmskalk . . . 5	32,8
Søborg Mose, Kirchspiel Gjentofte [60]	17,1	42,4	— 25,3	Saltholmskalk . . . 2,5	44,9
Store Hulsø, Kirchspiel Gladsaxe [60]	20	41,7	— 21,7	Saltholmskalk . . . 1,9	43,6
Vadgaarden, Kirchspiel Gladsaxe [60]	29,6	57,9	— 28,3	Saltholmskalk . . . 0,7	58,6
Praestebro, Kirchspiel Gladsaxe [60]	21,4	22,3	— 0,9	Saltholmskalk . . . 3,6	25,9

Ort der Bohrung. (Die Nummern beziehen sich auf die Literaturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohrpunktes über Normalnull m	Mächtigkeit der Quartärbildungen m	Lage der Unterkante des Quartärs über + oder unter — Normalnull	Mächtigkeit der durchgesunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt-tiefe des Bohrloches unter der Erdoberfläche m
Tune, Kirchspiel Tune [60]	53,4	12,6	+ 50,8	Jüngerer Grünsand . . . 5,0	17,6
Kalkbruch Kagstrup, Kirchspiel Kagstrup [60]	14,1	4,8	+ 9,3	Saltholmskalk.	4,8
Kirche Skensved [60]	26,7	18,8	+ 7,9	Grünsandstein. Saltholmskalk.	18,8
Zimmerplatz bei Havnen, Kirchspiel Kjöge [60]	1,3	22,0	— 20,7	Saltholmskalk 4,7	26,7
Lellingeaa, Kirchspiel Kjöge [60]	1,6	11,3	— 9,7	Saltholmskalk 2	13,3
Kjulerup Brauerei, Kirchspiel Bjaeverskov [60]	23,6	15,7	+ 7,9	Grünsandstein.	15,7
Kongsted, Kirchspiel Gjörslev [60]	31,4	16,3	+ 15,1	Saltholmskalk 6	22,3
Rosengaard, Kirchspiel Kvaerkeby [60]	31,4	30,1 +			30,1
Nørrefaelled, Kirchspiel Kopenhagen [60]	5,9	16,5	— 10,6	Saltholmskalk 3,2	19,7
Lammefaelled, Kirchspiel Kopenhagen [60]	11,5	20,6	— 9,1	Saltholmskalk 3,8	24,4
Jagtvejen, Kirchspiel Kopenhagen [60]	15,7	26,7	— 11,0	Saltholmskalk 2,2	28,9

Ort der Bohrung. (Die Nummern beziehen sich auf die Literaturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohrpunktes über Normalnull m	Mächtigkeit der Quartärbildungen m	Lage der Unterkante des Quartärs über + oder unter — Normalnull	Mächtigkeit der durchsunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt-tiefe des Bohrloches unter der Erdoberfläche m
Leröen, Kirchspiel Kopenhagen [60]	7,5	19,2	— 11,7	Saltholmskalk . . . 7,9	27,1
Frederiks-sundsvej 58, Kirchspiel Kopenhagen [60]	11,6	25,1	— 13,5	Saltholmskalk . . . 1,6	26,7
Brauerei „Stefan“, Kirchspiel Kopenhagen [60]	7,9	16,9	— 9,0	Saltholmskalk . . . 9,4	26,3
Freihafen, Kopenhagen [60]	— 2,8	6,6	— 9,4	Saltholmskalk . . . 0,3	6,9
Rosenborg, Kopenhagen [60]	5,7	15,4	— 9,7	Saltholmskalk . . . 15,7	31,1
Helsingörs-gade, Kopenhagen [60]	4,4	15,1	— 10,7	Saltholmskalk . . . 5,0	20,1
Nyholm, Kopenhagen [60]	0	13,8	— 13,8	Saltholmskalk . . . 175,5	309,3
Snaregade, Kopenhagen [60]	2,8	12,9	— 10,1	Saltholmskalk . . . 1,9	14,8
Brauerei Vodrofsvej, Kopenhagen [60]	3,8	9,6	— 5,8	Grünsandstein . . . 0,5 Saltholmskalk . . . 1,8	11,9
Tuborg Fabriken, Kirchspiel Kopenhagen [60]	2,2	13,2	— 11,0	Saltholmskalk . . . 7,9	21,1
Oestliche Gas-anstalt, Kirchspiel Kopenhagen [60]	3,1	7,5	— 4,4	Saltholmskalk . . . 1,6	9,1

Ort der Bohrung. (Die Nummern beziehen sich auf die Literaturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohrpunktes über Normalnull m	Mächtigkeit der Quartärbildungen m	Lage der Unterkante des Quartärs über + oder unter — Normalnull	Mächtigkeit der durchsunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt-tiefe des Bohrloches unter der Erdoberfläche m
Lyngbyvej Nr. 24, Kirchspiel Kopenhagen [60]	13,2	28,9	— 15,7	Saltholmskalk.	28,9
Harrestrup, Kirchspiel Herstedöster [60]	16,6	15,7	— 0,9	Saltholmskalk.	15,7
Lerbaekgaard, Kirchspiel Herstedöster [60]	19,8	9,5	— 10,3	Saltholmskalk . . . 3	12,5
Gröndalsaaen, Kirchspiel Frederiksberg [60]	7,5	10,7	— 3,2	Saltholmskalk . . . 33,3 Schreibkreide . . . 188,4	232,4
Egby Bro, Kirchspiel Glostrup [60]	19,6	6,3	+ 13,3	Saltholmskalk . . . 13,3	19,6
Gl. Carlsberg, Kirchspiel Valby [60]	14,1	15,1	— 1,0	Saltholmskalk . . . 15,4	30,5
SO. von Damhusöen, Kirchspiel Hvidovre [60]	5,6	7,5	— 1,9	Saltholmskalk . . . 0,8	8,3
Bröndbyöster, Kirchspiel Bröndbyöster [60]	16,5	7,5	— 9,0	Saltholmskalk . . . 9,0	16,5
Bröndbyöster Mark, Kirchspiel Bröndbyöster [60]	6,0	8,3	— 2,3	Saltholmskalk . . . 13,2	21,5
Baldersbrønde, Kirchspiel Höje-Thorstrup [60]	37,7	17,0	+ 20,7	Saltholmskalk.	17,0

Ort der Bohrung. (Die Nummern beziehen sich auf die Literaturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohrpunktes über Normalnull m	Mächtigkeit der Quartärbildungen m	Lage der Unterkante des Quartärs über + oder unter — Normalnull	Mächtigkeit der durchsunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt-tiefe des Bohrloches unter der Erdoberfläche m
N. von Hedehuskroen, Kirchspiel Flyng [60]	33,6	6,0	+ 27,6	Saltholmskalk . . . 5,0	11,0
St. Hans Hospital, Kirchspiel St. Jörgens-bjerg [60]	4,7	65,3	— 60,6	Saltholmskalk . . . 8,5	73,8
Svanholm, Kirchspiel Kynndby [60]	24,5	20,0	+ 4,5	Saltholmskalk.	20,0
Kastrup-vaerk, Kirchspiel Taarnby [60]	1,6	14,8	— 13,2	Saltholmskalk.	14,8
Köhlerts Vej, Kirchspiel Sandbyerne [60]	1,6	9,1	— 7,5	Saltholmskalk.	9,1
Pile Mölle, Kirchspiel Ishøj [60]	4,0	22,0	— 18	Schreibkreide (?) . . . 2,6	24,6
Geddesdal, Kirchspiel Greve [60]	22,0	11,3	+ 10,7	Saltholmskalk.	11,3
Pederstrup Ziegelei, Kirchspiel Ballerup [60]	32	22,3	+ 9,7	Saltholmskalk . . . 4,2	26,5
Ballerup Mark, Kirchspiel Ballerup [60]	19,3	12,0	+ 7,3	Saltholmskalk.	12,0
Damvad Mölle, Kirchspiel Ganlöse [60]	19,1	18,8	+ 0,3	Saltholmskalk . . . 23,2	42,0

Ort der Bohrung. (Die Num- mern be- ziehen sich auf die Litte- raturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohr- punktes über Normal- null	Mächtig- keit der Quartär- bildung en	Lage der Unter- kante des Quartärs über + oder unter — Normal- null	Mächtigkeit der durch- sunkenen vorquartären Ablagerungen	Gesamt- tiefe des Bohr- loches unter der Erdober- fläche
	m	m	m	m	m
Rolands- gaard, Kirch- spiel Viksö [60]	6,8	45,5	— 38,7	Saltholmskalk . . . 1,6	47,1
Stenlöse By, Kirchspiel Stenlöse [60]	12,6	42,1	— 29,5	Saltholmskalk . . . 0,9	43,0
Stenlöse Meierei, Kirchspiel Stenlöse [60]	13,2	25,1	— 11,9	Saltholmskalk . . . 2,5	27,6
Trilling- gaard, Kirch- spiel Maalöv [60]	25,9	53,6	— 27,7	Saltholmskalk . . . 2,0	55,6
Söberg Mose, Kirchspiel Bröndshöj [60]	17,4	31,3	— 13,9	Saltholmskalk . . . 0,9	32,2
Slotsherrens Bro, Kirch- spiel Brönds- höj [60]	9,3	12,1	— 2,8	Saltholmskalk . . . 65,8	77,9
Slagelse, Dänemark [8]	27,7	126,2	— 98,5	Oberes Senon.	

Niederlande und Belgien.

Utrecht [41]	3,8	155	— 151,2	Präglac. Quartär (?) 5 Scaldisien . . . 82 Diestien . . . 126,8 +	368,8
Goes [41]	4,2	39	— 34,8	Pliocän . . . 60 Oligocän . . . 118 +	217
Gorkum [41]	3,5	120	— 116,5	Pliocän . . . 62,5 +	182,5
Arnhem [42]	15	86	— 71	Scaldisien . . . 64 +	150
Sneek [43]	0,3	126 +			126

Ort der Bohrung. (Die Nummern beziehen sich auf die Litteraturangaben hinter diesen Tabellen)	Lage des Bohrpunktes über Normalnull m	Mächtigkeit der Quartärbildungen m	Lage der Unterkante des Quartärs über + oder unter — Normalnull	Mächtigkeit der durchgesunkenen vorquartären Ablagerungen m	Gesamt-tiefe des Bohrloches unter der Erdoberfläche m
Sneek, Eisenbahnstation [45]	0,3	132 +			132
Amsterdam, Neuer Markt [46]	1,5	171 +			171
Amsterdam, Diemerbrug [46]	— 0,7	169,2	— 169,9	Scaldisien (?) . . . 21,5 Scaldisien u. Diestien 144,3	335
Audenarde, Bahnhof [44]	13,5	20,1	— 6,6	Tertiär 43,4 +	63,5
Renaix [44]	43,5	4,5	+ 39,0	Tertiär 62,3 Kreide 0,6 +	67,4
Amougies [44]	21,5	6,0	+ 15,5	Tertiär 43,2 Kreide 5,8 +	55,0

Litteraturnachweis der Tiefbohrungen.

1. G. Berendt u. A. Jentzsch, Neuere Tiefbohrungen in Ost- und Westpreußen östlich der Weichsel. (Jahrb. d. königl. preuß. geolog. Landesanst. f. 1882. Berlin 1883, S. 325 ff.)
2. A. Jentzsch, Beiträge zum Ausbau der Glacialhypothese in ihrer Anwendung auf Norddeutschland. (Ibid. f. 1884. Berlin 1885, S. 438 ff.)
3. A. Jentzsch, Schriften der physik.-ökonom. Ges. zu Königsberg i. Pr. Jahrg. 28, 1887, Sitzungsber. S. 18.
- 3a. K. Keilhack, Das Profil der Eisenbahnen Arnswalde-Callies und Callies-Stargard. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1893. Berlin 1894, S. 190—211.)
4. A. Jentzsch, Jahrbuch d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1884. Berlin 1885. CII.
5. A. Jentzsch, Schriften d. physik.-ökonom. Ges. zu Königsberg i. Pr. Jahrg. 30, 1889, Sitzungsber. S. 70 und ibid. Jahrg. 31, 1890.
6. A. Jentzsch, Ueber die neueren Fortschritte der Geologie Westpreußens. (Schr. d. Naturf. Ges. zu Danzig. N. F. Bd. VII, H. 1.)
7. v. Koenen, Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1883, S. 213.
8. K. A. Lossen, Der Boden der Stadt Berlin u. s. w. Berlin 1879, S. 778 ff.
9. v. Rosenberg-Lipinsky, Die Verbreitung der Braunkohlenformation in der Provinz Posen. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1890.)
10. G. Berendt, Die Soolbohrungen im Weichbilde der Stadt Berlin. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1889. Berlin 1890, S. 347 ff.)
- 10a. G. Berendt, Erbohrung jurassischer Schichten unter dem Tertiär in Hermsdorf bei Berlin. (Ibid. f. 1890, Berlin 1891, S. 83—94.)

11. G. Berendt, Zeitschr. d. D. geol. Ges. XXXII, 1880, S. 821.
12. G. Berendt, Das Tertiär im Bereiche der Mark Brandenburg. (Sitzungsber. d. königl. preuß. Akad. d. Wiss. zu Berlin 1885, XXXVIII.)
- 12a. Nach den Bohrproben in der Sammlung d. königl. preuß. geol. Landesanst.
13. G. Berendt, Die bisherigen Aufschlüsse des märkisch-pommerschen Tertiärs u. s. w. (Abhandl. z. geol. Spezialkarte von Preußen u. s. w. Bd. VII, H. 2, 1886.)
14. G. Berendt, Erläuterungen zu Blatt Berlin d. geol. Spezialkarte von Preußen u. s. w.
15. F. Wahnschaffe, Erläuterungen zu Blatt Ribbeck desgl. S. 11.
16. F. Wahnschaffe, Ueber das Vorkommen geschiebefreien Thones in den obersten Schichten des Unterer Diluviums der Umgegend von Berlin. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1881. Berlin 1882, S. 541.)
- 16a. Wahnschaffe, Ergebnisse einer Tiefbohrung in Niederschönweide bei Berlin. (Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1893, S. 289.)
17. H. Eck, Rüdersdorf u. Umgegend. (Abhandl. z. geol. Spezialkarte von Preußen u. s. w. Bd. I, H. 1.)
- 17a. Erläuterungen zu Blatt Rüdersdorf. Zweite allgemeine Auflage. Berlin 1900.
18. Bohrloch ausgeführt von Blasendorff-Berlin, untersucht von F. Wahnschaffe.
19. F. E. Geinitz, XI. Beitrag zur Geologie Mecklenburgs. Neue Tertiär-vorkommnisse in und um Mecklenburg. (Archiv d. Ver. der Freunde d. Naturgesch. in Mecklenburg. 43. Jahrg. 1889. Güstrow 1890.)
20. F. Römer, Darstellung der geognost. Zusammensetzung des Bodens von Breslau. 41. Jahresber. d. Schles. Ges. 1863, S. 43—45.
21. G. Berendt, Geognostische Skizze der Gegend von Glogau und das Tiefbohrloch in dortiger Kriegsschule. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1885. Berlin 1886.)
22. Von dem Borne, Zur Geognosie der Provinz Pommern. (Zeitschr. d. D. geol. Ges. IX, 1857, S. 473—512.)
23. K. Keilhack, Der baltische Höhenrücken in Hinterpommern und Westpreußen. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1889. Berlin 1890, S. 193.)
24. G. Berendt, Zeitschr. d. D. geol. Ges. XXXIII. 1881, S. 173.
25. Behm, Ueber die Bildung des unteren Oderthals. (Zeitschr. d. D. geol. Ges. XXVIII, 1866, S. 791 ff.)
26. M. Scholz, Geologische Beobachtungen an der Küste von Neuvorpommern. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1882. Berlin 1883, S. 95 ff.)
27. W. Dames, Zeitschr. d. D. geol. Ges. XXVI, 1874, S. 974—980.
28. M. Scholz, Mitteilungen des naturwissensch. Ver. von Neuvorpommern und Rügen. (Jahrg. 11, 1879, S. 60 ff. Ibid. Jahrg. 21, 1889, S. 1 ff.)
29. M. Scholz, Ueber Aufschlüsse älterer, nicht quartärer Schichten in der Gegend von Demmin und Treptow in Vorpommern. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1883. Berlin 1884, S. 449 ff.)
30. M. Scholz, Ueber die geologische Beschaffenheit der Gegend von Stralsund und einige der dortigen Trinkwasserverhältnisse. (Mitteil. a. d. naturw. Ver. von Neuvorpommern u. Rügen. Jahrg. 14, 1882, S. 1 ff.)
31. F. E. Geinitz, IX. Beitrag zur Geologie Mecklenburgs. (Archiv 41 d. Ver. d. Freunde d. Naturgesch. in Mecklenburg.)
32. F. E. Geinitz, VI. Beitrag zur Geologie Mecklenburgs. (Archiv u. s. w. 38, 1884.)
33. F. E. Geinitz, XII. Beitrag zur Geologie Mecklenburgs. (Archiv 44, 1890.)
34. F. E. Geinitz, Die Flözformationen Mecklenburgs. Güstrow 1883.
35. H. Girard, Die Norddeutsche Ebene insbesondere zwischen Elbe und Weichsel. Berlin 1855, S. 126—127.
36. Gottsche, Zeitschr. d. D. geol. Ges. XXXVIII, 1886, S. 479—480.
37. P. Friedrich, Geologisches in: Die Freie und Hansestadt Lübeck. Herausg. vom Ausschuß d. geogr. Ges. in Lübeck 1890, S. 32—50.
38. C. Gottsche u. F. Wibel, Skizzen und Beiträge zur Geognosie Hamburgs und seiner Umgebung. (Hamburg in naturhist. u. medic. Beziehung. Festschr. d. 49. Vers. D. Naturf. u. Aerzte.)
39. Die Freie Hansestadt Bremen. Festgabe zur 63. Vers. d. D. Naturforsch. und Aerzte. Bremen 1890, S. 87.

40. Prestel, Der Boden der Ostfriesischen Halbinsel u. s. w. Emden 1870.
 41. J. Lorié, Contributions à la Géologie des Pays-Bas. I. Haarlem 1885.
 42. J. Lorié, Bull. de la Société R. Malacol. de Belgique XXI. 1886.
 43. H. van Cappelle, Bull. de la Société Belge de Géologie etc. II. 1888.
 44. E. Delyaux, Les puits artésiens de la Flandre. Liége 1883.
 45. J. Lorié, Contrib. à la géol. des Pays-Bas. (Extr. des archives Tayler, Sér. II, T. III.)
 46. J. Lorié, Bull. de la Société Belge de Géologie etc. III. 1889, S. 409 ff.
 47. v. Rosenberg-Lipinsky, Neue Braunkohlenfunde in der Provinz Posen. (Zeitschr. f. prakt. Geologie. Jahrg. 1897, S. 247.)
 48. F. Wahnschaffe, Erläuterungen zu Blatt Wargowo.
 49. A. Jentzsch, Neue Gesteinsaufschlüsse in Ost- und Westpreußen 1893—1895. (Jahrb. d. königl. preuß. geolog. Landesanst. f. 1896. Berlin 1897, S. 1—125.)
 50. F. Wahnschaffe, Mitteilung über Ergebnisse seiner Aufnahmen in der Gegend von Obornik in Posen. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1896. LXXVIII—LXXXV.)
 51. O. Zeise, Ueber einige Aufnahme- und Tiefbohrergebnisse in der Danziger Gegend. (Jahrb. d. königl. preuß. geolog. Landesanst. f. 1898. Berlin 1899, S. 24—51.)
 52. P. Friedrich, Beiträge zur Geologie Lübecks (Festschr. zur Versammlg. der Naturforscher u. Aerzte zu Lübeck 1893.)
 53. A. Jentzsch, Eine Tiefbohrung in Graudenz. (Schriften d. Naturforsch. Ges. in Danzig. N. F. Bd. IX, H. 3 u. 4. Danzig 1898.)
 54. C. Gottsche, Die tiefsten Glacialablagerungen der Gegend von Hamburg. (Mitteil. d. geogr. Ges. in Hamburg, Bd. XIII, 1897.)
 55. G. Berendt, Der tiefere Untergrund Berlins. (Abhandl. d. königl. preuß. geolog. Landesanst. N. F., H. 28, Berlin 1897.)
 56. G. Maas, Ueber einige Ergebnisse der Aufnahmen in der Gegend von Tuchel. (Jahrb. d. königl. preuß. geolog. Landesanst. f. 1898. Berlin 1899, CCII bis CCXVIII.)
 57. G. Berendt, Erläuterungen zu Blatt Stettin.
 58. G. Maas, Ueber Thalbildung in der Gegend von Posen. (Jahrb. d. königl. preuß. geolog. Landesanst. f. 1898. Berlin 1899, S. 66—89.)
 59. E. Geinitz, XVIII. Beitrag zur Geologie Mecklenburgs. (Arch. d. Ver. d. Fr. d. Naturgesch. in Mecklenburg 53, 1899, 94—207.)
 60. K. Rördam, Beskrivelse til Kaartbladene Kjøbenhavn og Roskilde i. 1:100 000. (Danmarks geologiske Undersøgelse. 1. Raekke, Nr. 6, 1899.)
 61. K. Keilhack, Ueber neuere Tiefbohrungen auf dem Fläming. (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Jahrg. 1897, 23—27.)
 62. A. Jentzsch, Der tiefere Untergrund Königsbergs mit Beziehung auf die Wasserversorgung der Stadt. (Jahrb. der königl. preuß. geolog. Landesanst. f. 1899. Berlin 1900.)
 63. F. E. Geinitz, XVII. Beitrag zur Geologie Mecklenburgs. (Arch. d. Ver. d. Fr. d. Naturgesch. in Mecklenburg 53, 1899.)

Obwohl die Anzahl der in vorstehender Tabelle mitgeteilten Tiefbohrungen eine ziemlich beträchtliche ist, so ist sie doch keineswegs ausreichend, um ein richtiges Bild von der Oberflächengestalt der vorquartären Ablagerungen zu geben. Nur dort, wo sich die Bohrungen in einem engbegrenzten Gebiete häufen, ist man im stande, ein Profil von der Lage der Unterkante des Quartärs herzustellen. Diesen Umstand hat Jentzsch¹⁾ benutzt, um auf Grund zahlreicher, genau untersuchter Tiefbohrungen eine klare und übersichtliche Darstellung des tieferen Untergrundes von Königsberg i. Pr. und seiner nächsten Um-

¹⁾ Jentzsch, Der tiefere Untergrund Königsbergs mit Beziehung auf die Wasserversorgung der Stadt. (Jahrb. d. königl. preuß. geolog. Landesanst. f. 1899. Berlin 1900. 170 S. Taf. IV—XIII.)

gebung zu geben. Nach den in den einzelnen Bohrlöchern festgestellten Vertikalmächtigkeiten beträgt die größte beobachtete Mächtigkeit der drei den Boden Königsbergs zusammensetzenden Formationen beim Quartär 144 m (beim Alluvium 22 und beim Diluvium 122 m), beim Tertiär 42 m (beim Miocän 14, beim Oligocän 28 m) und schließlich bei der als tiefstes Glied beobachteten Kreideformation 227 m. Alle diese fünf Formationsglieder liegen jedoch an keinem einzigen Punkte in voller Anzahl übereinander. Vielfach fehlen einzelne, wie das Alluvium, das Miocän und Oligocän, und nur Diluvium und Kreide sind ohne Unterbrechung über das ganze Gebiet verbreitet. Indem nun Jentzsch für jeden Punkt, an welchem die Kreide in den Bohrlöchern getroffen wurde, die Lage zu Normalnull berechnete und die Punkte gleicher Höhenlage durch Linien verband, konnte er eine Höhenschichtenkarte der Kreideoberfläche für einen Teil des Samlandes herstellen. Den tiefsten Punkt erreicht die Kreideoberfläche mit — 129 m am Proviantamt in Königsberg, den höchsten Punkt mit — 10,77 m unter Normalnull im Fort Holstein. Die Oberfläche der Kreide läßt Mulden und Sättel erkennen, die von Nordost-Südwest streichen. Die Höhenschichtenkarte bietet jedoch noch keinen Einblick in den thatsächlich muldenförmigen Bau der Kreideschichten, da die Oberfläche der Kreide durch Auswaschungen während der Tertiär- und Altdiluvialzeit bedeutend verändert und stellenweise vertieft worden ist. Eine Karte über den muldenförmigen Bau der Kreideformation erhielt Jentzsch erst dadurch, daß er einen bestimmten Leithorizont von weißer Schreibkreide benutzte und für die Mitte dieser Schicht die Höhenlage über Normalnull bestimmte. Bei dieser Darstellung zeigte es sich, daß die Schreibkreide im Osten und Westen Königsbergs, da sie in den Bohrungen nicht getroffen wurde, durch Erosion zerstört sein muß.

Die Oberfläche des Miocäns erreicht im nördlichen Gebiet Höhen von 20—24 m über Normalnull, wurde in Neuhausen erst bei — 1,5 m, im südlichen Gebiet zwischen — 4 und + 2 m getroffen. Die Oligocänoberfläche geht bis zu — 58,5 m unter Normalnull herab, die in den Einsenkungen liegenden Miocänbildungen nur bis zu — 24 m. Daraus folgt, daß die tiefere Ausforschung der Oligocänoberfläche erst nach Absatz des Miocäns durch Abwaschung freigelegt worden ist. Diese nachmiocänen, vordiluvialen Auswaschungen ziehen sich in der Königsberger Gegend von + 26 bis — 129 m (Kreideoberfläche im Proviantamt) herab. Die oligocäne Oberfläche zeigt Höhenunterschiede bis zu 86,5 m. Die Höhe der Unterfläche des Diluviums schwankt von — 129 bis + 41 m, was eine Höhendifferenz von 170 m ausmacht. Auf einer Höhenschichtenkarte hat Jentzsch die Oberfläche des Diluvialuntergrundes in Königsberg und seinen Vororten veranschaulicht. Es zeigt sich nach dem Pregelthal zu eine rasche Senkung bis auf — 53 m und südlich davon wieder ein Aufsteigen bis auf + 1,88 m. Die vordiluviale Oberfläche ist stellenweise von Thälern durchfurcht, deren bedeutendstes am Westrande der Stadt verläuft und bei der Gefrieranlage des Proviantamtes mit — 129 m seinen tiefsten Punkt erreicht.

Fast ebenso bedeutende Unregelmäßigkeiten zeigt die Oberfläche des Miocäns, welches die Quartärbildungen Hamburgs unterlagert. In

dem Bohrloche „auf dem Heiligengeistfeld“ wurde miocäner Glimmerthon in einer Tiefe von — 7 m erbohrt, während in dem Bohrloche Hamm (Hammerlandstraße 250) das Miocän erst bei — 151 m unter Normalnull erreicht wurde, was einer Niveaudifferenz von 144 m entspricht. In den Bohrlöchern Dockenhuden bei Blankenese wurde das Quartär bei — 152,6, bei Nienstedten, Elbschloßbrauerei bei — 179,7, in Hamburg Horn, Hornerlandstraße 85 bei — 154 und in Hamburg Billwärder Ausschlag bei — 175,8 m unter Normalnull noch nicht durchteuft. Das Bohrloch „Steinwärder“ traf die sandige Abänderung des miocänen Glimmerthones bei — 107 m, dagegen das ungefähr 5100 m entfernte Bohrloch „Rothenburgsort“ das Miocän wahrscheinlich schon bei — 36 m, mit vollständiger Sicherheit jedoch erst bei — 60,4. Die Niveaudifferenz beträgt demnach 46,6 m. Vergleicht man hiermit das von letzterem ungefähr 1400 m entfernte Bohrloch „Grüner Deich“, so liegt hier die Grenze des Diluviums bei — 65,3. Die Niveauschwankung der Oberkante des Miocäns zwischen den beiden letztgenannten Bohrungen beträgt hier nur 4,9 m.

Sehr groß ist der Niveaunterschied der Unterkante des Diluviums in den Tiefbohrungen der Stadt Strasburg in der Uckermark. Während das Diluvium in der Bohrung der Zuckerfabrik bei 264 m und in der Stadt Strasburg auf dem Marktplatz bei 132,6 m noch nicht durchsunken wurde, seine Unterkante also hier tiefer als 142 und 64,6 m unter dem Meeresspiegel liegt, erhebt sich das Miocän 4,4 km von der Zuckerfabrik entfernt bei Marienhöh bis zu 32 m über das Meeresniveau. Hier liegt also ein Höhenunterschied der Oberkante des Tertiärs von mehr als 174 m vor.

Während Lossen¹⁾ im Jahre 1879 nur zwei Bohrungen erwähnt, welche im Untergrunde Berlins die märkische, durch Berendts Verdienst gegenwärtig allgemein als miocän anerkannte Braunkohlenbildung erreichten, ist seit dieser Zeit eine ganze Reihe tieferer Bohrlöcher in Berlin und Umgegend ausgeführt worden, durch welche die Mächtigkeit und Beschaffenheit des Quartärs, sowie der dasselbe unterlagernden Tertiärablagerungen näher bekannt geworden sind. Auf Grund dieser Bohrungen hat G. Berendt²⁾ eine Darstellung des tieferen Untergrundes von Berlin gegeben und denselben durch eine Reihe von Profilen zur Anschauung zu bringen versucht. Die betreffenden Bohrungen liegen sowohl in der Thalfläche des alten Warschau-Berliner Urstromthales, auf das die Stadt Berlin ursprünglich allein beschränkt war, als auch auf den Rändern der Barnim- und Teltowhochfläche, auf die sich das Stadtgebiet bei der zunehmenden Ausdehnung hinaufgeschoben hat. Die aus den Bohrergebnissen abgeleiteten Querschnitte zeigen deutlich, daß das Berliner Hauptthal zwar erst während der Abschmelzperiode der letzten Vereisung von den Schmelzwässern ausgefurcht wurde, daß jedoch auch schon während der mittleren Haupteiszeit und sogar während der ersten Eisbedeckung hier eine Stromrinne vorhanden war, die

¹⁾ K. A. Lossen, Der Boden der Stadt Berlin u. s. w. Berlin 1879.

²⁾ G. Berendt, Der tiefere Untergrund Berlins. (Abhandlungen d. königl. geolog. Landesanst. N. F. Heft 28. 1897.)

aber ursprünglich sich mehr dem heutigen Südrande des Thales näherte. Durch die strömenden Schmelzwasser wurden die Grundmoränen innerhalb dieser Stromrinne fast vollständig zerstört und mächtige Sand- und Grandmassen darin abgelagert. Schon beim Beginn der ersten Eiszeit wusch sich der Strom eine Rinne in das Tertiär ein, wozu eine schwache Einmuldung der Tertiärschichten die erste Veranlassung gab. Dementsprechend findet sich der größte Niveauunterschied der Unterkante des Quartärs von 91,8 m zwischen dem Bohrloch Gartenstraße 33 und dem Bohrloch Friedrichstraße 8, welche 3,5 km voneinander entfernt liegen. Während in erstgenanntem Bohrloch die Oberkante der märkischen Braunkohlenformation 1,8 m über Normalnull gelegen ist, wurde das Mitteloligocän in dem letztgenannten bei — 90 unter Normalnull getroffen und das Oberoligocän im Bohrloch Luisenufer 22 bei — 81,1. Die sonst überall vorhandene märkische Braunkohlenformation bildet hier nicht das Liegende des Quartärs. Beiläufig sei hier erwähnt, daß in einem bei Lichterfelde niedergebrachten Bohrloche im Liegenden des Septarienthones in 333—360 m Tiefe innerhalb dunkler Thone eine reiche Molluskenfauna getroffen wurde, die nach v. Koenens Untersuchungen Formenkreisen angehört, welche auf älteres Tertiär hinweisen, ohne daß sich dasselbe mit französischen, belgischen und englischen Eocän oder Palaeogen identifizieren ließe. v. Koenen hält die erbohrten Schichten für älteres Palaeogen¹⁾. Die von Berendt zum Miocän gerechneten märkischen Braunkohlenbildungen besitzen eine wellige Oberfläche, wie dies die Bohrungen im Norden der Stadt Berlin zeigen. Es ergeben sich hier hinsichtlich der Lage der Oberkante zwischen dem Bohrloch Gartenstraße 33 und den nachstehenden Bohrungen folgende Niveauunterschiede: Ackerstraße 92/96 — 26,8 m, Ackerstraße 94 — 21,7, Bergstraße 40/41 — 0,6 m, Chausseestraße 70 + 0,7 m, Borsigstraße 15 — 20,7 m, Boyenstraße 46 — 19,9, Friedrichstraße 102 — 16,2, Hamburger Bahnhof — 27,4.

Weit gleichmäßiger scheint die Oberfläche der Kreideformation im Untergrunde des Diluviums von Stralsund ausgebildet zu sein. Sie liegt im Bohrloch am neuen Markt — 47,9 und im Bohrloch an der Jakobikirche — 45,3. Mithin beträgt die größte Niveaudifferenz hier nur 2,6 m.

Da nun, wie dies durch die obigen Beispiele zur Genüge bewiesen worden ist, schon bei nahe bei einander liegenden Bohrungen sehr beträchtliche Niveaudifferenzen der Unterkante des Quartärs vorhanden sein können, so sind alle durch Verbindung von weit getrennten Bohrungen hergestellten Profile nur als schematisch zu bezeichnen, denn sie geben niemals ein genaues, der Wirklichkeit entsprechendes Bild von der Oberflächengestalt der das Quartär unterlagernden älteren Schichten.

Trotzdem in dem Küsten- und Inselgebiete der Ostsee das ältere Gebirge mehrfach und verhältnismäßig hoch über dem Meeresspiegel zu Tage tritt, so zeigt sich im Gegensatz dazu in vielen der

¹⁾ A. v. Koenen, Ueber die Fauna der alt-tertiären Schichten im Bohrloche von Lichterfelde bei Berlin. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanstalt f. 1890. Berlin 1892, S. 257—276.)

hier ausgeführten Bohrungen ein sehr tiefes Hinabgehen des Diluviums unter den Ostseespiegel. Es sei hier nur auf die Bohrungen in Hamburg, Rostock, Stralsund, Greifswald, Karolinenhorst und Königsberg hingewiesen. Nach E. Geinitz liegt die Oberkante der Kreideformation auf dem Höhenrücken Mecklenburgs in einigen Aufschlüssen 23—103 m über dem Ostseespiegel, während in dem nördlichen Vorlande in den Tiefbohrungen zu Rostock die Kreide erst in 80—88, in Stralsund in 45—62 und in Greifswald in 19—50 m unter dem Ostseespiegel getroffen wurde. Hier scheint sich demnach im allgemeinen die Unterkante des Diluviums vom Höhenrücken aus nach der Küste zu bedeutend unter das Meeressniveau herabzusenken.

Wenn man die gesamten Ergebnisse der Tiefbohrungen zu den Punkten in Beziehung setzt, wo das ältere Gebirge zu Tage tritt, so ergiebt sich klar und deutlich, daß die Oberflächenformen des norddeutschen Flachlandes nur in großen allgemeinen Zügen die Gestalt des älteren Untergrundes widerspiegeln, daß jedoch die Oberfläche im einzelnen von den Reliefformen des tieferen Untergrundes meist ganz unabhängig ist. Solange man die Bildungen des norddeutschen Flachlandes als durch Eisdrift in einem Meere abgelagertes Schuttmaterial auffaßte, lag es sehr nahe, alle größeren Erhebungen als Abformungen des tieferen Untergrundes anzusehen. Von dieser Voraussetzung ausgehend hatte man früher mehrfach die Vermutung ausgesprochen, daß der Höhenrücken des Fläming einer Erhebung sehr alter Formationen entspräche, doch haben die vom Staate auf der Höhe ausgeführten Tiefbohrungen zwischen Wittenberg und Jüterbogk gezeigt, daß die Annahme eines festen Gebirgskernes grundlos sei. Eine dieser Bohrungen, bei Kropstorf nordöstlich von Wittenberg gelegen, wurde in 119,2 m über Normalnull angesetzt und traf unter 7,8 m Diluvium das Miocän, welches in 130,5 m Tiefe, also bei — 3,5 unter Normalnull noch nicht durchbohrt worden ist. Bei Gruna unweit Jüterbogk und bei Ottmannsdorf unweit Zahna wurde die märkische Braunkohlenformation unter sehr mächtigen Quartärbildungen (82 und 110 m) bei + 82,4 über und — 43 m unter Normalnull getroffen. Auch die neueren von Keilhack¹⁾ mitgeteilten Bohrungen bei Deetz unweit Nedlitz und Zieko N.-Coswig in Anhalt zeigten das feste anstehende Gebirge (Buntsandstein) erst in 175 und 211 m Tiefe unter der Oberfläche oder — 77,6 und — 136 m unter Normalnull. Es ist also durch die Resultate dieser Tiefbohrungen von neuem bestätigt worden, daß der Fläming über dem Meeresspiegel einen Kern von älteren als tertiären Schichten nicht besitzt. Nord-südlich gelegte schematische Profile geben nach Keilhack etwa das Bild einer schießen Ebene, deren höchste Punkte am Südrande, deren niedrigste am Nordrande des Fläming liegen und über deren mittleren Teilen die Mächtigkeit der Quartärbildungen, die vorwiegend fluvioglacialer Natur sind und nur wenig Moränenbildungen aufweisen, am größten ist. Das

¹⁾ Keilhack, Neuere Tiefbohrungen auf dem Fläming. (Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Ges. 1897, S. 23—27.)

Miocän steht im Osten zu Tage an, das Oberoligocän weiter nach Westen hin und das Mitteloligocän ganz im Westen bei Burg.

Aus dem Vorkommen mächtiger Diluvialablagerungen in unmittelbarer Nähe von beträchtlichen Erhebungen der älteren Formationen, welche von den jüngeren Bildungen umhüllt sind, geht hervor, daß die Eiszeit bedeutende Unebenheiten im Untergrunde ausgefüllt und in Bezug auf diesen vielfach nivellierend gewirkt hat. Diese Verhältnisse zeigen beispielsweise die Bohrungen bei Strasburg in der Uckermark und diejenigen bei Rüdersdorf, welch letztere Niveaudifferenzen des Tertiärs von — 76,4 und + 12 ergaben. In den neueren fiskalischen Tiefbohrungen schwankt die Lage der Unterkante der Quartärschichten in Rüdersdorf zwischen + 27 über und — 117,5 unter Normalnull.

Die von K. Rördam mitgeteilten Tiefbohrungen, welche zum größten Teile in die vorstehenden Tabellen aufgenommen worden sind, gewähren ein klares Bild über das Relief der Kreide, auf der die eiszeitlichen Bildungen der Insel Seeland liegen. Nach diesen Bohrungen wurde auf den Blättern Kopenhagen und Roskilde die größte Mächtigkeit derselben zu 74,4 m in dem Bohrloch Værlose Gaard getroffen. Die Lage der Unterkante des Quartärs schwankt zwischen + 50,8 über Normalnull in dem Bohrloch Tune und — 60,6 m unter Normalnull in dem Bohrloch St. Hans Hospital. In Kopenhagen schwankt die Unterkante zwischen — 4,4 und — 15,7, was einer Niveaudifferenz von 11,3 m entspricht. Es ist sehr bemerkenswert, daß in den meisten Bohrungen zwei Geschiebemergel getroffen worden sind, die durch geschichtete Sande, Grande und Thone voneinander getrennt werden.

Nach den von Jentzsch mitgeteilten Tiefbohrungen erreicht das Quartär in Ostpreußen seine größte Mächtigkeit in Weedern bei Darkehmen mit + 151 m und in der 4 km nordöstlich davon gelegenen Domäne Dinglauken mit + 150 m. Die Mächtigkeiten des Quartärs sind regional verschieden und es findet sich nordöstlich von Darkehmen eine Region besonders großer Mächtigkeit.

In dem flachen Vorstufenlande besitzt das Quartär eine verhältnismäßig nur geringe Mächtigkeit. Tiefbohrungen in der Leipziger Gegend gaben beispielsweise folgende Mächtigkeitszahlen für dasselbe: Leipzig (Berliner Bahnhof) 16 m, Nauenhof 18,2 m, Altengroitzsch 32,9 m. Abgesehen von diesem Vorstufenlande kommen in allen Zonen des norddeutschen Flachlandes vereinzelt sehr mächtige Glacialbildungen vor, so daß es sehr schwierig ist, mit einiger Genauigkeit die mittlere Mächtigkeit des Quartärs für gewisse Gebiete zu berechnen. Die Punkte, an denen eine Mächtigkeit über 100 m nachgewiesen worden ist, sind folgende:

Ort der Tiefbohrung:	Mächtigkeit des Quartärs:
Strasburg in der Uckermark (Zuckerfabrik)	204 + m
Hamburg, Dockenhuden	192,6 "
Nienstedten bei Hamburg	189,7 "
Rüdersdorf, Tiefbohrloch III	178 "
Hamburg, Billwärder	177,3 + "
Amsterdam, Neuer Markt	171 + "
Amsterdam, Diemerbrug	169,2 "
Hänchen bei Cottbus	163 "

Ort der Tiefbohrung:	Mächtigkeit des Quartärs:
Hamburg, Horn	168 + m
Utrecht	160
Rüdersdorf, Tiefbohrloch II	157,5
Pommerensdorf bei Stettin	156
Hamburg, Hamm	155
Karolinenhorst (Pommern)	152
Weedern bei Darkehmen	151 +
Domäne Dinglauken	150 +
Johannisthal bei Cöpenick	140 +
Georgenberg	138 +
Rüdersdorf, Tiefbohrung V	135
Rügenwaldermünde	134
Strasburg in der Uckermark (Marktplatz)	132,6
Sneek (Niederlande)	132
Trebs (Mecklenburg)	131
Tasdorf bei Rüdersdorf	126,6
Slagelse (Dänemark)	126,2
Hamburg (Große Bleichen)	126,1 (?)
Berlin (Friedrichstraße 8)	126
Oldesloe	122,9
Spandau	120
Gorkum (Niederlande)	120
Hamburg (Steinwärder)	119,5
Harvestehude	117,5 (?)
Haltestelle Vogelsang bei Braunsberg	116
Berlin (Luisenufer 22)	116
Kröpelin	115 +
Grüna bei Jüterbogk	110
Demmin	110
Angerburg	107
Karow	106 +
Stettin, Elisabethstraße	105,8
Grünhof bei Stettin	105,5
Feste Boyen bei Lötzen	105
Angerburg	104
Stettin, Falkenwalderstraße 19	104
Rostock	103
Rüdersdorf, Tiefbohrung VII	102,8
Czyborren	101 +
Tiegenhof bei Elbing	100,5
Grenzlau bei Zoppot (Danzig)	100 +
Osterode	100 +
Danzig, Krebsmarkt	100 +
Warnemünde	100

Bei einem Vergleich der Mächtigkeit der Glacialablagerungen Norddeutschlands und Nordamerikas bemerkt R. D. Salisbury¹⁾, daß dieselbe im erstgenannten Lande vermutlich größer sei als in den meisten Glacialgebieten gleichen Umfanges in Nordamerika. Die Ursache davon sieht er zum Teil in dem weicheren Charakter der präglacialen Formationen des norddeutschen Flachlandes, die infolgedessen vom Inlandeis leichter erodiert und den Glacialbildungen bis auf größere Tiefe einverleibt werden konnten.

¹⁾ R. D. Salisbury, The drift of the North German Lowland. (Americ. Geologist. 1892, S. 296.)

3. Jüngere tektonische Schichtenstörungen.

Die ältere Ansicht Leopold v. Buchs über die Entstehung der Gebirge durch einen in vertikaler Richtung von unten nach oben wirkenden Druck der platonischen Massen des Erdinnern auf den oberen festen Teil der Erdrinde ist lange Zeit hindurch auch für die Beurteilung des geologischen Baues innerhalb des norddeutschen Flachlandes von großer Bedeutung gewesen. Unter ihrem Einfluß entstand die Ansicht E. Bolls¹⁾), daß die in ihrem Unterlaufe einen so eigentümlichen Parallelismus bekundenden Stromthäler nicht als zufällige Auswaschungen, sondern als zwei sich kreuzende, durch Hebung des Bodens entstandene Bruchspalten zu betrachten seien. Diese Auffassung vertrat auch Behm²⁾ hinsichtlich der Bildung des unteren Oderthales. Seiner Meinung nach wurde das Land durch platonische Kräfte emporgewölbt, wobei ein Aufreißen in der Sattellinie stattfand. Den Beweis dafür sieht er in dem Umstände, daß das Randgebiet des Oderthales in der Umgebung Stettins eine höhere Erhebung als das Hinterland besitze und daß in dem erstgenannten Teile ein wirres Durcheinander von Schichtenstörungen auftrete, während weiter landeinwärts weit regelmäßiger Lagerungsverhältnisse zu bemerken seien. Die Bildungszeit dieser sogen. Erhebungsspalte soll nach der Miocänzeit und vor Ablagerung des Diluviums zu setzen sein. Nachdem die Inlandeistheorie in Norddeutschland Aufnahme gefunden hatte und man das Eis als einen bedeutsamen Faktor zur Hervorrufung von Schichtenstörungen in Betracht ziehen konnte, sind die Störungen bei Finkenwalde, welche Kreide, Tertiär und Diluvium betroffen haben, nicht als die zertrümmerten Ränder einer Aufbruchspalte, sondern von Berendt und dem Verfasser als tiefgreifende, durch den seitlichen Schub des Eises bedingte Faltungen erklärt worden. Diese Erscheinungen werden weiter unten in dem Abschnitt „Schichtenstörungen durch Eisschub“ näher besprochen werden.

In betreff der Gebirgsbildung haben sich bekanntlich unsere Ansichtungen in neuerer Zeit wesentlich geändert. Statt der von unten nach oben wirkenden platonischen Kräfte sieht man jetzt als Ursache für das Zustandekommen von Störungen die Spannung in der Erdrinde an, welche nach Annahme der Mehrzahl der Geologen als eine Folge der Volumverringerung des inneren Erdkernes bei der Abkühlung erscheint. Diese Spannung äußert sich in einem Tangentialdruck, durch welchen die Schichten unter gleichzeitiger Entstehung von Spalten und Verwerfungen zu Sätteln und Mulden zusammengeschoben werden. Angeregt durch die geistvollen Ideen, welche Sueß in seinem „Antlitz der Erde“ darlegte, hat v. Koenen auf Grund eingehender Untersuchungen in einer Reihe von Aufsätzen³⁾ die Gesetze festzustellen gesucht, welche

¹⁾ E. Boll, Beiträge zur Geognosie Mecklenburgs mit Berücksichtigung der Nachbarländer. (Archiv d. Ver. d. Freunde der Naturgesch. in Mecklenburg, XIX, S. 177.)

²⁾ Behm, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., XV, 1863, S. 452, und Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., XVIII, 1866, S. 777—806.

³⁾ A. v. Koenen, Ueber geologische Verhältnisse, welche mit der Erhebung des Harzes in Verbindung stehen. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f.

den Gebirgsbau im nordwestlichen Deutschland beherrschen. Seiner Meinung nach lassen sich die von Südost nach Nordwest streichenden Störungen, welche als Sattel- und Muldenfaltungen, Verwerfungen und Versenkungen die meist flach geneigten mesozoischen Schichten des nordwestlichen Deutschland durchsetzen, auf eine Entfernung von mindestens 900 km von Osnabrück über Coburg bis nach Linz hin nachweisen. Sie sind vielfach mit dem Empordringen der Basalte in ursächlichen Zusammenhang zu bringen und ihrer Entstehung nach in die mittlere Miocänzeit zu setzen. Neben diesen finden sich noch jüngere, der Hauptsache nach in nordsüdlicher Richtung verlaufende Störungen, welche sich vom Bodensee durch das Rheinthal bis Mainz und dann weiter über Göttingen bis in die Gegend von Hildesheim haben verfolgen lassen. Während durch die Störungen der erstgenannten Richtung das Hauptstrecken der mesozoischen Gebirgszüge des nordwestlichen und mittleren Deutschland bedingt ist, haben die der Hauptsache nach als Grabenversenkungen hervortretenden Nordsüd-Störungen den Lauf der Flüsse nach ihrer Richtung hin stellenweise abgelenkt. Ihre Entstehung soll zum Teil erst in postglacialer Zeit erfolgt sein. Den Beweis dafür sieht von Koenen in dem Vorhandensein von Glacialschottern mit Resten von Mammut und Rhinoceros innerhalb der Senkungsthäler sowie in den dortigen als Sümpfe und Wasserbecken hervortretenden Einsenkungen, welche, falls sie bereits zur Diluvialzeit vorhanden gewesen wären, durch Schotter und Lehme hätten ausgefüllt sein müssen, da letztere in weit höherem Niveau in nächster Nachbarschaft vorkämen. Daß noch gegenwärtig kleinere Dislokationen als letzte Nachwirkungen jener bedeutenden Störungen stattfinden können, scheinen ihm die runden oder grabenartigen, in der Richtung der jüngeren Spalten liegenden Erdfälle zu beweisen, die nicht der unterirdischen Auslaugung von Gips oder Steinsalz ihre Entstehung verdanken. Mit dem von Ost nach West wirkenden Schub soll am Schlusse der Diluvialzeit eine letzte Heraushebung des Harzes verbunden gewesen sein, durch welche das von Lossen nachgewiesene Vorkommen nordischer Geschiebe auf den Höhen des Osthazes sich erklären lasse. Nach meiner Auffassung¹⁾ dürfte ein Teil der nordischen Blöcke durch Eisdrift auf den Harz transportiert sein, als der Rand des Inlandeises etwas nördlich von den Vorbergen des Harzes lag und sich zwischen ersterem und dem Gebirgrande sowohl die Abschmelzwasser des Eises als auch die vom Gebirge herabkommenden Flüsse zu einer Hochflut von mindestens 450 m anstauen konnten. An dieser Anschauung glaube ich trotz der Ent-

1883, S. 187—198.) — Ueber Dislokationen westlich und südwestlich vom Harz. (Ebenda 1884, S. 44—45.) — Ueber das Verhalten von Dislokationen im nordwestlichen Deutschland. (Ebenda f. 1885, S. 53—83.) — Ueber Störungen, welche den Gebirgsbau im nordwestlichen Deutschland bedingen. (Nachr. d. k. Ges. der Wiss. Göttingen 1886, Nr. 6, S. 196—199.) — Ueber postglaciale Dislokationen. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1886, S. 1—18.) — Beitrag zur Kenntnis von Dislokationen. (Ebenda 1887, S. 457—471.) — Ueber die Ergebnisse der geologischen Aufnahme der Umgegend von Göttingen. (Nachr. d. königl. Ges. der Wiss. Göttingen 1889, Nr. 4, S. 57—66.)

¹⁾ F. Wahnschaffe, Mitteilungen über das Quartär am Nordrande des Harzes. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XXXVII, 1885, S. 903.)

gegnungen v. Koenens¹⁾ festhalten zu dürfen, da ich nicht seine Ansicht teile, daß die Flüsse der Glacialzeit annähernd in demselben Niveau wie in der Jetzzeit geflossen sind. Wenn v. Koenen alle sich hoch über dem heutigen Niveau der Flüsse in Thüringen und in der Rhön findenden Schotterterrassen für Pliocän hält, so befindet er sich im Gegensatz zu den Aufnahmevergebnissen, welche von der preußischen geologischen Landesanstalt veröffentlicht worden sind. (Vgl. die Blätter Ziegenrück S. 34 und Liebengrün S. 26 u. 27.) Beim Beginn der letzten Abschmelzperiode des Inlandeises mußten sich, wie mir auch aus anderen Umständen, namentlich aus der Verbreitung des Löß hervorzugehen scheint, am Rande der Mittelgebirge ungeheure Wassermengen anstauen, welche später beim weiteren Rückzuge der Eisdecke nach Nordwest ihren Abzug fanden.

Daß Krustenbewegungen noch in sehr junger Zeit stattgefunden haben, ist bereits im Jahre 1852 durch Puggaard, dem wir die vor treffliche Monographie über die Insel Möen verdanken, nachgewiesen worden, indem er die dortigen, den Rügenschen völlig entsprechenden Störungen als Senkungen längs einem System von Sprüngen auffaßte und die Ursachen derselben in der durch die allmähliche Abkühlung des Erdkernes erfolgenden Zusammenziehung der Erdrinde sah. Er verlegt die letzten Dislokationen auf Möen in die Zeit nach Absatz der Glacialbildungen, weil sowohl die Kreide als auch die sie bedeckenden Glacialbildungen in gleicher Weise dadurch betroffen worden sind. Hierbei muß jedoch erwähnt werden, daß Puggaard irrtümlich die Glacialbildungen von den erratischen Bildungen trennt und erstere zum Tertiär, letztere zum Quartär rechnet. Die Glacialbildungen sollen nach seiner Meinung durch das Meer abgesetzt sein. Bei seinen Untersuchungen hat er die Beobachtung gemacht, daß an den Sprüngen, welche Möens Klint so zahlreich durchschneiden, vielfach das Hangende unter das Liegende herabgesunken ist, wodurch dann bei Anschnitten, welche nicht in der Profillebene liegen, leicht die Täuschung entstehen kann, als ob das Diluvium keilförmig in die Kreide hineingepreßt sei. Die Schichtenstörungen haben auch auf der Oberfläche der Insel, namentlich auf dem östlichen, dem Steilabsturze am nächsten liegenden Teile, deutliche Spuren hinterlassen, welche (wie auch auf Rügen) in der Erstreckung der Hügel und Niederungen sichtbar werden. Die hier vielfach vorkommenden Einsenkungen werden von Puggaard als Erdfälle aufgefaßt, in ähnlicher Weise wie dies später v. Koenen auch in betreff der kesselartigen Einsenkungen auf Rügen gethan hat.

Während Johnstrup²⁾ seiner Zeit die Störungen der Kreide und des Diluviums auf Rügen und Möen derartig erklärt hatte, daß durch seitlichen Druck des Inlandeises die Kreideschollen übereinander geschoben und die diluvialen Schichten zum Teil keilförmig zwischen die Kreide eingepreßt worden seien, welcher Ansicht sich auch der Ver-

¹⁾ A. v. Koenen, Beitrag zur Kenntnis von Dislokationen (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1887, Berlin 1888, S. 460 ff.), und Ueber das Alter der Schotterterrassen. (Neues Jahrb. f. Min. u. s. w. 1891, Bd. I, S. 107.)

²⁾ Johnstrup, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XXVI, 1874.

fasser anfangs angeschlossen hatte¹⁾, wies später v. Koenen²⁾ darauf hin, daß auf Rügen Bruchlinien und Senkungen sehr jugendlichen, postglacialen Alters vorhanden seien.

Später hat Berendt³⁾ nochmals aus den Ansichten der Steilküste auf der Halbinsel Jasmund eine glaciale Zusammenfaltung des Diluviums und der Kreide in liegende Falten gefolgt, die Teilnehmer an dem Ausfluge nach Rügen, welcher im Jahre 1889 im Anschluß an die allgemeine Versammlung der deutschen geologischen Gesellschaft zu Greifswald unternommen wurde, kamen jedoch zu der Einsicht, daß es sich hier um staffelförmige Abrutschungen großer Kreidemassen an nahezu im Streichen der Kreide liegenden Verwerfungsklüften handele⁴⁾ und bestätigten demnach v. Koenens Auffassung. Nach meiner 1882 gewonnenen Anschauung hielt ich es für wahrscheinlich, daß die Sprünge, welche an der Küste von Jasmund sichtbar werden, bereits vor Ablagerung des oberen Geschiebemergels entstanden sein könnten, eine Auffassung, die durch R. Credners⁵⁾ Untersuchungen bestätigt worden ist.

Durch ihn sind die tektonischen Verhältnisse der Insel Rügen und die Beziehungen ihrer Oberflächengestaltung zum inneren geologischen Bau am eingehendsten behandelt worden. Seine Untersuchungen führten, wie eben erwähnt, zu dem interessanten Resultat, daß die zur Ablagerungszeit des unteren Geschiebemergels noch ebenflächigen und ungestörten Kreideplatten der Insel Rügen in der Interglacialzeit durch ein wechselvolles System von Brüchen und Verwerfungen in ein Schollengebirge zerstückelt wurden. „Ueber diesem aus Kreide und unterem Diluvium bestehenden dislozierten und durch Denudation umgestalteten Schollengebirge breiten sich die oberen Glacialbildungen, der unregelmäßigen Gestaltung des Untergrundes entsprechend, in einer äußerst ungleichmäßig mächtigen, aber einheitlich zusammenhängenden Decke als echtes ‚Deckdiluvium‘ aus.“ An den schönen Aufschlüssen zwischen Saßnitz und Stubbenkammer ließ sich beobachten, daß die Grundmoräne der Hauptvereisung (der in zwei Bänken mit Sandeinlagerung vorkommende untere Geschiebemergel) überall konkordant und gleichmäßig der Kreideformation aufruht. Die Dislokationen und Einbrüche haben die Kreide und die darauf liegende untere Grundmoräne mit den eingelagerten geschichteten Sanden (Interglacial I?) gemeinsam betroffen, während der obere Geschiebemergel deckenartig, ohne Verwerfungen zu zeigen, über die flach geneigten oder steil aufgerichteten Schollen ausgebreitet ist. R. Credner sieht in den Thatsachen, daß sich 1. gewaltige Zerstückelungen und Verwerfungen zwischen der Ablagerung

¹⁾ F. Wahnschaffe, Ueber einige glaciale Druckerscheinungen im norddeutschen Diluvium. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1882, S. 593 ff.

²⁾ v. Koenen, Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1886. Berlin 1887.

³⁾ G. Berendt, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XLI, 1889, S. 147—153, und ebenda XLII, 1890, S. 583—587.

⁴⁾ H. Credner, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XLI, 1889, S. 365—370, E. Cohen u. W. Deecke, Mitteil. d. naturw. Ver. f. Neuvorpommern u. Rügen, 21. Jahrg., 1889, S. 1—10.

⁵⁾ R. Credner, Rügen. Eine Inselstudie. (Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. VII, 5. Stuttgart 1893. J. Engelhorn.)

zweier nordischer Moränen vollzogen haben, daß 2. das durch diese Dislokationen erzeugte Oberflächenrelief eine intensive Denudation erlitten hat, bevor die zweite Moräne zur Ablagerung gelangte, einen schwerwiegenden Beweis für die lange Dauer des Zeitraumes zwischen beiden Vereisungen. Tektonische Lagerungsstörungen aus postglacialer Zeit lassen sich nach Credner nicht mit Sicherheit nachweisen.

Auf der Halbinsel Jasmund unterscheidet R. Credner im allgemeinen nach Form und Richtung folgende Dislokationen:

1. Ein Südsüdost-Nordnordwest-System, bei welchem einfaches staffelförmiges Absinken der Schollen die Regel ist;

2. ein Ost-West-System, bei welchem die Schollen ungleich disloziert sind und infolge der herrschenden senkrechten Schichtenstellung häufig riffartig emporragen;

3. ein Nordost-Südwest-System bei gleichfalls stark dislozierter Lagerung mit Schleppungen und faltenförmigen Stauchungserscheinungen.

Auf der Oberfläche der Kreideschollen geben sich an zahlreichen Stellen unzweifelhafte Spuren glacialer Frikions- und Druckwirkungen zu erkennen. Da diese Erscheinungen sich gleichmäßig auf Schollen der verschiedensten Dislokationsform wiederholen, so wird auch aus diesem Umstand gefolgert, daß die Zertrümmerung der Kreideformation zu Schollen und die Aufrichtung der Bänke zu ihrer jetzigen Schichtenstellung vor Eintritt der letzten Eisinvadion vor sich gegangen sein muß.

Unter Zugrundelegung der an den Aufschlüssen der Ostküste von Jasmund sich bietenden Erscheinungen hat R. Credner den Versuch gemacht, die Oberflächenformen des inneren Teiles der Halbinsel mit diesen Staffelbrüchen in Beziehung zu setzen. Er unterscheidet einen nördlichen Flügelhorst, in welchem langgestreckte Hügelrücken sich in ostwestlicher Richtung hinziehen und einen südlichen Flügelhorst, in dem ähnliche Rücken eine Nordost-Südwest-Richtung besitzen. Die letzte Vereisung, welche die Grundmoräne über das dislozierte Schollengebiet ablieferte, soll die vorhandenen Oberflächenformen im großen und ganzen konserviert haben. Wenn auch die letztere Auffassung in mancher Hinsicht noch hypothetisch sein mag und beispielsweise von Baltzer¹⁾ nicht geteilt wird, der diese länglichen Hügelrücken im Innern Jasmunds für Drumlins hält, so ist doch von R. Credner der wichtige Beweis erbracht, daß vor der letzten Vereisung bedeutende, auf Bruchlinien zu Tage tretende Verwerfungen stattgefunden haben. Dieser Umstand legt die Vermutung nahe, daß auch in anderen, durch Glacialbildungen bedeckten Gebieten Norddeutschlands ähnliche Störungen in noch junger Zeit stattgefunden haben können, und es mehren sich in jüngster Zeit die Beobachtungen, welche diese Vermutung bestätigen. Schon im Jahre 1888 hatte G. Müller²⁾ bei seinen geologischen Kartenaufnahmen in der Uckermark im Bereich der Blätter Gerswalde und Templin eine postglaciale Verwerfung nachgewiesen, deren Sprunghöhe bis zu 3 m betrug. Ein Ergebnis der von ihm bei Lauenburg an der

¹⁾ Baltzer, Die Hügelrücken und ihre Beziehungen zu den Dislokationen auf Jasmund (Rügen). (Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. Bd. LI, 1899, S. 556.)

²⁾ Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1888. Berlin 1889, S. CXXXII.

Elbe und bei Lüneburg neuerdings ausgeführten Untersuchungen ist die Feststellung der Thatsache, daß dort ebenfalls sehr jugendliche Störungen vorhanden sind. In dem von ihm¹⁾ gezeichneten Profil vom Kuhgrunde bei Lauenburg (s. Fig. 29) zeigte er eine von ihm aufgefundene bedeutende Verwerfung der diluvialen Ablagerungen und wies bereits auf die vielen anderen Störungen hin, die das dortige glaciale und marine Diluvium erlitten hat. Bei weiterer Fortsetzung²⁾ der dortigen Spezialaufnahmen ergab sich, daß in der im Hasenberg ihre höchste Erhebung von 70 m erreichenden Südostecke der Lauenburger Hochfläche die ältesten diluvialen Schichten heraustreten und daß sie nach Nordwest und West in das Thalniveau herabsinken. Ferner wurde festgestellt, daß die bereits vom Kuhgrunde erwähnte Verwerfung einen weitgehenden Einfluß auf den Bau des Gebietes besitzt, da sie nach Osten zu die Rinne begrenzt, in der der interglaciale Torf zur Ablagerung gelangt ist. Die Verwerfung tritt gerade dort auf, wo die Rinne anfängt, und die marinen und Süßwasserthone, die östlich der Rinne einen hervorragenden Anteil an dem Aufbau des Plateaus besitzen, treten westlich der Rinne nirgends zu Tage, sondern es wurden dort nur Sande und Geschiebemergel beobachtet. Als Regel konnte festgestellt werden, daß die Höhen von altglacialen Bildungen aufgebaut sind, während die jüngeren Diluvialablagerungen in den Mulden liegen. Die Faltungen und Ueberschiebungen haben nur die alt- und präglacialen Bildungen betroffen, während die in den Mulden eingelagerten Absätze der Interglacialzeit zwar von oben zusammengepreßt, aber nicht mitgefaltet worden sind. G. Müller schließt sich Lossens Ansicht an, daß diese Art von Störungen als eine nach oben ungleichmäßig fortgepflanzte und dabei in Gleitung und Stauung umgesetzte Bewegung der festen Unterlage anzusehen sei. Demnach würde es sich hier um tektonische Krustenbewegungen des unterliegenden festen Gebirgs vor Ablagerung der inter- und jungglacialen Bildungen handeln, die auf die älteren Quartärabsätze nach oben zu übertragen worden sind.

Ferner hat G. Müller³⁾, nachdem schon A. Jentzsch⁴⁾ 1876 über eine in dem Kreidebruch der Aktien cementfabrik (Gebr. Hein) zu Lüneburg mit steinigem Diluvialkies und Sand erfüllte, in Nordsüdrichtung streichende Spalte berichtet hatte, aus dem Pieperschen Kreidebruch in Lüneburg saiger fallende und nahezu Süd-Nord streichende Verwerfungen beschrieben und abgebildet, die dadurch in Erscheinung treten, daß Sand-, Grand- und Geschiebemergel-Nester in der Richtung der Verwerfungsklüfte in die Kreide eingekrechscht worden sind. Nach seiner Ansicht muß es unentschieden gelassen werden, ob diese Störungen in strengem Sinne postglacial sind, oder einem älteren Zeitabschnitte des Quartärs angehören, da bei Lüneburg nur eine Grundmoräne beobachtet worden ist, die vielfache Störungen erlitten hat.

¹⁾ Ebenda f. 1897. Berlin 1899, S. 73.

²⁾ G. Müller, Die Ergebnisse der Untersuchungen auf Blatt Lauenburg (Elbe) im Sommer 1899. (Ibid. f. 1899. Berlin 1900, S. L—LVII.)

³⁾ G. Müller, Zur Altersfrage der Nordsüdstörungen in der Kreide von Lüneburg. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1900. Berlin 1900, S. 1—6.)

⁴⁾ Schriften d. phys.-ökonom. Gesellsch. Königsberg 1876, S. 107, Taf. 4, Fig. 10—12.

Im XIII. Beitrag zur Geologie Mecklenburgs bespricht Geinitz¹⁾ in einem Abschnitt über jüngere Schichtenstörungen einerseits pingenzartige Erdfälle, andererseits führt er verschiedene Beispiele für solche Lokalitäten an, bei denen die Möglichkeit jüngerer Faltungen und grabenartiger Einsenkungen vorliegt, ohne daß jedoch thatsächliche Beweise dafür erbracht worden wären.

Die von E. Zache²⁾ beschriebenen Falten der Braunkohlenformation von Schönlief am Rande der Hochfläche westlich von Fürstenberg a. O. zeigen, daß die untersten Schichten des Diluviums und zwar ein Pflaster von nordischen Geschieben, eine Brauneisensteinbank sowie Thon und Sand in gleichem Sinne mitgefaltet worden sind. Aus dieser Konkordanz von Diluvium und Tertiär sowie aus der stattgehabten Abtragung der jüngeren Glacialablagerungen folgert Zache, daß die Faltung sich erst am Ende der Eiszeit, jedoch vor dem Eintritt der Abschmelzperiode vollzogen habe.

Der 10,5 km lange, 1,5 km breite, sich von Nord nach Süd erstreckende Scharmützelsee³⁾ südlich von Fürstenwalde wird von steil einfallenden Ufern umschlossen, die vortreffliche Aufschlüsse im Tertiär und Diluvium zeigen. Zache konnte eine nordsüdlich streichende Verwerfung zwischen Tertiär und Diluvium feststellen, die auf der mir gütigst zum Abdruck überlassenen Tafel (Beilage 1) sehr deutlich hervortritt. Die hohe Lage des Tertiärgebirges zu beiden Seiten des Sees und die beobachteten Verwerfungslinien bestimmen Zache, den Scharmützelsee für einen Grabenbruch zu halten, der durch die Schmelzwasser des Inlandeises nur wenig erweitert worden ist.

Einen weiteren Beweis für jugendliche Hebungen und Senkungen gewisser Teile des Festlandes bietet die Geschichte des Ostseebeckens⁴⁾, mit deren Erforschung sich namentlich De Geer, Munthe, Berghell, Hackmann, Ramsay, Sederholm u. a. beschäftigt haben, während R. Credner⁵⁾ in seinem auf der Versammlung deutscher Naturforscher und Aerzte in Lübeck gehaltenen Vortrag eine zusammenfassende Darstellung der bis 1895 vorliegenden Forschungen gab. Nach Credner ist das gesamte baltische Gebiet als eine Schollengebirgslandschaft anzusehen, deren Unebenheiten, Aufragungen und Vertiefungen Einbrüchen und Absenkungen größerer oder kleinerer Schollenkomplexe zwischen stehengebliebenen oder emporgepreßten Horsten ihre Entstehung verdanken. Durch die erodierende und accumulierende Thätigkeit der Inlandeismassen, die diese Becken erfüllten, sowie durch die Dislokationen, welche noch zur letzten Interglacialzeit stattfanden, hat

¹⁾ Arch. d. Ver. d. Freunde d. Naturgesch. Mecklenburgs 46, 1891.

²⁾ E. Zache, Spuren tektonischer Kräfte in dem Niederlausitzer Vorlande. (Archiv der Brandenburgia, Ges. f. Heimatkunde der Prov. Brandenburg. Berlin 1899, 5. Bd. S. 1—32.)

³⁾ Nicht zu verwechseln mit dem Schermützelsee bei Buckow in der märkischen Schweiz.

⁴⁾ Eine sehr dankenswerte Monographie dieser Geschichte bieten H. Munthes Studier öfver baltiska hafvets quartära historia I. (Bihang till K. Svenska Vet. Akad. Handl., Bd. 18, 1892, 120 S.)

⁵⁾ R. Credner, Ueber die Ostsee und ihre Entstehung. (Verhandlungen der Gesellschaft deutscher Naturforscher und Aerzte. Leipzig 1895.)



Verwerfung in der Ziegeleigrube auf der Höhe bei Silberberg am Scharmützelsee (Zache).
a Tertiär (Braunkohlengebirge). — b Diluvium. — c Verwerfungsline.

das Ostseebecken eine in den verschiedenen Perioden der Eiszeit wechselnde Gestalt besessen.

Der bemerkenswerte, schon im Eingang erwähnte Knick der pommerschen Ostseeküste zwischen Arkona und Kolberg, der mit der Entstehung der tief in das Land eingesenkten Oderbucht in Zusammenhang gebracht werden muß, ist in seiner Grundanlage durch Deecke¹⁾ auf tektonische Bruchlinien zurückgeführt worden. Unter Berücksichtigung der Verbreitung der älteren Bildungen zeigte er, daß sich die große småländische, im allgemeinen von Nord nach Süd gerichtete Verwerfungszone über Bornholm bis in das Gebiet der Odermündungen erstreckt. Durch spätere, im Sinne des hercynischen Systems streichende Bruchlinien erhielten Mecklenburg und Vorpommern ihre tektonischen Grundformen, während Hinterpommern durch Bruchlinien im Sinne des erzgebirgischen Systems beherrscht wird. Durch die Konvergenz dieser Bruchsysteme im Gebiet der Odermündungen entstand das tiefe Bruchfeld des Haffes, dessen Relief durch die darüber hinweggehenden Vereisungen wohl umgestaltet, aber in seinen Grundzügen nicht verwischt wurde.

Im Gegensatz zur Oderbucht ist die gewaltige Einsenkung des heutigen Weichseldeltas nach O. Zeises²⁾ Ansicht nicht auf tektonische Vorgänge zurückzuführen, da hier überall die Kreideformation annähernd in derselben Tiefe erbohrt worden ist und auch in demselben Niveau unter der Danziger Hochfläche sich fortsetzt. Die Anfänge des Weichseldeltas reichen in die tertiäre Festlandsperiode der Pliocänzeit zurück und stellen in erster Linie eine Erosionswirkung dar, der das Miocän zum größten Teil zum Opfer fiel, so daß hier Diluvium und Kreide unmittelbar aufeinander liegen. Das Inlandeis fand bereits eine Einsenkung vor, die es zunächst weiter vertieft haben mag, dann aber mit seinen Ablagerungen auffüllte. Diese sind jedoch später in großem Umfange während der Abschmelzperiode wieder abgetragen und umgelagert worden.

Was die postglaciale Periode betrifft, so hat man aus den hinterlassenen marinen Ablagerungen und den darin eingeschlossenen von einander völlig verschiedenen Faunen in Skandinavien und Finnland zwei Senkungsperioden ableiten können, die beide von je einer Hebungsperiode abgelöst wurden. Die sich unmittelbar an die letzte Eiszeit anschließende Senkungsperiode ist charakterisiert durch eine Eismeerfauna mit *Yoldia arctica* sowie mit Resten hochnordischer Säugetiere. Bei der darauf folgenden Hebung trat die Ostsee völlig außer Verbindung mit dem salzzuführenden Weltmeer, sie wurde in einen Binnensee mit ausgesprochener Süßwasserfauna, in welcher *Ancylus lacustris* vorherrscht, verwandelt. Bei der darauf folgenden Senkung erhielt die Ostsee durch westliche Zuflüsse aus dem Ozean einen brackischen Charakter. Mit diesem Salzwasserstrom wanderte *Litorina litorea* und *Rissoa membranacea* bis in den bottnischen Busen ein, die bei der

¹⁾ Deecke, Ein Versuch zur Erklärung der Oderbucht. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1893, S. 563—573.)

²⁾ O. Zeise, Ueber einige Aufnahme- und Tiefbohrergebnisse in der Danziger Gegend. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1898. Berlin 1899 S. 51.)

darauf folgenden und noch gegenwärtig stattfindenden Hebungsperiode und durch die hierdurch bewirkte Abnahme des Salzgehaltes wieder verdrängt wurden und jetzt nur noch im südwestlichen Teile der Ostsee vorkommen. Limnäaschichten bilden den Uebergang zu den heutigen durch das Auftreten von *Mya arenaria* charakterisierten Verhältnissen. Durch den Nachweis, daß das Innere Skandinaviens höher gehoben worden ist als das Küstengebiet, konnte De Geer¹⁾ feststellen, daß es sich nicht um Niveauschwankungen des Meeres, sondern um wirkliche Landeserhebungen handelte.

An der deutschen Ostseeküste haben sich die Ablagerungen des Litorinameeres nach F. E. Geinitz²⁾ bisher am Conventer See bei Doberan, bei Warnemünde und Wismar nachweisen lassen, so daß angenommen werden muß, daß Mecklenburg zur Spätglacialzeit 20—25 m höher lag als gegenwärtig und daß dann zur Litorinazeit eine Senkung um circa 18,5 m eintrat. Auf die Verhältnisse zur Alluvialzeit wird im Schlusskapitel noch näher eingegangen werden.

Die Ergebnisse seiner Untersuchungen über den Gebirgsbau im nordwestlichen Deutschland hat v. Koenen auch auf den Untergrund des norddeutschen Flachlandes übertragen. Die älteren und namentlich auch die jüngeren, nordsüdlichen Dislokationen sollen für die Gestaltung der Erdoberfläche von wesentlichem Einfluß gewesen sein, weshalb sowohl die Bildung der Flußläufe, welche ursprünglich eine Nordwestrichtung besaßen und erst in postglacialer Zeit in die Süd-nordrichtung abgelenkt wurden, als auch die Entstehung der vielfach in Nordsüdrichtung sich erstreckenden Seen in ursächlichen Zusammenhang damit gebracht wird. Hinsichtlich der Seen ist jedoch bisher kein thatssächlicher Beweis für diese Auffassung erbracht worden. Daß die Richtung derselben vielfach eine nordsüdliche ist, erklärt sich, wie wir später sehen werden, sehr gut dadurch, daß die meisten dieser Art in alten Schmelzwasserrinnen des Inlandeises liegen, welche senkrecht zum Eisrande verlaufen mußten. Auch durch direkte Erosion können nordsüdlich gerichtete Seebecken entstanden sein.

Die v. Koenenschen Darlegungen haben einen bedeutenden Einfluß auf die Beurteilung der tektonischen Verhältnisse des norddeutschen Flachlandes ausgeübt. So teilte Berendt³⁾ mit, daß in dem alten Thale Spandau-Berlin-Frankfurt a. O. eine große Verwerfung der Tertiärschichten gegen die Diluvialbildungen existiere, deren Sprunghöhe bei Frankfurt a. O. sich den neueren Aufschlüssen zufolge auf über 112 m beliefe. Penck⁴⁾ hat ausgeführt, daß die Oberflächengestaltung Norddeutschlands durch große Krustenbewegungen veranlaßt sei, welche als

¹⁾ De Geer, Om Skandinaviens nivåförändringar under quartärperioden. (Geol. Fören. Förhandl. 1888, Nr. 117, Bd. X, H. 5, S. 366—379 und 1890 Bd. XII, H. 2, S. 61—110.)

²⁾ F. E. Geinitz, Der Conventer See bei Doberan. (Landwirtsch. Annalen 1898, Nr. 50, 51, 52.)

³⁾ Protokoll über die Konferenz der Mitarbeiter der geologischen Landesanstalt zur Beratung des Arbeitsplanes für 1886, S. 36.

⁴⁾ A. Penck, Das Deutsche Reich, S. 503. (Länderkunde von Europa, herausg. von A. Kirchhoff, Bd. I.)

Nachzügler der gewaltigen Dislokationen des mesozoischen Zeitalters die Höhenzüge schufen und die Richtung der Thäler bestimmten und daß diese gebirgsbildenden Prozesse in der Diluvialzeit noch fortdauerten, worauf seiner Ansicht nach die eigentümlichen, das Tertiär und Diluvium in gleicher Weise betreffenden Schichtenstörungen hinwiesen.

Die Ideen v. Koenens haben auch in Jentzsch¹⁾ einen sehr eifrigen Vertreter gefunden, welcher den Schichtenbau und die Oberflächenformen Ost- und Westpreußens im wesentlichen auf spätere Dislokationen zurückgeführt hat. Nach seiner Ansicht sind durch den tiefgreifenden Tangentialschub im Gewölbe Spalten und Verwerfungen entstanden, welche im wesentlichen in einer Ostwest- und einer Nordsüdrichtung hervortreten, sich rechtwinklig durchdringen und den Verlauf der Thäler und Seen in Ost- und Westpreußen bedingen. Die höchsten Erhebungen des Landes, der Thurmburg bei Danzig und die Kernsdorfer Höhe werden als sogen. „Horste“ aufgefaßt, welche beträchtlich über ihre Umgebung hervorragen. Auf den von Jentzsch bearbeiteten geologischen Karten der Gegend von Marienwerder, beispielsweise auf den Blättern Mewe und Münsterwalde treten Nord-Süd und Nordwest-Südost streichende, meist aus Geschiebemergel bestehende Terrainwellen sehr deutlich hervor. Die Abgrenzung des oberen vom unteren Geschiebemergel scheint mir jedoch hier vielfach eine künstliche und nicht auf irgend welchen trennenden Schichten beruhende zu sein. Ebenso stimme ich mit Jentzsch²⁾ darin keineswegs überein, daß die Faltung des Terrains hier erst nach Absatz des oberen Geschiebemergels vor sich gegangen sei. Meiner Auffassung nach haben wir es hier mit einer Grundmoränenlandschaft zu thun, in welcher der über Höhen und Tiefen gleichmäßig fortsetzende obere Geschiebemergel subglacial in drumlinartige, parallel zur Eisbewegung verlaufende wellenförmige Hügelzüge umgeformt wurde. Wie klar ersichtlich, sind durch die neueren Beobachtungen mit der noch fortschreitenden Gebirgsbildung in Zusammenhang zu bringende Dislokationen der Erdrinde sowohl während der Glacialzeit als auch noch postglacial in Norddeutschland nachgewiesen worden, so daß man mit diesen Krustenbewegungen als einem die Oberflächengestalt der Quartärdecke mit beeinflussenden, wenn auch verhältnismäßig untergeordneten Faktor rechnen muß. Trotzdem halte ich es jedoch für unzulässig, einfach aus gewissen äußeren Terrainformen ohne Kenntnis des inneren Aufbaus der Schichten tektonische Störungslinien abzuleiten, wie dies mehrfach geschehen ist.

¹⁾ A. Jentzsch, Ueber die neueren Fortschritte der Geologie Westpreußens. (Schr. d. Naturforscherges. zu Danzig, N. F. Bd. VII, Heft 1, S. 23—25.) — Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. XLII, 1890, S. 613—618.

²⁾ Vgl. Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1885, Berlin 1886, S. LXXXV—LXXXVIII.

II. Die Oberflächengestaltung in ihren Beziehungen zur Eiszeit.

Die lockeren, der Quartärzeit angehörenden Ablagerungen Norddeutschlands, das sogen. „aufgeschwemmte Land“ oder „Diluvium“, fanden in den ersten Anfängen der geologischen Wissenschaft nur wenig Beachtung. Man hielt dieselben für Absätze einer großen, katastrophenartig hereingebrochenen Flut, die man gewöhnlich mit der biblischen Sintflut in Zusammenhang zu bringen suchte. Die erratischen Blöcke lenkten wegen ihrer teilweise beträchtlichen Größe¹⁾, sowie auch wegen der in einer Anzahl derselben vorkommenden Versteinerungen zunächst die Aufmerksamkeit auf sich und gaben Veranlassung zu vielfachen Hypothesen über ihre Herkunft. Obwohl einzelne Forscher schon sehr früh zu der Erkenntnis gekommen waren, daß die Hauptmasse dieser Blöcke und Gerölle aus Skandinavien und den übrigen baltischen Gebieten zu uns gelangt sein müsse, hat es doch noch langer Zeit bedurft, bis diese Thatsache Anerkennung fand, besonders da zwei andere Ansichten sich gegen Ende des 18. Jahrhunderts Geltung zu verschaffen wußten. Nach einer derselben sollten die Blöcke südlicher Herkunft sein und von den deutschen Mittelgebirgen stammen, während sie nach einer anderen, zu welcher sich Goethe²⁾ bekannte, größtenteils Trümmer der im Untergrunde Norddeutschlands vermuteten anstehenden Gesteine waren. Diese zweite Auffassung wurde in betreff der versteinerungsführenden Geschiebe noch um die Mitte des 19. Jahrhunderts von E. Boll³⁾ vertreten, nachdem auch Klöden⁴⁾ erklärt hatte, daß die Frage nach dem Vaterlande der Geschiebe der Lösung ferner denn je sei und Schweden unmöglich als die Geburtsstätte unserer Petrefakten betrachtet werden könne. Die Frage nach der Heimat der Geschiebe führte zu Erörterungen über die Art und Weise ihrer Fortschaffung. Hierfür eine naturgemäße Erklärung zu geben, mußte hauptsächlich für die Vorkämpfer der Ansicht von der nordischen Herkunft der Findlinge von Wichtigkeit sein. Die meisten der hier in Betracht zu

¹⁾ Klöden, Beiträge zur mineral. und geognost. Kenntnis der Mark Brandenburg, 5. Stück, Berlin 1832, S. 41 ff.

²⁾ Goethe, Geologische Probleme und Versuch ihrer Auflösung. (Sämtliche Werke Bd. XL, Cotta 1840, S. 293—294.)

³⁾ E. Boll, Geognosie der deutschen Ostseeländer, 1846, S. 255 ff.

⁴⁾ K. F. Klöden, Die Versteinerungen der Mark Brandenburg u. s. w., Berlin 1834, S. 320.

ziehenden älteren Hypothesen kommen darauf hinaus, daß die Geschiebe durch eine große gewaltsame Flut oder durch Treibeis zu uns gebracht wurden. Bereits im Jahre 1775 war Hauptmann von Arenswald¹⁾, welcher den versteinerungsführenden Geschieben in Pommern und Mecklenburg große Aufmerksamkeit gewidmet hatte, durch Reisen in die das Diluvialgebiet umgrenzenden Länder zu der Auffassung gelangt, daß die Versteinerungen eine große Aehnlichkeit mit schwedischen Vorkommnissen besäßen. Er leitete daraus den zu damaliger Zeit leider zu wenig beachteten und von Boll noch nach sieben Jahrzehnten als voreilig bezeichneten Schluß ab, daß ein großer Teil unserer Geschiebe durch eine Flut in Schweden losgebrochen und zu uns herübergeführt worden sei. G. A. von Winterfeld²⁾ wies im Jahre 1790 in einem Aufsatze „vom Vaterlande des mecklenburgischen Granitgesteins“ darauf hin, daß der nächste anstehende Granit in Schweden zu finden sei und daß der Blocktransport bei einer allgemeinen Meeresbedeckung durch Treibeis stattgefunden habe, welcher Auffassung Goethe zwar ebenfalls huldigte, ihr jedoch nur untergeordnete Bedeutung im Vergleich zu seiner ersterwähnten zuschrieb. Wie weit aber die Anschauungen auseinander gingen, beweist ein von Silberschlag³⁾ 1780 veröffentlichtes Buch, in welchem derselbe ausführlich darzulegen suchte, daß die erratischen Blöcke samt dem nordischen Sande durch vulkanische Kräfte aus großen Kratern, welche er in den kesselartigen Puhlen unserer Diluvialhochflächen zu erkennen glaubte, hervorgeschieleudert worden seien. Noch im Jahre 1846 kam E. Boll im Anschluß an Forchhammer auf ähnliche Ansichten zurück, nur daß er den Herd der vulkanischen Thätigkeit nach Skandinavien verlegte. Bei dem daselbst katastrophenartig stattgehabten Durchbruch der Granite, in welchem er die Grundursache für die Entstehung des Diluviums gefunden zu haben glaubte, soll sich ein Regen vulkanischer Bomben in weitem Umkreise über die benachbarten Länder ergossen haben⁴⁾.

Als einen hervorragenden Vertreter der Fluttheorie müssen wir L. v. Buch⁵⁾ erwähnen, welcher ein Hintüberschleudern des nordischen Materials von Skandinavien für möglich hielt, ohne daß die von den Wogen mitgeführten Blöcke den Boden der Ostsee berührten, sowie den schwedischen Geologen Sefström⁶⁾. Dieser nahm eine große Rollsteinsflut an, welche sich über Skandinavien und Norddeutschland fortwälzte und durch die mitgeführten Steine die Schrammung auf dem Felsuntergrunde hervorgerufen haben sollte.

¹⁾ v. Arenswald, Geschichte der pommerschen und mecklenburgischen Versteinerungen. (Der Naturforscher. Stück V u. VIII.)

²⁾ v. Winterfeld, Monatsschrift von und für Mecklenburg 1790, S. 475.

³⁾ Joh. Jes. Silberschlag, Geogenie oder Erklärung der mosaischen Erderschaffung nach physikalisch-mathematischen Grundsätzen. 2 Bde. Berlin 1780.

⁴⁾ Boll, Geognosie der deutschen Ostseeländer, S. 263 ff.

⁵⁾ L. v. Buch, Ueber die Ursachen der Verbreitung großer Alpengeschiebe. (Phys. Kl. d. königl. preuß. Akad. d. Wiss. zu Berlin, 1811, S. 186.)

⁶⁾ N. G. Sefström, Undersökning af de räfflor, hvaraf Skandinaviens berg äro med beständig riktning färade, samt om deras sannolika uppkomst. (Vet. Akad. Handl. för 1836.)

Durch Lyell¹⁾ ist die erwähnte Fluttheorie für immer beseitigt worden. Nachdem durch die Glacialforschung in den Alpen, namentlich durch die Untersuchungen von Venetz, Agassiz, Schimper und Charpentier die Lehre von der Eiszeit begründet worden war, fand die von Lyell zuerst 1835 aufgestellte und später weiter ausgeführte Drifttheorie immer mehr Anhänger. In ihrer Anwendung auf Norddeutschland führte sie zu der Annahme, daß während der Eiszeit eine allgemeine Meeresbedeckung bis zum Nordrande der deutschen Mittelgebirge stattgefunden habe, während zu gleicher Zeit Skandinavien von mächtigen Gletschern bedeckt gewesen sei, die in das Meer ausliefen. Die von diesen Gletschern sich ablösenden Eisberge sollten das nordische Material nach Norddeutschland verfrachtet und bei ihrer Strandung und Abschmelzung abgelagert haben. Diese Lyellsche Drifttheorie hat mehrere Jahrzehnte hindurch alle im norddeutschen Flachlande ausgeführten Forschungen beeinflußt, so daß die ganzen Diluvialbildungen, gleichgültig, ob dieselben aus Geschiebemergeln, Sanden oder Thonen bestanden, als durch den Treibeistransport vermittelte Absätze des Diluvialmeeres angesehen wurden. Die Auffassungen hatten schließlich einen derartigen Grad von Starrheit angenommen, daß auf dieser Grundlage kein weiterer Fortschritt in der Erkenntnis der Entstehung der Quartärbildungen mehr möglich war. Dagegen nahmen die Geschiebestudien in diesem Zeitraume durch die grundlegenden Untersuchungen Ferd. Römers einen bedeutenden Aufschwung, an welche sich wichtige Arbeiten von Dames, Rémelé, Gottsche, Noetling u. a. anschlossen.

Vom Jahre 1875 an vollzog sich ein bedeutsamer Umschwung. Die in Skandinavien und Großbritannien bereits seit längerer Zeit durch eingehende Forschungen nachgewiesene vormalige Vereisung war von dem schwedischen Geologen Otto Torell auch für Norddeutschland vermutet worden, da er erkannt hatte, daß unsere Geschiebemergel nur als Grundmoränen eines von Skandinavien ausgehenden Landeises zu erklären seien. Diese Vermutung wurde ihm zur Gewißheit durch seine Wiederauffindung der Rüdersdorfer Glacialschrammen, auf welche bald ähnliche Funde folgten.

I. Das Inlandeis und seine Wirkungen.

Die zuerst von Torell im Jahre 1875 für Norddeutschland aufgestellte Inlandeis- oder Glacialtheorie ist seit den letzten fünfundzwanzig Jahren durch so viele Beobachtungen begründet worden, daß sie sich gegenwärtig allgemeiner Anerkennung erfreut. Aber trotz der zahlreichen Beweise für diese Theorie war namentlich anfangs, als sie erst Fuß zu fassen begann, die Erklärung der Ausbreitung einer von Skandinavien aus das norddeutsche Flachland überziehenden Eisdecke eine der Hauptschwierigkeiten, welche einzelne Gegner be-

¹⁾ Ch. Lyell stellte seine Drifttheorie zuerst 1835 in den „Philosophical Transactions“ auf und gab später eine eingehende Darlegung derselben im „Philosophical Magazine“ 1845, Vol. 16.

nutzten, um dadurch die angebliche Unhaltbarkeit der ganzen Theorie nachzuweisen. In erster Linie fehlten diese Gegner darin, daß sie die Vereisung Norddeutschlands in zu enge Beziehung mit den Erscheinungen zu bringen suchten, welche die Hochgebirgsletscher alpiner Gebiete darbieten und daher als Hauptbedingung der Fortbewegung der kontinentalen Eisdecke eine entsprechende Neigung des Untergrundes forderten. Erst die Forschungen der letzten zwölf Jahre, welche uns die Natur des grönlandischen Inlandeises genauer kennen lehrten, haben uns gezeigt, daß seine Ausbreitung doch von wesentlich anderen Bedingungen abhängig ist und daß man die Verhältnisse in Grönland zum Vergleich heranziehen muß, wenn man sich eine Vorstellung von der ehemaligen Vergletscherung Nordeuropas machen will. Nachdem schon früher von den dänischen Geologen wertvolle Arbeiten über die großen, in die Fjorde ausmündenden Eisströme und das Randgebiet des grönlandischen Inlandeises geliefert worden waren, hat Nansens¹⁾ epochemachende Durchquerung von Grönland im Jahre 1888 uns über die eigentliche Inlandeisbedeckung des Innern höchst wichtige Aufschlüsse gegeben, auf die wir bei dem Interesse, die sie für unseren Gegenstand haben, hier etwas näher eingehen müssen.

Durch Nansens und Pearys Durchquerungen (1892) wissen wir jetzt, daß ganz Grönland mit Ausnahme des nördlichsten Teiles und der östlichen, südlichen und westlichen Randgebiete von einem zusammenhängenden Inlandeise vollständig bedeckt ist und keine eisfreien Oasen innerhalb dieses Gebietes aufzuweisen hat. An der Ostküste und namentlich an der ganzen Westküste entlang schieben sich gewaltige Eisströme ins Meer, die von den großen Eismassen im Innern des Landes ernährt werden. Die gewaltige Eisproduktion der großen Gletscher an der Westküste ist nur zu erklären, wenn man annimmt, daß sie von einer ununterbrochenen, sich stetig vorschreibenden Eisdecke des inneren Landes ausgeht. „Es muß ja jetzt,“ sagt Nansen²⁾, „für alle, welche die neueren Forschungen über Gletscher verfolgt haben, klar sein, daß es die Mächtigkeit der inneren Gletschermasse oder der inneren Schnee- und Eisreservoirs, von welchen die Gletscher ihr Material erhalten, ist, welche die Größe und schnelle Bewegung der Gletscher hauptsächlich bedingt und nicht die Schräglage der Unterlage, so wie es von einigen Geologen und besonders solchen, welche nur die kleinen Gletscher der Alpen studiert haben, noch behauptet wird.“

Auf der von Nansen durchquerten Strecke fanden sich im Innern des Inlandeises keine das Eis durchragenden Bergspitzen, sondern die Nunataks waren nur auf das Randgebiet beschränkt und lagen in der Nähe der Ostküste nicht mehr als 52 km vom Eisrande entfernt. Nach den Beobachtungen der Nansenschen Expedition steigt die Oberfläche des Eises zu beiden Seiten verhältnismäßig steil vom Meere auf, besonders an der Ostküste, während sie im Innern flach ist. Im großen und ganzen kann man sagen, daß die Steigung allmählich abnimmt, je

¹⁾ F. Nansen, Auf Schneeschuhen durch Grönland. Hamburg 1891.

²⁾ F. Nansen, Ueber seine Durchquerung Grönlands. (Verhandl. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, XVII, 1890, S. 447.)

mehr man sich von den Küsten entfernt. Die Oberfläche des Eises hat infolgedessen die Gestalt eines Schildes, der jedoch nicht ganz regelmäßig ist, indem sich die Oberfläche in schwachen, dem Auge fast unsichtbaren Wellen bewegt, deren Kämme ungefähr in südnördlicher Richtung gehen. Der Höhenrücken scheint nicht ganz mitten im Lande zu liegen, sondern nähert sich mehr der Ostküste. Die Form der grön-ländischen Schne- und Eisdecke ist jedenfalls bis zu einem gewissen Grade von dem unterliegenden Gebirge unabhängig. Da Grönlands zerklüftete felsige Küsten in hohem Grade an die norwegische Westküste erinnern, so liegt die Annahme sehr nahe, daß Grönlands Inneres, falls die Eisdecke entfernt würde, demjenigen Norwegens gliche, ja wahrscheinlich, wie man aus den Küsten schließen kann, noch zerklüfteter wäre. Die regelmäßig gewölbte Oberfläche der Schneedecke wird nach Nansen durch den Druck hervorgerufen, welcher das Eis nach allen Seiten in Bewegung hält und am weiteren Anwachsen hindert.

Die Expedition stieß auf auffallend wenig Spalten; an der Ostküste wurden sie nur bis zu 15 km von der Küste entfernt angetroffen, an der Westküste in ungefähr 40—45 km Entfernung vom Eisrande. Im Innern fand Nansen keine Spur davon und sah auch so gut wie gar keine Bäche auf dem Inlandeise. Da auch keine Rinnen aufgefunden wurden, so giebt es nach Nansens Ansicht, abgesehen von den Randgebieten, zu keiner Zeit des Jahres Bäche auf dem bekannten Teile des Inlandeises. Die ganze Oberfläche besteht bereits in nicht weiter Entfernung von der Ostküste aus trockenem Schnee, auf dem die Sonne nur dünne Eiskrusten zu schmelzen vermag.

„Im ganzen Innern Grönlands,“ schreibt Nansen¹⁾, „bemerkten wir nirgends auf der Oberfläche des Inlandeises das Geringste von Steinen (erratischen Blöcken) und Moränenschlamm und ebensowenig in den Randzonen, ausgenommen an der letzten kleinen Abdachung an der Westküste, nur etwa 100 Ellen von dem alleräußersten Rande entfernt. Dies beweist, daß das grön-ländische Inlandeis keine Oberflächenmoräne trägt, lokale Mittel- und Randmoränen etc. natürlich ausgenommen. Es stimmt dies vollkommen mit den früher gemachten Beobachtungen überein, widerspricht aber den Behauptungen einiger Geologen, daß die kontinentalen Inlandeise der größeren Eisperioden Europas und Amerikas große Obermoränen aus Kies und Steinen auf ihrem Rücken mit sich fortführten, in ähnlicher Weise, wie es die lokalen und verhältnismäßig kleinen Gletscher der Alpen etc. thun. Eine solche Behauptung, die durch einseitige Studien an lokalen Gletschern entstanden und jetzt auch größtenteils wieder verlassen ist, bedarf kaum einer anderen Widerlegung als des Hinweises auf das grön-ländische Inlandeis. Die Existenz solcher Obermoränen, außer in den äußeren Randzonen, stimmt auch nicht mit der ganzen Mechanik eines Inlandeises. Daß Nunataken im Innern des europäischen Inlandeises existiert haben, von welchen z. B. die Moränenmassen Deutschlands herstammen könnten, ist schon an und für sich sehr unwahrscheinlich, wenn nicht unmöglich, denn wo sollten solche existiert haben? Sie müßten in den

¹⁾ F. Nansen, Petermanns Mitteil. 1893. Ergänzungsheft 105, S. 90.

norwegischen Hochgebirgen gesucht werden, in Jotunheimen, Dovre etc., wir können aber jetzt mit großer Sicherheit sagen, daß alle diese hohen Gebirge auf der anderen (nordwestlichen) Seite der Gletscher- oder Eisscheide lagen, so daß, falls da Nunataken vorhanden waren, die davon gebildeten Obermoränen in das Atlantische Meer und nicht südwärts nach Deutschland hätten geführt werden müssen. Aber selbst wenn eine Obermoräne im Innern eines Inlandeises wirklich zur Bildung gelangte, könnte sie sich nicht lange an der Oberfläche erhalten. Infolge der Mechanik des Gletschers müssen sie nämlich während der Bewegung der Schnee- und Eismasse nach auswärts ganz allmählich zu Boden sinken, denn die ganze Schnee- und Eismasse ist ja, wie es auch die Schichtung zeigt, in einer stetigen Bewegung von der Oberfläche gegen den Boden und vom Binnenland nach der Küste begriffen, indem sie oben immer neuen Zuwachs bekommt, während unten die Masse nach auswärts gedrückt wird, so daß, was einmal oben war, zuletzt unten liegen muß, wenn es nicht schon früher den Rand des Eises erreicht hat. Ist dieser Gegenstand ein Stein, der ein viel größeres Eigengewicht besitzt als der Schnee, so wird er sich rascher nach dem Boden zu bewegen als der Schnee. Eine aufwärtssteigende Bewegung durch die ganze Eismasse, wie sie Dr. G. F. Wright für die erratischen Blöcke annimmt, kann nicht existieren, sie ist nicht physikalisch begründet, denn sie vernachlässigt alle jene Momente, welche wir soeben besprochen haben und sie streitet gegen alle Erfahrung. Ich brauche nur auf das grönländische Inlandeis hinzuweisen, wo keine Obermoräne und überhaupt keine fremden Gegenstände im ganzen Innern auf der Oberfläche vorhanden sind, wie ja auch die davon kommenden Eisberge außerordentlich selten Steine einschließen, was ganz gewöhnlich sein müßte, wenn die erratischen Blöcke, die von dem Boden losgerissen werden, sich immer aufwärts bewegen und bewirken würden, daß „der Gletscher einem Plumpudding gleicht, gefüllt mit zerstreutem Kies und Steinen von oben bis unten und von einer Seite bis zur anderen.“

Was die Niederschläge auf dem grönländischen Inlandeise anlangt, so hatte die Nansensche Expedition während ihrer 40tägigen Wanderung 4 Tage Regen, 1 Tag Hagel und 11 Tage Schnee. Im Innern fiel dieser Schnee meistens in Form von feinem Frostschnee oder von Eisnadeln, die fast täglich aus einer halb undurchsichtigen Luft herabregneten, durch welche man die Sonne allerdings häufig hindurchscheinen sah und in der sich fast unaufhörlich Sonnenringe mit Nebensonnenringen bildeten.

In der Höhe von 1400 m war die harte Schneeeisfläche mit einer dünnen Schicht feinen frisch gefallenen Schnees bedeckt, welche allmählich dicker wurde, bei 1600 m 6—8 Zoll mächtig war und bei 1950 m sogar 1 Fuß erreichte.

Durch die von E. von Drygalski¹⁾ ausgeführten Beobachtungen und Messungen der physikalischen Eigenschaften des grönländischen Inlandeises sind wichtige Ergebnisse erlangt worden, auf Grund deren

¹⁾ E. v. Drygalski, Grönlandexpedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1891—1893. 1. Band. Berlin 1897.

das Wesen und die Wirkungen der nordeuropäischen Inlandeisbedeckung in vieler Hinsicht eine neue Beleuchtung erfahren haben. Während Rink angenommen hatte, daß das Inlandeis in Grönland durch das Ausfrieren großer Stromsysteme zunächst im Thälern entstand und dann immer mehr anschwellend als eine Bildung der Tiefe von unten nach oben das ganze Land überzog, so daß es sich in weitgehender Abhängigkeit von den Landformen in einzelne Eisstromsysteme gliedern sollte, deren Mündungen in den produktivsten Eisfjorden zu suchen wären, läßt Nansen, wie ohne Zweifel die meisten Glacialisten, das grönländische Inlandeis als eine Bildung der Höhe aus dem Anwachsen der Gletscher entstehen und schließt aus der Einförmigkeit der Eisdecke im Innern Grönlands und der daraus zu folgernden großen Mächtigkeit des Inlandeises, daß die Oberflächengestalt desselben sich im wesentlichen durch die inneren Druckkräfte des Eises und die Niederschlagsmengen regle und nur in geringem Maße von den Formen des Landes abhängig sei. Zwischen beiden steht v. Drygalski, welcher zwar im allgemeinen ein Inlandeis für eine aus Schneeeis und Wassereis kombinierte Bildung, das grönländische jedoch im wesentlichen für eine Bildung der Höhe hält. Er nimmt an, daß die allgemeine Gestalt der Eisdecke durch die großen Züge des Landes bedingt sei, daß kleinere Züge allerdings bei größerer Mächtigkeit jenseits der Randzone nicht mehr hervortreten. Die Gebirge der Ostküste stellen nach v. Drygalski das eigentliche Nährgebiet des Eises dar, während diejenigen der Westküste ein selbständiges System bilden, gegen welches das Inlandeis aus der Ferne herandrängt. Eine durch Schwellen im Eise erkennbare, die Gebirgszüge der Küste in das Innere fortsetzende Gliederung des Inlandeises ist nur aus dem nördlichsten Teile durch Peary und aus dem südlichsten durch Garde bekannt geworden. Nansens Beobachtungen bei der Durchquerung Grönlands haben aber keinen Anhalt für die Rinksche Hypothese geliefert, daß das Inlandeis auch im Innern sich in große Eisstromsysteme gliedere, die in den Hauptfjorden ihr Ende fänden. v. Drygalski nimmt vielmehr an, daß in Nordgrönland zwischen den hohen Flächen des Innern und den Gebirgen der Westküste eine tiefe, in der Längsrichtung des Landes gelegene Mulde vorhanden sei, von welcher die produktivsten Eisströme Grönlands an der Westküste gespeist werden. Das Eis wird hier in eine gemeinsame große Mulde gesammelt, in die die steilwandig umrandeten tiefen Fjorde hineinreichen, wodurch dem Eise der Eintritt in das Meer ermöglicht wird.

Von großer Bedeutung sind die von v. Drygalski durch Messungen festgestellten Thatsachen über die Bewegung des Inlandeises. Danach besitzt dasselbe eine vertikale und eine horizontale Bewegung, von denen die erstere als primäre bezeichnet wird, da die horizontalen Verschiebungen nur auf den innerhalb des Eises vorgehenden Veränderungen in der Vertikalen beruhen. Bei den Vertikalbewegungen werden zwei verschiedene Richtungen unterschieden, eine aufwärts gerichtete in den dünneren Randzonen und eine abwärts gerichtete in den dicken inneren Teilen des Eisgebietes. Erstere macht sich durch ein Schwellen der Oberfläche, letztere durch ein Einsinken derselben bemerkbar, wenn nicht dieses Einsinken durch Anhäufung von Schnee-

massen verdeckt wird. Beide Arten der Vertikalbewegung beruhen auf Veränderungen der Massenverteilung im Eise, indem den einsinkenden Gebieten Masse entzogen, den schwelenden Masse zugeführt wird. Messungen am Asakakgletscher ergaben, daß der Schwund in den untersten Lagen am stärksten war und von da gegen die Oberfläche immer mehr abnahm. Dies kommt auch zum Ausdruck in der Verteilung der Schichtung¹⁾ des Eises, die durch Gefrieren von Wasser unter Druck entsteht. Die Schichtung ist am Boden des Eises am dichtesten und nimmt gegen die Oberfläche hin ab. Das zur Schichtenbildung erforderliche Schmelzwasser entsteht innerhalb der Eismasse aus dem inneren Schwunde, die Verteilung der Schichten beruht somit auf der Verteilung des inneren Schwundes. Dadurch, daß die Verfestigung der durch Druck verflüssigten Eismassen nicht an der Stelle des Schwundes erfolgt, resultiert die Bewegung des Eises.

Der Grund für die Bewegung des Eises in der Horizontalen liegt in den Massenumsätzen zwischen Gebieten verschiedener Eismächtigkeit, demnach hängt diese Horizontalbewegung auf das engste mit der Mächtigkeit des Eises und der davon abhängigen Stärke der Vertikalbewegung zusammen. v. Drygalski hat die von Thomson und Heim auf innerer Verflüssigung mit Wiederverfestigung der Eispartikelchen begründeten Regelationstheorie weiter ausgebaut und durch direkte Messungen bewiesen. Die Horizontalbewegungen beruhen auf dem Ausweichen des Wassers innerhalb der Eismasse, was jedoch nicht als freie Strömung gedacht werden kann, sondern nur teilweise als mechanische Verschiebungen der Masse und zum anderen Teile als Fortpflanzung eines Zustandes. Das Endziel der Eisbewegung beruht in der Herstellung der gleichen Mächtigkeit. Das Eis bewegt sich von den mächtigeren gegen die dünneren Massen, also vom Innern gegen die Randzone und kann infolgedessen auch aufwärts strömen, wenn im Randgebiete eine geringere Mächtigkeit besteht als in den tiefer gelegenen Teilen des Innern.

Um den Transport der nordischen Schuttmassen erklären zu können, ist man zu der Annahme genötigt, daß das skandinavische Inlandeis sich auf dem Grunde der Ostsee vorschob und dabei allmählich das in ihr befindliche Wasser verdrängte. War nun das Becken der Ostsee beim Beginn der Eiszeit schon vorhanden und wurde es von den immer stärker anwachsenden Eismassen völlig erfüllt, so ist man unter Zugrundelegung der heutigen Oberflächengestalt des norddeutschen Flachlandes zu der Annahme gezwungen, daß das Eis, um jenes Becken zu überwinden und um sich bis zu dem Nordrande der deutschen Mittelgebirge und bis tief nach Russland hinein vorschieben zu können, eine Aufwärtsbewegung ausgeführt haben muß.

Schon früher hat v. Drygalski²⁾ hervorgehoben, daß die Neigung des Untergrundes für den Böschungsschub als solchen völlig gleichgültig

¹⁾ Nach den Beschlüssen der Gletscherkonferenz vom August 1899 bezeichnet v. Drygalski diese Schichtung jetzt als „Bänderung“.

²⁾ E. v. Drygalski, Zur Frage der Bewegung von Gletschern und Inlandeis. (Neues Jahrbuch f. Min. u. s. w. 2. Bd., S. 163 ff.)

sei, sie müsse nur kleiner sein, als der natürliche Böschungs- oder Reibungswinkel des Eises. Dem in einem Becken sich fortbewegenden Eise erwächst ein Widerstand durch die Neigung der schiefen Ebene, auf welcher das Eis hinaufgeschoben werden muß. Dieser Widerstand kann jedoch bei der großen inneren Verschiebbarkeit der Eisteilchen durch den Druck der nachdrängenden gewaltigen Eismassen überwunden werden. Das Gletschereis und ebenso das Inlandeis besitzen bei nicht zu niedrigen Temperaturverhältnissen gegen Druck einen hohen Grad von Plastizität, als deren unmittelbare Folge die große Bewegungsfähigkeit der Eismassen anzusehen ist, die mit der Mächtigkeit des Eises erheblich zunimmt.

Für die Bewegungserscheinungen des Inlandeises sind daher die neuerdings durch v. Drygalski ausgeführten Messungen über die Wärmeverteilung im Eise von besonderer Wichtigkeit. Ein mächtiges, aber ganz durchkältetes Eisgebiet kann nach v. Drygalski wegen Mangel an Verflüssigung in seinem Innern keine Bewegungen gegen ein dünneres, aber durchwärmtes Eisgebiet besitzen, denn zur Entstehung der Bewegung kommt es auf Verflüssigung an, welche in dem ersteren unmöglich ist. Nun hat aber v. Drygalski gezeigt, daß gerade die dünnsten Eisgebiete, also die Randzonen, am meisten durchkältet sind, während sich in den dickeren erhebliche Massen in oder nahe bei der Schmelztemperatur befinden. So liegt also auch aus diesem Grunde eine Tendenz zur Bewegung von den dickeren Gebieten gegen die dünnen, aus dem Innern gegen die Randzonen vor. Die letzteren erhalten durch das Wasser, welches in sie hineingepreßt wird, auch eine Zufuhr von Wärme. Die Messungen v. Drygalskis am Großen Karajakeisstrom haben gezeigt, daß ein Kältezustand im Eise nur von Ende Oktober bis Ende Juni existierte, in den übrigen vier Monaten aber in der gesamten Masse die Schmelztemperatur herrschte, was sich durch die mannigfache Art und Weise erklärt, auf welche dem Eise Wärme zugeführt wird. Die Kälte wird hauptsächlich durch Leitung (Uebertragung von Molekül zu Molekül) in die tieferen Eisschichten eingeführt, während die Wärme außer durch Leitung auch durch Wasser in Spalten rein mechanisch hinabgeschafft wird. Durch das Hinabstürzen und -sickern des Wassers in Spalten und Risse wird eine sehr schnelle Durchwärmung der ganzen Eismasse erreicht und dem Vordringen der Kälte ein Ziel gesetzt. Unter diesen Umständen kann eine vollständige Durchkältung nicht eintreten, und je tiefer man in das Eis eindringt, desto näher rücken Kältemaximum und Nullpunkt zeitlich aneinander heran. Auf diese Weise erklärt es sich, daß starke Kältegrade nur auf die oberen Eisschichten beschränkt bleiben und die zur Bewegung notwendige Temperatur auch im Winter im Eise vorhanden ist. Diese Ausführungen v. Drygalkis stimmen gut mit den Resultaten überein, die Ad. Blümcke und H. Hess¹⁾ bei ihren Untersuchungen der Temperatur des Gletscher-

¹⁾ Ad. Blümcke und H. Hess, Untersuchungen am Hintereisferner. München 1899. Verlag des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins. Wissenschaftl. Ergänzungshefte zur Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins. 1. Bd., 2. Heft.

eises am Hintereisferner erlangt haben. Beide Autoren sind der Ansicht, daß das Eis, wo es Gletscherbewegung ausführt, sobald seine Mächtigkeit etwa 15 m überschreitet, beständig die den jeweiligen Druckverhältnissen entsprechende Schmelztemperatur besitzt und nur in einer dünnen Schichte an der Oberfläche den jahreszeitlichen Temperaturschwankungen unterworfen ist.

Ein zweites Moment, welches nach v. Drygalski dem Eindringen der Winterkälte im Inlandeise ein Ziel setzt, liegt in der Bewegung des Eises und in der Bildung der Schichtung, welche durch ein Neugefrieren von Teilen der im Eiskörper verflüssigten Lagen zu stande kommt. Bei diesem Neugefrieren werden erhebliche Wärmemengen frei, welche das Inlandeis in der Richtung von unten nach oben durchströmen. Wenn man bedenkt, daß die geschichteten Teile im Inlandeise oft eine ganz erhebliche Dicke erreichen und daß diese durch ein Gefrieren verflüssigter Massen zu stande kommen, so wird man verstehen, daß von diesem Vorgange eine ganz bedeutende Durchwärmung des Inlandeises ausgehen muß, welche dem sonst unbeschränkten Eindringen der Kälte entgegenwirkt und den Umfang der unter Null Grad abgekühlten Gebiete einengt. Gerade die dünnen Randgebiete sind in hervorragendem Maße geschichtet; gerade in ihnen wird demnach das Vordringen der Winterkälte durch die Bildung der Schichtung beschränkt; in ihnen erfolgen besonders reichliche Massenumlagerungen. Und daß dieselben mit einem Zusatz von Masse verbunden sind, lehrt das Schwellen, welches sie vor den Gebieten des Innern auszeichnet. Die geschichteten Teile, welche gerade auch im Winter entstehen, bilden für das Vordringen der Kälte die sichere Grenze, und die Höhenlage dieser Grenze hängt von der Dicke der Schichtenbildungen ab. v. Drygalski ist der Ansicht, daß es im Inlandeise nur einer geringen Menge von Schichtenbildungen bedarf, um durch die davon ausgehenden Wärmeströme der bis zum Boden gelangenden Kälte die Wage zu halten.

Durch E. Dathe¹⁾ ist festgestellt worden, daß sich das nordische Inlandeis in der Grafschaft Glatz im Neißethal durch den Warthaer Paß um 20 km nach Westen bis westlich von Glatz vorgeschoben hat und in seiner Grundmoräne nordisches Material bis zu 400 m Höhe ablagerte. Die Oberfläche des Inlandeises muß also am Nordrande der Sudeten die Höhe von 400 m bereits erheblich überschritten haben. Legt man nun die Beobachtungen Nansens zu Grunde, nach denen sich das Inlandeis von der Westküste Grönlands auf eine Länge von 270 km vom Meeresspiegel bis auf 2718 m erhebt, so würde unter der Voraussetzung eines gleichen Ansteigens für die Oberfläche des nordischen Inlandeises im Gebiete des Ostseebeckens eine Maximaleisdicke von etwa 4000 m angenommen werden müssen. Der Druck dieser Eismasse auf die Unterlage würde demnach nicht weniger als 320 Atmosphären betragen.

Wenn man erwägt, daß eine Eisdecke, welche ein so gewaltiges Schuttmaterial in Norddeutschland und Russland ausbreiten könnte,

¹⁾ E. Dathe, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1894, S. 849—853. — Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1894, S. 252—278. — Ibid. f. 1899, S. 1—19.

im Ausgangsgebiet der Vereisung eine Mächtigkeit von 4000 m erreicht haben muß, so werden diese Eismassen auf dem Grunde des verhältnismäßig flachen Nord- und Ostseebeckens sich fortgeschoben haben, während allerdings bei Beginn der Vereisung, als die skandinavischen Schreitgletscher die Ostsee erreichten, eine Auflösung der Gletscherenden in Eisberge und eine dadurch bedingte Drift stattgefunden haben wird. Es ist eine allgemein bekannte physikalische Thatsache, daß ein auf Seewasser schwimmender Würfel aus massivem, homogenem Eise infolge des Umstandes, daß sein spezifisches Gewicht geringer ist, als dasjenige des Seewassers, $\frac{1}{9}$ aus demselben herausragt, während $\frac{8}{9}$ darin untergetaucht sind. Berücksichtigt man die dem Gletschereise zukommende Eigenschaft des Vorhandenseins zahlreicher Luftbläschen, so wird dadurch das spezifische Gewicht eines solchen Eiswürfels derart verringert, daß nur $\frac{6}{7}$ im Seewasser untergetaucht sein werden. Nehmen wir nun an, daß das Inlandeis nur 1000 m Mächtigkeit besessen hätte, so wäre, um dieses Eis zum Schwimmen zu bringen, eine Meerestiefe von mindestens 858 m erforderlich gewesen, eine Tiefe, hinter welcher selbst die beiden tiefsten Stellen der Ostsee (143 und 140 Faden = 261,89 und 256,20 m) bedeutend zurückbleiben. Aber wenn auch die angenommene Mächtigkeit von 1000 m für übertrieben gehalten oder in Betracht gezogen werden sollte, daß das Inlandeis an seinem Rande nicht so dick gewesen sein kann, wie im Zentrum seiner Bewegung, so würde bei einer halb so großen Mächtigkeit die gegenwärtige Tiefe der Ostsee immer noch nicht hinreichen, eine derartige Eisdecke zum Schwimmen zu bringen und sogar bei einem Drittel der angenommenen Mächtigkeit wäre dies noch nicht einmal den beiden tiefsten Stellen möglich, welche überdies einen nur eng umgrenzten Raum im Ostseebecken einnehmen.

Auch die früher von G. Berendt¹⁾ namentlich zur Erklärung der Wechsellegerung von geschichteten und ungeschichteten Glacialablagerungen aufgestellte Hypothese einer zeitweise auf dem Meere schwimmenden, zeitweise das Festland unmittelbar berührenden Inlandeisdecke kann ebenfalls bei der angenommenen Mächtigkeit derselben und dem völligen Mangel an marinen Schalresten im ganzen mittleren und südlichen Teile des norddeutschen Glacialgebietes nicht aufrecht erhalten werden.

Die Beobachtungen in Grönland berechtigen uns dazu, für das skandinavisch-norddeutsche Inlandeis eine bedeutende Mächtigkeit und eine mindestens ebensogroße Bewegungsfähigkeit anzunehmen. Es wird im weiteren Verlaufe dieser Darlegungen sich noch genügend Gelegenheit bieten, auf die mannigfachen Schwierigkeiten hinzuweisen, welche die Erklärung der Eisbedeckung des norddeutschen Flachlandes im einzelnen bietet. Am Schluß dieser Betrachtungen möchte ich jedoch an die Worte F. v. Richthofens²⁾ erinnern, die dieser bei der Erörterung der mechanischen Wirkung der eiszeitlichen Gletscher niederr-

¹⁾ G. Berendt, Gletschertheorie oder Drifttheorie in Norddeutschland? (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XXXI, 1879.)

²⁾ F. v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886, S. 242—243.

geschrieben hat. Er betont, daß von den drei Wegen der Untersuchung, erstens der Erforschung der Vorgänge an thätigen Gletschern, zweitens der Beobachtung der Formveränderungen durch das Eis an den von ihm verlassenen Lagerstätten und drittens der Anwendung der theoretischen Mechanik, der zweite Weg wesentlichen Erfolg im höchsten Maße verspricht und fährt dann fort: „Die mathematische Berechnung ist geneigt, zu wenig Rücksicht auf die durch Beobachtung festgestellten Thatsachen zu nehmen und an ihrer Statt von Prämissen auszugehen, um die es sich nicht handelt. Daher gelangt sie zuweilen auf mühsamen Wegen zu Resultaten, welche für die Erklärung des wirklichen Sachverhaltes ohne Bedeutung sind.“ Und weiter heißt es: „Gewiß kann die mathematische Physik bei einem so schwierigen Gegenstand helfend, ergänzend und klärend eintreten. Aber die Fragen, welche sie sich stellt, sollten auf Beobachtung fußen. Es sollte in erster Linie durch diese festgestellt werden, welche Wirkungen durch Gletschereis mit Sicherheit ausgeübt worden sind; dann erst kann man fragen: unter welchen physikalischen Eigenschaften muß das Eis sich befunden haben? Welche von der physikalischen Beschaffenheit des reinen Eises abweichende Eigenschaften mußten ihm also zugeteilt gewesen sein, um es fähig zu machen, die beobachteten mechanischen Wirkungen auszuüben? Von dem dadurch gewonnenen Standpunkte aus wird die mathematische Physik gewiß erfolgreich zur Klärung in denjenigen Fällen eintreten können, wo die zu Grunde liegende Ursache sich der Beobachtung allein nicht entnehmen läßt.“

Von dem Standpunkte ausgehend, daß die zahlreichen Beobachtungen der letzten Jahrzehnte mit zwingender Notwendigkeit zu der Annahme einer Inlandeisbedeckung des norddeutschen Flachlandes führen, werden wir die Oberflächengestaltung in diesem Gebiete im wesentlichen als eine Folge jener Erscheinung anzusehen haben. Die hervorragendsten Umgestaltungen und Veränderungen der Oberfläche sind durch die dem Inlandeise zukommenden Eigenschaften bewirkt worden und stehen in innigster Beziehung mit der Fortbewegung und Abschmelzung desselben. Wenn wir von diesem Gesichtspunkte aus die Bildungen des norddeutschen Flachlandes in ihrem Verhältnis zur Oberflächengestaltung betrachten wollen, werden wir uns auf die Beobachtungen stützen müssen, die an den heutigen Gletschern, vor allen Dingen aber auch an dem grönländischen Inlandeise gemacht worden sind, da nur die Verhältnisse, welche heutzutage Grönland darbietet, zu einem Vergleich mit der ehemaligen Eisbedeckung des norddeutschen Flachlandes berechtigen. Nicht minder jedoch sind auch die Verhältnisse solcher Gebiete zum Vergleich heranzuziehen, welche ehemals von den sie beherrschenden Hochgebirgen aus vergletschert worden sind, wie die Alpenvorlande, Skandinavien und Schottland. Ja bei den Schwierigkeiten, welche den Forschungen an heutigen Gletschern vielfach entgegenstehen und beispielsweise Beobachtungen über die Einwirkung derselben auf den Untergrund auf ein Minimum beschränken, ist das Studium der vergletschert gewesenen Gebiete ganz unentbehrlich für eine Beurteilung der früheren Vereisung Norddeutschlands.

A. Glacialschrammen und -schliffe.

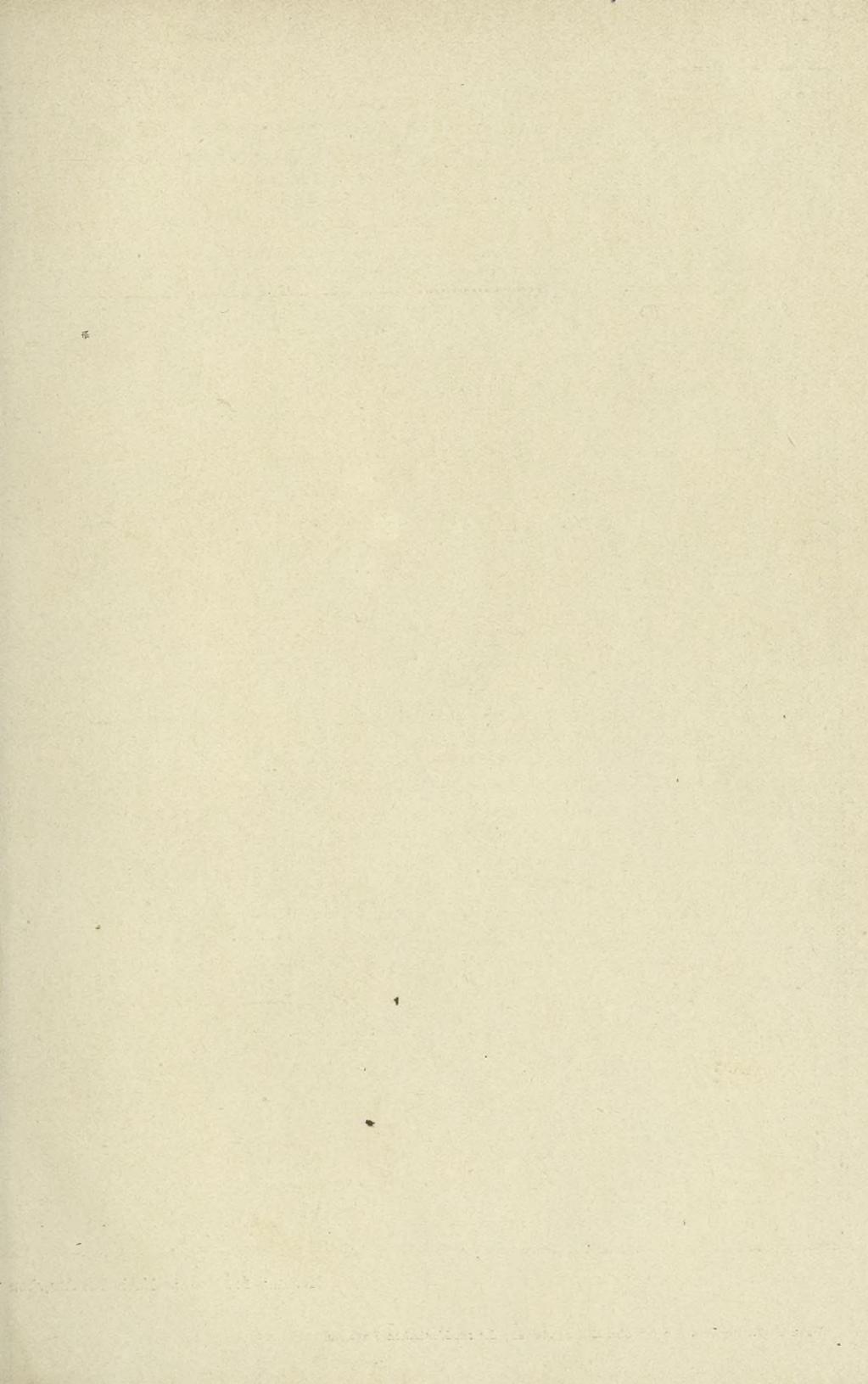
Durch den Druck, welchen ein vorrückendes mächtiges Inlandeis auf seinen Untergrund auszuüben vermag, wird einerseits, wenn dieser aus festen, widerstandsfähigen Gesteinen besteht, eine Schrammung und Abschleifung hervorgerufen, während andererseits dort, wo weiche, leicht verschiebbare Schichten vorhanden sind, oberflächliche Störungen entstehen. Die Schrammung und Glättung der Felsoberflächen wird dadurch hervorgebracht, daß bei der Fortbewegung des Eises über den festen Felsuntergrund die in den unteren Eispartieen eingeschlossenen Schuttmassen als Schleifmaterial dienen. Durch die feineren Sandpartikelchen wird die Politur und Glättung, durch die gröberen Grande und Geschiebe die Ritzung und tiefere Schrammung bewirkt. In welcher verschiedenen Weise derartige Gletscherschliffe ausgebildet sein können, ist sehr eingehend von T. C. Chamberlin¹⁾ durch zahlreiche Beobachtungen in dem ausgedehnten Glacialgebiete der Vereinigten Staaten von Nordamerika beschrieben worden. Wenn man die trefflichen, seine Abhandlung erläuternden Abbildungen betrachtet, so wird man bei den tiefen Furchen und Ausschürfungen, welche dort vorkommen, zugeben müssen, daß das Inlandeis vermöge seines Schleifmaterials eine beträchtliche erodierende Wirkung auf festen Felsuntergrund auszuüben vermag. Dasselbe zeigen auch die von A. Baltzer²⁾ veröffentlichten vorzüglichen Photographieen vom unteren Grindelwaldgletscher, auf denen man an den seitlichen Kalkfelsen tief ausgeschliffene Hohlkehlen und die dort von Baltzer unterschiedenen beiden Arten der abschleifenden und splitternden Eiserosion sehr deutlich erkennt.

Das Vorkommen von Schrammen ist stets als ein guter Beweis für ehemalige Gletscherbedeckung angesehen worden, besonders dann, wenn auch andere, den glacialen Ursprung bestätigende Erscheinungen hinzukommen und die Entstehung durch irgendwelche andere Ursachen ausschließen. Sodann bieten aber auch die Schrammen durch ihren Verlauf ein ausgezeichnetes Mittel, um die ehemalige Bewegungsrichtung des Eises festzustellen. Da innerhalb des norddeutschen Flachlandes nur an ganz vereinzelten Punkten ältere feste Gesteine aus der tertiären Bedeckung hervorragen, so konnten die Spuren ehemaliger Eisbedeckung in der Form von Schrammen auch nur an wenigen Stellen nachgewiesen werden. Am meisten begünstigt ist in dieser Beziehung das südliche Randgebiet, wo ältere Gesteinskuppen häufiger unter dünner quartärer Bedeckung hervortreten und wo auch bisher die meisten durch Gletscherschliffe ausgezeichneten Felsoberflächen beobachtet worden sind.

Bei einem Ueberblick über sämtliche bisher bekannt gewordene Glacialschrammen und -schliffe auf anstehendem Gestein

¹⁾ T. C. Chamberlin, *The rock-scorings of the great ice invasions.* (VII. Ann. Report of the U. S. Geol. Survey. Washington 1888, S. 147—248.)

²⁾ A. Baltzer, *Studien am Unter-Grindelwaldgletscher über Glacialerosion, Längen- und Dickenveränderung in den Jahren 1892—1897.* (Denkschriften der schweiz. naturforsch. Ges. Bd. XXXIII. 2. 1898. Zürich.)





wollen wir an der Hand der beigefügten Karte, welche die Endmoränen, Urstromthäler und Fundorte der Glacialschrammen Norddeutschlands zur Darstellung bringt (Beilage 2), mit dem westlichsten Punkte beginnen und von hier aus nach Osten zu fortschreiten.

Nördlich von Osnabrück erhebt sich aus der umliegenden, etwa 120 m hohen Ebene eine vereinzelte von Ost nach West gestreckte Kuppe, der Piesberg, bis zu 182 m über dem Meere. Er wird aus den Schichten der produktiven Steinkohlenformation gebildet und zwar besteht seine Oberfläche aus sehr harten kieseligen Sandsteinen und Konglomeraten, welche, wie die Steinbrüche daselbst erkennen lassen, von einem ungeschichteten, gelben, lehmigen Geschiebesande $\frac{1}{2}$ —2 m hoch bedeckt werden. An der nordwestlichen Seite des Berges, wo die Schichten parallel der Oberfläche ganz schwach nach Nordwest einfallen und ein Streichen von Nordost nach Südwest besitzen, fand Herr Dr. Hamm¹⁾ im Jahre 1882 auf den frisch abgedeckten Schichtenköpfen Glacialschrammen auf. Dieselben wurden von ihm auf einer Fläche von etwa 10 m Länge und 6 m Breite beobachtet. Die Schichtenköpfe des an dieser Stelle ziemlich dickbänkigen und grobkörnigen Sandsteins waren völlig abgerundet, die Schichtoberflächen ganz glatt abgeschliffen und mit lauter parallelen, groben, bis zu 30 cm langen Schrammen bedeckt, welche eine Richtung von Nord 10—15° Ost nach Süd 10—15° West besaßen. Die in dem Sandsteine enthaltenen Kieselgerölle zeigten dort, wo sie durch den Eisschub abgeschnitten waren, äußerst feine parallele Ritzen von der gleichen Richtung, wie die großen Schrammen. Dr. Hamm erwähnt in der Umgegend von Osnabrück nur einen Geschiebemergel, als dessen Aequivalent die sandig-lehmige Schicht anzusehen ist, welche den Piesberg bedeckt und in welcher ohne alle Ordnung scharfkantige Bruchstücke des Piesberggesteins, nordische krystallinische Gesteine, Feuersteine und gekritzte Jurageschiebe vorkommen. Der Fundort der Schrammen liegt ungefähr 155 m über Normalnull. Im Untergrunde des Geschiebesandes ließen sich Stauchungserscheinungen beobachten. Die Schichtenköpfe des Sandsteins sind an einigen Stellen mehr oder weniger steil aufgerichtet oder sichelförmig umgebogen, während in die Zwischenräume der auseinander gebogenen Schichten der Sand hineingepreßt ist, alles Erscheinungen, die auf einen starken Druck schließen lassen, welchem die Schichten ausgesetzt gewesen sind.

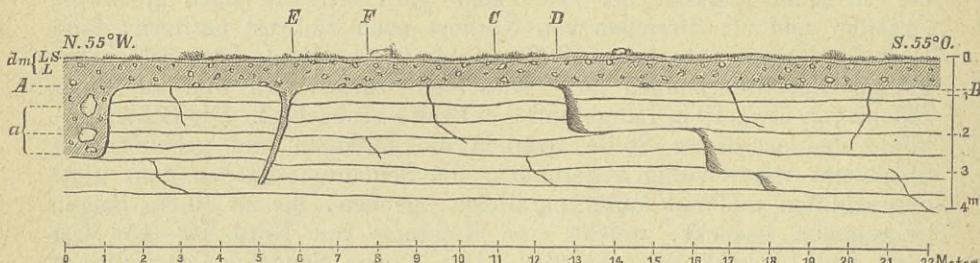
Auf dem Rhätsandstein bei Velpke und Danndorf²⁾ im Braunschweigischen wurden im Jahre 1880 vom Verfasser an verschiedenen Punkten Glacialschrammen aufgefunden. Bei Velpke, etwa 5 km südwestlich von Oebisfelde gelegen, werden die von Südost nach Nordwest streichenden, dort fast söhlig liegenden Sandsteine von Geschiebesand (siehe Fig. 1) oder Geschiebesand überlagert, nach deren Abdeckung sich in mehreren Steinbrüchen außerordentlich deutliche Glacialschrammen

¹⁾ Hamm, Beobachtungen im Diluvium der Umgegend von Osnabrück. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1882, S. 629 ff.)

²⁾ F. Wahnschaffe, Ueber Gletschererscheinungen bei Velpke und Danndorf. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1880, S. 774 ff.)

auf den Schichtoberflächen erkennen ließen. Bemerkenswert ist es, daß dieselben in zwei scharf voneinander getrennten Richtungen sich finden. Das ältere System, welches meist feinere und zum größten Teil parallel verlaufende Schrammen zeigt, besitzt die Richtung Nord 27° Ost nach Süd 27° West und wird gekreuzt von einem jüngeren System mit sehr tief eingeschnittenen Furchen. Die Richtung dieses letzteren Systems hatte ich zu Anfang aus der Lage keilförmiger Schrammen, deren Spitze dort stets nach West, deren ausgesplitterter breiter Teil nach Ost gerichtet war, als West 5,7° Süd nach Ost 5,7° Nord angenommen. Später glaubte ich diesen keilförmigen Schrammen nicht die Bedeutung beizumessen zu dürfen und es schien mir natürlicher, daß die Schrammung

Fig. 1.



Teil der nordöstlichen Bruchwand aus dem Steinbrüche von Fritz Körner in Velpke (Wahnschaffe 1880).

dm: Lehmiger Sand (LS) und Lehm (L) des Geschiebemergels.

a) Bruchstücke von Bonebedsandstein.

A—B Schichtoberflächen des Sandsteins mit Gletscherschrammen zweier Systeme.

C—D Fundorte der beiden großen geschrammten Platten, die sich in der Sammlung der geologischen Landesanstalt in Berlin befinden.

in umgekehrter Richtung von Ost nach West erfolgt sei. Durch neuere Beobachtungen bei Hundisburg¹⁾, wo ich derartige keilförmige Schrammen wieder fand und wo deren Richtungsbestimmung keinen Zweifel zuließ, bin ich veranlaßt worden, zu meiner ersten Auffassung über die jüngeren Schrammen von Velpke zurückzukehren, so daß ihre Westostrichtung eine lokale Ablenkung aus der allgemeinen Nordost-Südwestrichtung im westlichen Randgebiete der Vereisung anzeigen würde. Die keilförmigen Schrammen vereinigen in sich die schon erwähnte abschleifende und splitternde Glacialerosion.

Daß hier zwei zeitlich voneinander getrennte Schrammungen vorliegen, scheint mir daraus hervorzugehen, daß die beiden Systeme sich in mehreren Steinbrüchen in ganz gleicher Ausbildung fanden und daß keine vermittelnden Schrammen zwischen ihnen vorkommen, ein Umstand, der eine allmäßliche Änderung in der Bewegungsrichtung des Eises andeuten würde. In einem Steinbrüche des von Velpke ungefähr 3 km entfernten Hünenberges bei Danndorf fand sich nur das westöstliche System, so daß das ältere dort ganz abgeschliffen zu sein scheint. Es ist mehrfach von den Gegnern der Glacial-

¹⁾ Vgl. Anm. 3 auf S. 93.

erosion hervorgehoben worden, daß das Vorkommen zweier hinsichtlich ihrer Entstehung durch einen mehr oder weniger langen Zeitraum voneinander getrennter Schrammenrichtungen als Beweis gegen eine bedeutende Erosionsfähigkeit des Eises angeführt werden könne. Auf der anderen Seite haben die Anhänger der Eiserosion gemeint, daß bei der starken Einwirkung des Eises auf den Felsuntergrund sich eine ältere Schrammung überhaupt nicht erhalten könne und daß dort, wo Schrammen verschiedener Richtung zusammen vorkommen, dieselben gleichzeitig durch Unregelmäßigkeiten in der Eisbewegung entstanden sein könnten. Der letztere Fall ist bei Velpke undenkbar, weil die Schrammen verschiedener Richtung dort nicht unregelmäßig an den verschiedenen Aufschlußpunkten auf den Felsflächen zerstreut sind, sondern sich überall unter bestimmtem Winkel schneiden und kreuzen. Ich habe schon früher darauf hingewiesen, daß das Vorkommen zweier Schrammensysteme mit einer gewissen Erosionsfähigkeit des Eises wohl vereinbar ist. Bei festen Gesteinen wird der Hauptangriff der erodierenden Thätigkeit in der ersten Periode der Eiszeit stattfinden, wenn das Eis das stark verwitterte und durch Frost zerklüftete Ausgehende überschreitet. Sind diese Massen durch die Gletscher fortgeschafft und der Grundmoräne einverleibt, so beschränkt sich die Erosionsthätigkeit im wesentlichen auf die Abschleifung und Schrammung der festen Felsoberfläche. Diese Einwirkung jedoch wird nur so lange stattfinden, als das Eis seine Fortbewegung auf die dem Gletscherboden auflagernden Schuttmassen noch zu übertragen vermag. Nimmt die Grundmoräne bei ihrer Ablagerung mehr und mehr an Mächtigkeit zu, so bleiben die unteren Teile unbeweglich liegen und bilden eine Schutzdecke für die zuvor stattgefundene Schrammung des Felsens. Außerdem schützt die Grundmoräne die Felsoberfläche gegen die Verwitterung und man kann sich sehr wohl denken, daß, wenn das Eis in einem späteren Stadium eine andere Richtung annahm, die früher abgelagerte Grundmoräne zum Teil erodiert und nochmals Schuttmaterial über die feste Felsoberfläche hinweggeschoben wurde, ohne daß dabei die erste Schrammung gänzlich verlöschte.

Etwa 2 km nördlich von Groß-Wanzleben unweit Magdeburg sind in dem östlich der Sarre gelegenen Steinbrüche im unteren Muschelkalk auf den vom Geschiebemergel befreiten, schwach rundhöckerartig gestalteten Schichtoberflächen der festen Bänke des oberen Wellenkalkes von E. Schütze¹⁾ Gletscherschrammen aufgefunden worden, deren Richtung nach ihm im Mittel fast genau Ost-West war.

Auf der Kulmgrauwacke von Hundisburg²⁾ bei Neuholdensleben waren von Herrn Oberlehrer Dr. Halbfass Glacialschrammen erkannt worden, die der Verfasser³⁾ 1898 einer näheren Untersuchung unterzog.

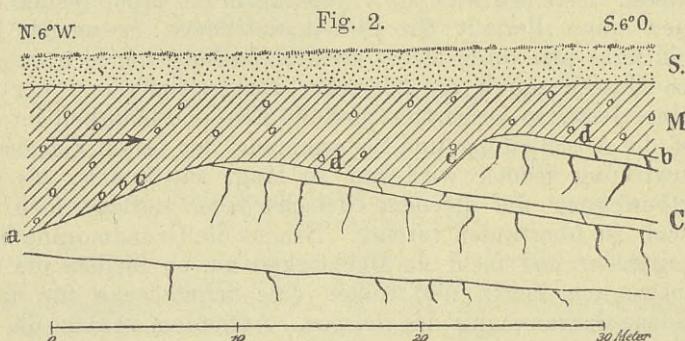
¹⁾ E. Schütze, Glacialscheinungen bei Groß-Wanzleben, unweit Magdeburg. (Centralblatt f. Min., Geol. u. Palaentolog. Stuttgart 1900, S. 85–88.) Der Fundort ist auf dem Kärtchen (Beilage 2) noch nicht angegeben.

²⁾ Ph. Wegener, Festschr. z. Feier d. 25jähr. Jub. d. Gymnas. zu Neuholdensleben. 1897, S. 5.

³⁾ F. Wahnschaffe, Ueber das Vorkommen von Glacialschrammen auf den Culmbildungen des Magdeburgischen bei Hundisburg. (Jahrb. d. königl. preuß. geolog. Landesanst. f. 1898.)

Ihre Richtung betrug im Mittel Nord 43° Ost nach Süd 43° West. Die geschrammten Schichtoberflächen werden von dem unteren Geschiebemergel überlagert.

Gelegentlich der 5—7 m tiefen Ausschachtungen, welche im Norden Magdeburgs zur Anlage des Ringstraßenkanals ausgeführt wurden, traf man mehrfach die Grauwacke, welche daselbst West 6° Süd streicht und unter 68° steil nach Süd 6° Ost einfällt. Die Aufschlüsse wurden von Schreiber¹⁾ genauer untersucht. Es zeigte sich, daß die Schichtenköpfe der Grauwacke entweder von mitteloligocärem Grünsande oder von Geschiebelehm unmittelbar überlagert werden. Nach Abdeckung des letzteren fand sich auf den Schichtenköpfen eine sehr deutliche, oft in tiefen Furchen ausgebildete Schrammung und Glättung, deren Richtung West 6° Süd nach Ost 6° Nord war. Die anderen von Schreiber angegebenen Schrammenrichtungen (Nord 29° West und Nord 14° Ost) können meiner Ansicht nach hier nicht in Betracht kommen, da sie nur



Profil von der östlichen Bruchwand des Steinbruches des Herrn Hohenstein bei Pretzien (Wahnschaffe 1883).

S Elbthalsand (Alt-Alluvium).

M Geschiebemergel (Unteres Diluvium).

C Sandstein (Culm).

a—b) Oberkante des Sandsteins, zu Rundhöckern umgeformt.

cc Stoßseiten } der Rundhöcker.
dd Leeseiten }

auf einem lose im Geschiebelehm liegenden Grauwackeblock beobachtet worden sind. Es ist immerhin bemerkenswert, daß die westöstliche Schrammung in Magdeburg und vielleicht auch bei Groß-Wanzleben mit dem von mir beobachteten jüngeren System von Velpke übereinstimmt.

Die ersten deutlichen Spuren einer Inlandeisbedeckung in der Nähe Magdeburgs hatte der Verfasser im Jahre 1883 bei dem Städtchen Gommern²⁾, innerhalb der alten Elbtalebene, nachgewiesen. In dem Steinbruche des Herrn Hohenstein, nordöstlich von Pretzien gelegen, waren die Schichtenköpfe unter dem darüber liegenden Geschiebemergel rundhöckerartig gestaltet (siehe Fig. 2) und mit Schrammen dicht bedeckt,

¹⁾ A. Schreiber, Glacialscheinungen bei Magdeburg. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XLI, 1889, S. 603—608.)

²⁾ F. Wahnschaffe, Ueber Glacialscheinungen bei Gommern, unweit Magdeburg. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XXXV, 1883, S. 831 ff.)

welche der Hauptsache nach von Nord 6° Ost nach Süd 6° West verliefen, an einer Stelle jedoch von einem lokalen, von Nord 25° West nach Süd 25° Ost gerichteten System durchschnitten wurden. Die eigentliche Hauptrichtung ist hier also Nord—Süd.

Auf den Kuppen des Quarzporphyrs, welche zwischen Halle und Landsberg verschiedentlich aus dem Diluvium herausragen, wurden Glacialschrammen von O. Lüddecke¹⁾ im Jahre 1879 zuerst beobachtet. Sie fanden sich auf dem Galgenberge bei Halle und dem Kapellenberge, Rainsdorfer Berge und Pfarrberge bei Landsberg. Die Richtung der Schrammen ist durchgehends Nord—Süd, doch wird dieses System auf dem Pfarrberge von einem jüngeren gekreuzt, welches von Nord 30° West nach Süd 30° Ost verläuft. Später berichtete K. v. Fritsch²⁾ über die Auffindung sehr schöner Glacialschrammen auf der südlichen Seite des Kleinen Galgenberges bei Wittekind, während bisher nur auf den nördlichen Flanken dieser Kuppen solche Erscheinungen beobachtet waren. Dieses Vorkommen ist für v. Fritsch deshalb von Wichtigkeit, weil die auf den Südfanken sich findenden Schrammen nicht durch den Stoß aufrennender, von Norden her angetriebener Eisberge hervorgerufen sein können, sondern unbedingt auf Gletscherbedeckung hinweisen.

Im Königreich Sachsen ist entsprechend seiner Zugehörigkeit zum Randgebiete des norddeutschen Flachlandes eine ganze Reihe von Punkten nachgewiesen worden, an denen Glacialschrammen vorkommen. Auf Section Brandis sind Gletscherschliffe an drei Stellen auf den Kuppen des Pyroxen-Quarzporphyrs nachgewiesen worden, auf dem Dewitzer Berge³⁾ 1 km nördlich von Taucha, sodann auf dem Kleinen Steinberg bei Beucha⁴⁾ und drittens an einer hart an der Bahn liegenden, westlich von Sig. 141,2 zum Vorschein kommenden Felskuppe. Am schönsten ausgebildet waren die Schliffe an dem erstgenannten Punkte, welcher, von Geschiebelehm bedeckt, sich kaum merklich über die umgebende Ebene erhebt. Die durch den Steinbruchsbetrieb aufgeschlossene Kuppe fällt unter 50—60° vom Gipfel aus ab. Die im allgemeinen horizontale Gipfelfläche ist rundhöckerartig abgeschliffen, zeigt spiegelglatte Schliffflächen und auf diesen Furchen und Ritzten. Die Richtung der Schrammen ist auf dem Dewitzer Berge Nordwest—Südost, auf dem Kleinen Steinberg nach Credners Angabe Nordnordwest—Südsüdost, nach Schalch⁵⁾ Nordwest—Südost.

Die ältesten Schrammen, welche man in Sachsen kennt, sind bereits im Jahre 1844 von C. F. Naumann⁶⁾ auf den Porphyrkuppen der Hohburger Schweiz bei Wurzen entdeckt und als Gletscherschliffe

¹⁾ O. Lüddecke, Neues Jahrb. f. Min. u. s. w., 1879, S. 567.

²⁾ K. v. Fritsch, Geologisches Phänomen am Galgenberge bei Wittekind. (Zeitschr. f. Naturwiss. IV. Folge, 3. Bd., 3. Heft, S. 342.)

³⁾ A. Penck, Die Geschiebeformation Norddeutschlands. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XXXI, 1879, S. 131.)

⁴⁾ H. Credner, Ueber Gletscherschliffe auf Porphyrkuppen bei Leipzig und über geritzte einheimische Geschiebe. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XXXI, 1879, S. 21 ff.)

⁵⁾ F. Schalch, Sektion Brandis nebst Erläuterungen, 1882, S. 41—43.

⁶⁾ C. F. Naumann, Berichte d. k. sächs. Akad. d. Wiss. 1847, S. 392—410. — Neues Jahrb. f. Min., 1874, S. 337.

gedeutet worden, bis A. Heim¹⁾ dieser Ansicht entgegengrat und die Ueberzeugung aussprach, daß der größte Teil jener Schliffe als eine durch die Struktur des Gesteins hervorgerufene Verwitterungerscheinung zu betrachten sei. Durch die von Naumann im Jahre 1873 ausgeführte Revision, sowie durch die geologischen Aufnahmen von K. Dalmer²⁾ sind echte Gletscherschliffe in der Nähe von Collmen und Lüptitz an 11 Stellen, sowie ferner bei Wildschütz unweit Schildau sicher nachgewiesen worden. Die Richtung der Schrammen ist Nord 60° West nach Süd 60° Ost. Bei Wildschütz wird dieses System von einem jüngeren in der Richtung Nord 60—80° Ost gekreuzt.

Auf den Quarzporphyrkuppen bei Alt-Oschatz entdeckte Siegert³⁾ sehr deutliche Schrammen und Furchen, welche ungefähr Nord 35 bis 40° West gerichtet waren und teils linienartig fein, teils grob, bis zu 2 cm breit und 0,5 cm tief entwickelt waren. Daneben waren die Köpfe der Porphyrsäulen an mehreren Stellen abgerundet und geglättet.

Südlich von Lommatsch durchschneidet die Eisenbahnlinie bei dem Dorfe Wahnsitz den Granitgneis in einem 100 m langen Aufschluß. Bei Abdeckung der diluvialen Sand- und Lehmbildungen fand Dathe⁴⁾ auf dem flachen Hügel deutliche Rundhöcker und auf allen Seiten derselben Schliffflächen mit parallel laufenden Furchen und Riefen, welche genau die Richtung Nord-Süd besaßen.

Auf der körnig-massigen und schieferig-dichten Grauwacke südöstlich von Lüttichau zwischen Großenhain und Kamenz wies O. Herrmann⁵⁾ im Jahre 1885 im Gebiete des reinen, Decksandes glattgescheuerte Schichtenköpfe mit deutlich ausgebildeten Schrammen nach. Das Eis scheint hier nacheinander zwei verschiedene Hauptrichtungen verfolgt zu haben, denn die Schrammen verlaufen Nord 50° Ost nach Süd 50° West und werden gekreuzt durch Schrammen von der Richtung Nord 25° Ost nach Süd 25° West. Eine dritte Schrammenrichtung Nord 16° West nach Süd 16° Ost ist nach Herrmann vielleicht nur als eine lokale starke Abweichung des letzteren Systems zu deuten.

Eine vortreffliche Rundhöckerlandschaft bieten die Granitkuppen, welche in der Nähe der Stadt Kamenz von Jesau in südlicher Richtung sich nach der Spittelforst hinziehen. Nach E. Webers⁶⁾ Beschreibung bieten diese nackten, aus dem diluvialen Sande und Lehme herausstretenden Granithöcker, soweit sie nicht vom Walde verdeckt werden, durchaus den Eindruck einer skandinavischen Rundhöckerlandschaft. Einen vollendet schönen, jetzt leider zerstörten Rundhöcker stellte das in der Umgebung von Kamenz unter dem Namen „der Zwieback“ bekannte Felsgebilde in der Spittelforst dar. Die nach einer Photographie

¹⁾ A. Heim, Neues Jahrb. f. Min., 1870, S. 608—610. — Neues Jahrb. f. Min., 1874, S. 953—959.

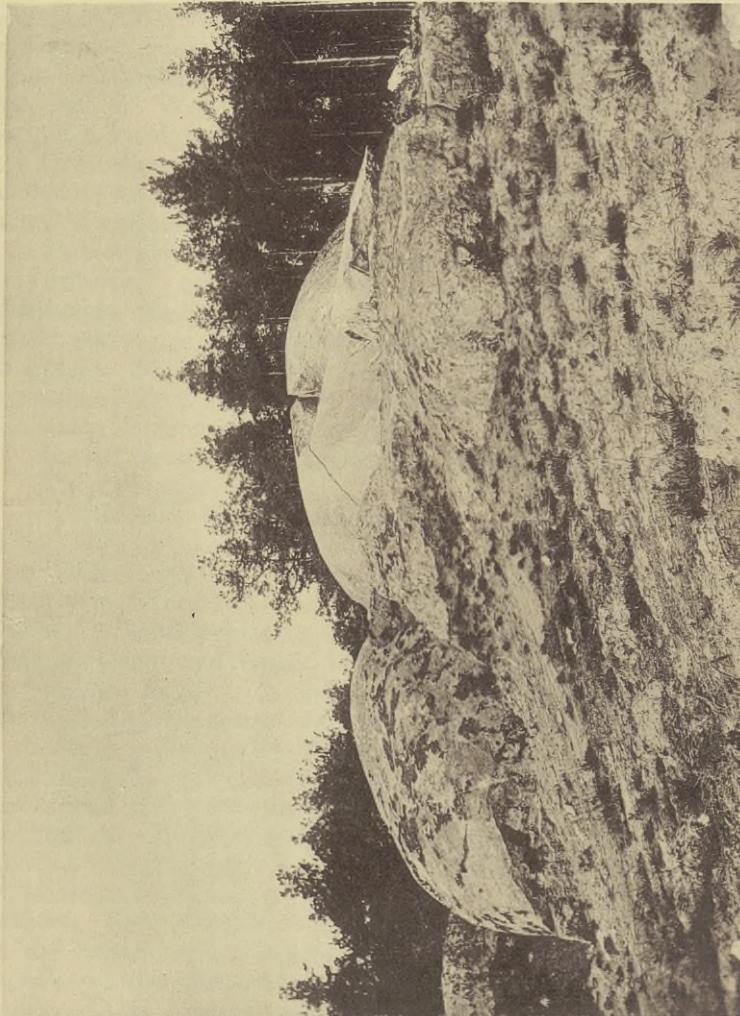
²⁾ K. Dalmer, Sektion Thallwitz nebst Erläuterungen, 1883, S. 21 ff. — F. Schalch, Sektion Wurzen nebst Erläuterungen, 1885, S. 36.

³⁾ Th. Siegert, Sektion Oschatz-Mügeln nebst Erläuterungen, 1886, S. 39—40.

⁴⁾ E. Dathe, Neues Jahrb. f. Min. u. s. w., 1880, Bd. I, S. 92—94.

⁵⁾ O. Herrmann, Neues Jahrb. f. Min. u. s. w., 1886, Bd. II, S. 201—204, und Sektion Schönfeld-Ortrand, 1888, S. 27.

⁶⁾ E. Weber, Sektion Kamenz nebst Erläuterungen, 1891, S. 33.



Photographiert von Dr. Weber.

Verlag von J. Engelhorn in Stuttgart.

Lithographie von Ronne & Co.

Rundhöcker aus Granit in der Spittelforst bei Kamenz in Sachsen.

des Herrn Dr. Weber hergestellte Abbildung (Beilage 3) zeigt an dem Rundhöcker eine deutliche Stoß- und Leeseite, die in völliger Ueber-einstimmung mit dem Streichen der Schrammen bei Lüttichau sich befinden. Schrammen ließen sich bei Kamenz bisher nicht beobachten, da die Felsflächen schon zu lange ohne Bedeckung den Einflüssen der Verwitterung ausgesetzt gewesen sind.

Das östlichste bisher in Sachsen nachgewiesene Vorkommen von Glacialschliffen befindet sich 4 km südsüdwestlich von Löbau in Groß-Schweidnitz. Ein von dem 0,5—1 m mächtigen Decklehm befreiter Granithöcker zeigte spiegelnde Glätte und geradlinig verlaufende feine Ritzen und kräftige Furchen, die sämtlich die Richtung Nord 35° Ost nach Süd 35° West innehalteten. Während die meisten in Sachsen beobachteten Fundpunkte von Glacialschliffen durch den Steinbruchbetrieb der Vernichtung anheimgefallen sind, hat der naturwissenschaftliche Humboldt-Verein zu Löbau Vorkehrungen getroffen, um dort das durch Hazard¹⁾ aufgefundene wichtige Dokument der Eiszeit zu erhalten.

Sieben Kilometer westnordwestlich von Jauer in Schlesien fand der Verfasser²⁾ auf der bis 245 m über Normalnull sich erhebenden Basaltkuppe des Kirchberges nach Abdeckung der darüber liegenden Grundmoräne eine kleine glatt abgeschliffene Fläche mit feinen Glacialschrammen, die die Richtung Nordost—Südwest besaßen. 400 m west-südwestlich davon lag am Weinberge eine Kiesgrube, die von oben nach unten folgendes Profil zeigte:

Grober Kies aus nordischem und einheimischem Material 4 m;
Thonbänkchen 2 dem;

Lokale Grundmoräne (Kroßstensgrus) mit großen geschrammten Basaltblöcken.

Weiter nach Osten zu sind auf preußischem Gebiete in der Gegend südlich von Strehlen und südwestlich von Rummelsburg durch Althans³⁾ charakteristische Rundhöckerlandschaften, die aus Gneis, Glimmerschiefer und Granit bestehen, nachgewiesen worden. Südlich von Strehlen fanden sich auf dem Granit an einer Stelle wohl erkennbare Gletscherschrammen, die eine nordsüdliche Richtung besaßen.

Von hervorragender Bedeutung für die ganze Entwicklung der Glacialgeologie war die Auffindung der Gletscherschrammen auf dem Muschelkalk in Rüdersdorf⁴⁾ bei Berlin. Bereits im Jahre 1836 hatte Sefström auf Grund einer Mitteilung G. Roses erwähnt, daß nach Aussage des Verwalters der Rüdersdorfer Kalkbrüche der Kalkfelsen unter der Dammerde abgenutzt oder geschliffen gefunden worden war, mit deutlichen Riefen darauf. Im Jahre 1867 wurde die Aufmerksamkeit auf die Sefströmsche Mitteilung durch v. Helmersen gelenkt, welcher die Rüdersdorfer Schrammen auf Gletscherschliffe beziehen zu können glaubte. Diese Ansicht fand in Deutschland damals wenig Beachtung,

¹⁾ Hazard, Neues Jahrb. f. Min. u. s. w., 1891, Bd. I, S. 213—214.

²⁾ F. Wahnschaffe, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XLV, 1893, S. 708 und 709.

³⁾ Althans, Schles. Ges. für vaterländ. Kultur, 1887 u. 1888.

⁴⁾ F. Wahnschaffe, Blatt Rüdersdorf, II. Auflage 1899, Erläuterungen S. 28—41. — II. Allgemeine Auflage 1900, S. 49—63.

und auch Eck, dem wir eine eingehende Monographie des Rüdersdorfer Muschelkalks verdanken, sprach sich dagegen aus. Erst Torell gelang es am 3. November 1875, im östlichen Teile des Alvenslebenbruches auf den von der diluvialen Lehmdcke durch die Abräumungsarbeiten soeben entblößten Schichtenköpfen die Schrammen in deutlichster Weise ausgeprägt und in einer Länge von 2—3 m über die ganze Fläche fortsetzend von neuem aufzufinden. Die Rüdersdorfer Schrammen wurden später von De Geer und dem Verfasser genau gemessen und es konnten zwei Systeme dort nachgewiesen werden, von denen das ältere, meist jedoch völlig abgeschliffene von Nordnordwest nach Südsüdost, das jüngere, oft nur allein vorhandene nach Ost-West gerichtet ist.

Ungefähr 25 km westlich von Inowrazlaw wurden im Jahre 1893 von dem Verfasser¹⁾ auf den Schichtenköpfen des unter 20—24° nach Nord 59° West einfallenden und von Süd 31° West nach Nord 31° Ost streichenden Weißen Jura, der unweit der Stadt Bartschin in dem Kalksteinbruche von Wapienno aufgeschlossen ist, Glacialschrammen aufgefunden. Ihre Richtung war im Mittel Nord 48,7° West nach Süd 48,7° Ost. Unmittelbar auf den abgehobelten von oberem Geschiebemergel bedeckten Schichtenköpfen lag eine Anzahl großer nordischer Blöcke, die sich zwischen den buckligen Erhebungen der Schichtenköpfe festgesetzt hatten und deren abgeplattete Oberfläche in der Bewegungsrichtung des Eises gleichmäßig geschrammt worden war. Zieht man das Mittel der Schrammenrichtung aus den gesamten Beobachtungen auf dem anstehenden Gestein und auf diesen zur Ruhe gekommenen Blöcken, so erhält man Nord 52° West nach Süd 52° Ost. Auch Heim²⁾ berichtet von Geschieben auf jetzt entblößt liegenden Gletscherböden, die nur auf der Oberseite sehr schön geschrammt sind und mehr den Charakter des geschrammten anstehenden Felsens als der Grundmoränenblöcke haben.

Der Vollständigkeit halber müssen wir noch auf die schön geschrammten Septarien hinweisen, welche E. Laufer³⁾ in den Septarienthongruben von Hermsdorf bei Berlin an der Grenze zwischen Diluvium und Tertiär auffand, sowie auf eine von Berendt⁴⁾ bei Joachimsthal gefundene, allerdings weit weniger deutlich geschrammte Septarie.

Wenn man die Punkte überblickt, an welchen Glacialschrammen auf älterem Gestein nachgewiesen worden sind, so ersieht man, daß dieselben, abgesehen von dem südlichen Randgebiete, so vereinzelt und so weit voneinander getrennt vorkommen, daß es gewagt erscheinen muß, aus diesen Schrammenrichtungen allein allgemeine Grundsätze über die Bewegungsrichtung des Inlandeises abzuleiten. Da die Schrammen außerdem bisher stets ziemlich nahe der Oberfläche unter nur

¹⁾ F. Wahnschaffe, Ueber zwei neue Fundorte von Gletscherschrammen auf anstehendem Gestein im norddeutschen Glacialgebiete. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XLV, 1893, S. 705—709.)

²⁾ Heim, Handbuch der Gletscherkunde S. 375.

³⁾ E. Laufer, Ueber geschliffene und geschrammte Septarien aus dem Hermsdorfer Septarienthon. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1880. Berlin 1881, S. 33, u. Neues Jahrb. f. Min. u. s. w., 1881, Bd. I, S. 261.)

⁴⁾ G. Berendt, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XXXIV, 1882, S. 658.

dünner Grundmoränenbedeckung beobachtet worden sind, so ist die Frage sehr schwer zu entscheiden, ob sie der älteren oder der jüngeren Vereisung angehören. Da man im allgemeinen annimmt, daß das Eis der letzten Eisbedeckung nicht so weit nach Süden reichte, als in der vorhergehenden Hauptvereisung, so gehören wahrscheinlich die Schrammen im Königreich Sachsen und in Schlesien dieser Periode an. Dasselbe ist möglicherweise auch bei Gommern der Fall, wo die Schrammen auf dem dortigen Kulmsandstein im Niveau des alten Elbthales auftreten und von den bei der Thalerosion zurückgebliebenen Resten des unteren Geschiebemergels überlagert werden.

Als in den achtziger Jahren die Torellsche Inlandeistheorie in Norddeutschland mehr und mehr Eingang fand, ließen sich die Bewegungsrichtungen der Inlandeismassen anfangs nur aus einer geringen Anzahl von Beobachtungen ableiten. Man glaubte damals aus dem Vorkommen von vereinzelten, aus dem esthäländischen Silur stammenden Geschieben für den mittleren und westlichen Teil des norddeutschen Flachlandes eine zeitweise ostwestliche Bewegungsrichtung des Inlandeises annehmen zu können. Mit dieser wurden die Schrammen des jüngeren Systems bei Rüdersdorf, Magdeburg und Velpke in Beziehung gebracht und auch die Skizze De Geers¹⁾ über die zweite Ausbreitung des Inlandeises in Skandinavien und Norddeutschland fußte auf derartigen Anschauungen, die mehr oder weniger bestimmt von H. Credner, Dames, Jentzsch, dem Verfasser, Zeise und anderen vertreten wurden. De Geer hatte damals die Ansicht, daß die im westlichen Teile des Ostseebeckens nachgewiesene ostwestliche Richtung des Inlandeises sich auch auf einen großen Teil des norddeutschen Flachlandes erstreckt habe. Dem gegenüber hatte ich schon in der ersten Auflage dieses Buches betont, daß es sich noch nicht entscheiden lasse, ob das Inlandeis im norddeutschen Flachlande dauernd oder nur zeitweise eine sich an den baltischen Eisstrom anschließende ostwestliche Richtung besessen habe und hatte hinzugefügt: „Vorläufig erscheint es mir unzulässig, alle Schrammen, welche dem älteren System angehören, ohne weiteres der ersten Eiszeit, alle dieselben kreuzenden jüngeren Schrammen dagegen der zweiten Vereisung zuzurechnen, wie dies mehrfach geschehen ist.“

Die neueren Forschungen haben nun ergeben, daß das Beobachtungsmaterial für die der letzten Vereisung zugeschriebene ostwestliche Eisbewegung in Norddeutschland nicht ausreichend war. Durch die genauere Feststellung der orohydrographischen Gliederung, die unser Gebiet durch die Inlandeisbedeckung erhalten hat, namentlich durch die Lage der Endmoränenzüge und die mit ihnen in genetischem Zusammenhang stehenden Åsar und Drumlins, ferner durch die Längsrichtungen eines großen Teiles der glacialen Seen und Schmelzwasserinnen, vor allen Dingen aber durch ein genaues Studium der Geschiebe hat sich gezeigt, daß eine ostwestliche Eisbewegung im mittleren und westlichen Teile Norddeutschlands nicht stattgefunden haben kann und

¹⁾ G. De Geer, Om den skandinaviska landisens andra utbredning. Sver. Geol. Unders. Ser. C. Nr. 68. Stockholm 1884. (Aftr. ur Geol. Fören. Förh. VII. Deutsch in der Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1885.)

daß das vereinzelte Vorkommen esthländischer Silurgeschiebe, für die man bisher einen Ueberlandtransport angenommen hatte, sich besser auf andere Weise erklären läßt. Auch die Schrammen in Esthland und Livland, die der Hauptsache nach von Nordwest nach Südost gerichtet sind, beweisen, daß kein von diesen Gebieten ausgehender Eisstrom sich durch Kurland nach Ost- und Westpreußen zu bewegt hat.

Die beste auf den neueren Forschungen beruhende Zusammenstellung und kritische Beurteilung der Stromrichtungen des nordeuropäischen Inlandeises verdanken wir J. Martin¹⁾. Er vertritt die Ansicht, daß während der verschiedenen Phasen der Eiszeit die Hauptstromrichtungen des Eises innerhalb des norddeutschen Flachlandes die gleichen gewesen seien. Einen sehr wesentlichen Einfluß auf seine Darlegungen, soweit sie Norddeutschland betreffen, haben die eingehenden Untersuchungen von Cohen und Deecke²⁾ über die Geschiebe von Neuvorpommern und Rügen ausgeübt.

Neuerdings hat J. Petersen³⁾ einen wichtigen Beitrag zur Kenntnis der Bewegungsrichtungen des diluvialen Inlandeises durch seine auf krystalline Geschiebe gerichteten Studien geliefert. Auf Grund der von ihm selbst untersuchten, zum größten Teile im naturhistorischen Museum in Hamburg befindlichen Geschiebe und der aus der Litteratur bekannt gewordenen und einer sorgfältigen Kritik unterzogenen Funde hat er ein Kärtchen über die Verbreitung der krystallinen Geschiebe im norddeutschen Diluvium hergestellt, auf der die Schüttungskegel der Kristianiagesteine, der schonenschen Basalte, des Cancrinit-Aegerinsyenits, der Rödön-, Ålands- und Småländgesteine dargestellt worden sind. Die Ergebnisse seiner Studien über die Geschiebeverbreitung und die daraus abzuleitenden Bewegungsrichtungen des Inlandeises faßt er in folgenden Worten zusammen: „Die Eismassen der Diluvialzeit bewegten sich von den höchsten Erhebungen der skandinavischen Halbinsel, von der Linie Jötunfjelde-Lappmarken, radial nach der Eisgrenze und bewegten sich dabei über den westlichen und mittleren Teilen des Flachlandes in Richtungen zwischen Nordost-Südwest und Nord-Süd, in den östlichen Teilen des Flachlandes in mehr nach Osten von der Nordstüdrichtung abweichenden Richtungen. Die einzelnen Teile des Nährgebiets sind nicht stets von gleicher Bedeutung gewesen, sondern die östlicher gelegenen Teile haben vorherrschend die Eisbewegung beeinflußt. Während der letzten Vereisung scheint nur der östliche Teil des Nährgebiets die Norddeutschland erreichenden Ströme gespeist zu haben. Die von den genannten Bewegungsrichtungen abweichenden Stromrichtungen sind von geringerer Ausdehnung und verdanken ihre Existenz teils veränderten Lagen der Vereisungsgrenze, teils dem Ein-

¹⁾ J. Martin, Diluvialstudien VII. Ueber die Stromrichtungen des nord-europäischen Inlandeises. Abhandl. d. Naturwiss. Ver. zu Bremen. Band XVI, S. 175—227.

²⁾ E. Cohen u. W. Deecke, Ueber Geschiebe aus Neu-Vorpommern und Rügen. Mitteil. d. naturwiss. Ver. für Neu-Vorpommern u. Rügen. 23. Jahrg. 1891 u. 28. Jahrg. 1896. I. Forts.

³⁾ J. Petersen, Geschiebestudien. (Mitteil. d. geogr. Ges. in Hamburg, Bd. XV, 1899 u. Bd. XVI, 1900.)

fluß des Meeres, das Eismassen zum Kalben brachte und daher die Stromrichtungen abänderte.“

Als allgemeines Resultat ergiebt sich aus den bisherigen Geschiebestudien, daß zwischen den Bildungen des oberen und unteren Diluviums ein Unterschied in der Geschiebeführung sich nicht nachweisen läßt. Namentlich haben die dahin zielenden Untersuchungen von Gottsche¹⁾ und Zeise²⁾ in Schleswig-Holstein gezeigt, daß in dieser Hinsicht sich der untere vom oberen Geschiebemergel nicht unterscheidet. Zu dem gleichen Ergebnis kamen Cohen und Deecke für die Geschiebe von Neuvorpommern und Rügen und ebenso Korn³⁾ für die aus verschiedenen Tiefen bei Bohrungen erhaltenen Geschiebe von Königsberg i. Pr.

Wenn man vor allen Dingen diejenigen Geschiebe im norddeutschen Flachlande in Betracht zieht, die sich auf ein bestimmtes Heimatsgebiet haben zurückführen lassen, so läßt sich aus den an Menge hauptsächlich vorwaltenden die Stromrichtung des sie transportierenden Eises ableiten, während dagegen die seltener vorkommenden Blöcke eine besondere Erklärung ihres Vorkommens bedürfen. Die Hauptmasse der Geschiebe ist nach unserem Gebiete durch einen Eisstrom verbreitet worden, der sich von Nord nach Süd im Bottnischen Busen vorschob und von Nordwest her aus den schwedischen Landschaften Angermanland und Jemtland seitliche Zuflüsse erhielt. Er überschritt die Ålandsinseln und breitete sich von dort, wie dies auch die Schrammen anzeigen, der größeren Erweiterung des Ostseebeckens entsprechend, radial nach Süden zu aus. Südlich von den Ålandsinseln erhielt er Zuflüsse aus Dalarne und der östlichen Hälfte des weiter südlich gelegenen Schweden. Aus dem Vorkommen von Geschieben aus dem Basaltgebiete Schonens in Holland, Oldenburg und Mecklenburg und dem Fehlen derselben in Neuvorpommern und Rügen muß man unter Berücksichtigung der anderen, in den westlichen Teilen Norddeutschlands hauptsächlich vorwaltenden Geschiebe mit J. Martin den Schluß ziehen, daß das dieses Gebiet überflutende Inlandeis nach dem Ueberschreiten der Ålandsinseln der schwedischen Küste bis etwa zur Nordspitze des Insel Oeland folgte. Hier betrat der Eisstrom wiederum das schwedische Festland, und indem er allmählich aus der nordnordost-südstückwestlichen in eine nordost-südwästliche Richtung überging, behielt er dieselbe von Schonen bis zum Unterrhein bei. Die Neuvorpommern und Rügen erreichende Partie des Inlandeises rückte von den Ålandsinseln an im Ostseebecken gegen Südstückwest vor und überschritt dabei den Kalmarsund, die Küste von Småland und die Inseln Oeland, Gotland und Bornholm. Nach Cohen und Deecke finden sich in Neuvorpommern an bestimmbaren Leitgeschieben in größerer Menge Rapakiwi und Granitporphyre von Angermanland, Diabase von Björneborg, Rapakiwi von Nystad, die ganze Gesteinsserie der Ålandsinseln, die Granite von Upsala und Stockholm,

¹⁾ C. Gottsche, Die Sedimentärgeschiebe der Provinz Schleswig-Holstein, 1883.

²⁾ O. Zeise, Beitrag zur Kenntnis der Ausbreitung, sowie besonders der Bewegungsrichtungen des nordeuropäischen Inlandeises in diluvialer Zeit. Inaug.-Diss. Königsberg 1889.

³⁾ J. Korn, Ueber diluviale Geschiebe der Königsberger Tiefbohrungen. Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. für 1894. Bd. XV. Berlin 1895 S. 1—66.

die Hällefinten, Granitporphyre und Granite der Småländer Küstenstriche, Gotländer und Oeländer Silur, sowie fast alle wichtigeren Vorkommen der Insel Bornholm. Dazu kommen ferner die anstehend unbekannten, aber sicher dem Ostseebecken entstammenden Ostseekalke, die Beyrichienkalke und die Ostsee-Quarzporphyre und -Syenitporphyre. Durch seitliche Zuflüsse des in der baltischen Rinne vorrückenden Haupteisstromes wird das vereinzelte Vorkommen der Geschiebe von dem jüngeren Granit aus Dalarne, den Elfdalener Bredvadporphyren und dem Wiborger Rapakiwi erklärt. Nach Königsberg i. Pr. gelangte der Haupteisstrom von den Ålandsinseln aus in nordsüdlicher Richtung. Innerhalb des norddeutschen Flachlandes breiteten sich die Inlandeismassen radial aus, denn nur so ist es zu verstehen, daß der Verbreitungsbezirk der Geschiebe nach Süden zu an Umfang zunimmt. Die älteren Schrammenrichtungen deuten ebenfalls die radiale Ausbreitung des Inlandeises an.

In Uebereinstimmung mit diesen Thatsachen stehen auch die älteren Resultate der Geschiebeforschungen in der Mark Brandenburg¹⁾, denn die Hauptmasse der hier vorkommenden Geschiebe muß auf das östliche Schweden, die benachbarten Inseln und auf die jetzt von der Ostsee bedeckten Gebiete zurückgeführt werden. Daneben kommen aber auch vereinzelt Geschiebe vor, die sich mit dem anstehenden Silur Esthlands identifizieren lassen und den Typen des west- und wahrscheinlich auch ostfinnischen Rapakiwgebietes gleichen. Da auch in anderen Teilen Norddeutschlands derartige Geschiebe vereinzelt nachgewiesen waren und die Annahme eines direkten Ueberlandtransportes von ihrer Heimat aus sich nicht aufrecht erhalten ließ, so gab J. Korn eine andere annehmbare Erklärung ihrer Ausbreitung. Als der über Finnland sich ergießende Eisstrom zu Anfang noch keine sehr große Mächtigkeit besaß, konnte der südlich vom Finnischen Busen gelegene steile Glint des esthischen Silurplateaus seinem weiteren Vordringen nach Südosten einen derartigen Widerstand entgegensezten, daß er in westlicher Richtung abgelenkt wurde. Nimmt man nun an, daß das esthändische Silur sich weiter in die Ostsee hinein fortsetzte, so konnten durch den abgelenkten Eisstrom sowohl esthändische Silurgeschiebe als auch finnische Rapakiwis nach Westen in der Ostsee verbreitet werden. Sie wurden dann später von dem aus dem Bottnischen Busen kommenden nordsüdlichen Eisstrom aufgenommen und radial im norddeutschen Flachlande ausgebreitet.

Auch aus dem Vorkommen vereinzelter norwegischer Geschiebe westlich der Elbe bis nach Holland hinein darf nicht gefolgert werden, daß ein Eisstrom vom Kristianiafjord aus nach Süden sich bis in diese Gebiete erstreckte. Allerdings schob sich zu Anfang vom Kristianiafjord aus, als das schwedische Inlandeis noch keine große Mächtigkeit und Ausdehnung erlangt hatte, ein Eisstrom bis in das Kattegat hinein vor. Er wurde jedoch später durch die mächtigen, sich aus Schweden ergießenden Eismassen in das Skagerrak zurückgedrängt. Die zuvor in die Senke des Kattegats transportierten norwegischen Geschiebe

¹⁾ W. Dames, Zusammenstellung der Geschiebe der Mark Brandenburg in der geognostischen Beschreibung der Umgegend von Berlin. 1885.

wurden dann später von dem schwedischen Eisstrom aufgenommen und in die westlichen Teile Norddeutschlands verbreitet.

Die in Schonen gemachten Beobachtungen, namentlich das Vorkommen von Kreidegeschieben in der oberen Moräne auf der Insel Hven und das Fehlen derselben in der unteren führten schon Torell dazu, am Schluß der Eiszeit einen durch das Ostseebecken in seiner Bewegungsrichtung bestimmten baltischen Eisstrom anzunehmen, dessen Spuren sich auch in den jüngeren Schrammensystemen Schonens und der dänischen Inseln nachweisen ließen. Sodann hat Nathorst zuerst aus den auf Blatt Trolleholm sich darbietenden Erscheinungen gefolgert, daß bereits zu Beginn der Eiszeit ein älterer baltischer Eisstrom, der der Einstellung des Ostseebeckens folgte, Schonen zum Teil in südostnordwestlicher Richtung überschritt. Zu derselben Ansicht kamen durch ihre Untersuchungen Lundbohm, De Geer und Zeise. In Bezug auf den jüngeren baltischen Eisstrom müssen wir jedoch den Ausführungen N. O. Holsts¹⁾ beipflichten und mit ihm den De Geerschen Ausführungen entgegentreten, daß die äußerste Grenze der zweiten Vereisung im mittleren Schweden durch die Endmoränenwälle im Wenern und bei Slätbaken, sowie im südlichen Finnland durch den Salpausselkä angedeutet sei, während zu gleicher Zeit ein ungefähr 1000 km langer baltischer Eisstrom, der Senke des Ostseebeckens folgend, sich so weit nach Süden und Westen hin ausbreitete, daß das Warschau-Berliner Thal die Grenze der letzten Vereisung im norddeutschen Flachlande bilden sollte. Reichte dieser Eisstrom nach De Geer auf den Blättern Lund und Trolleholm in Schonen nur bis zu Höhen von 60 m hinauf und überschritt er nur den südlichen Teil der Insel Bornholm, wie dies dort aus den von Ostsüdost nach Westnordwest verlaufenden Schrammen hervorgeht, so reduziert er sich auf eine geringmächtige Eismasse und muß, wie Holst hervorhebt, in der Ostsee seine Bewegungskraft verloren haben, lange bevor er Schonen und Jütland erreichte, wie andererseits das Eis, das bis nach Jütland hinaufreichte, nicht gleichzeitig an der Linie Wenern—Südfinnland zum Stillstand gekommen sein könnte. Auch Sederholm²⁾ ist hier zu nennen, welcher bereits 1889 De Geers Darstellung widersprochen hat. Als Gründe gegen die von De Geer angenommene Gleichzeitigkeit des jüngeren baltischen Eisstromes mit der Ablagerung der finnischen Randmoränen führt er an, daß die Gletscherschrammen im südwestlichen Finnland keine solche stärkere Eisströmung im Bottnischen Busen und in der Ostsee andeuten und zweitens, daß die nördlichste der Randmoränen sich so weit gegen Westen in den Archipel der Ostsee erstreckt, daß dadurch die Öffnung, durch welche der baltische Eisstrom nach De Geers Ansicht herausgeströmt wäre, um die Hälfte verkleinert gedacht werden muß. Jetzt hat De Geer³⁾ jedoch die baltische

¹⁾ N. O. Holst, Har det funnits mera än en istid i Sverige? Sver. Geol. Unders. Ser. C. Nr. 151. Stockholm 1895. Uebersetzt von W. Wolff. Berlin 1899. J. Springers Verlag, S. 17 u. 18. (Vergl. dazu S. 99, Anm. 1.)

²⁾ Sederholm, Om Istidens Bildningar i det inre af Finland. (Fennia I, 7, Helsingfors 1889, S. 50.)

³⁾ De Geer, Om Skandinaviens geografiska utveckling efter Istiden. (Sveriges Geologiska Undersökningsar. Stockholm 1896. Serie C, Nr. 161b, Tafel 2.)

Endmoräne Norddeutschlands mit seinem baltischen Eisstrom in Zusammenhang gebracht und sieht in ihr nach einer neueren Darstellung die Südgrenze der letzten Vereisung, wodurch die jüngeren Glacialschrammen von vornherein keine Beziehung zum baltischen Eisstrom mehr haben würden. James Geikie hat sich der Auffassung De Geers in Bezug auf die baltische Endmoräne unbedingt angeschlossen und sieht nach seiner Gliederung der Eiszeit in dieser letzten Vereisung die vierte das norddeutsche Flachland erreichende. Diese Annahmen sind mit den Resultaten der Spezialkartierung im Gebiete des baltischen Höhenrücken in keinen Einklang zu bringen und haben daher bei uns lebhaften Widerspruch hervorgerufen, worauf in dem Schlussabschnitt des Endmoränenkapitels noch zurückzukommen sein wird. Jedenfalls sprechen bis jetzt alle Forschungsresultate auf dem baltischen Höhenrücken für eine radiale Hauptrichtung der letzten Vereisung.

Nach allen diesen Ausführungen ist es klar, daß die jüngeren, teils Ostwest, teils Westost gerichteten Schrammen im norddeutschen Flachlande nur lokale Abweichungen von den radialen Hauptstromrichtungen des Inlandeises anzeigen, wie ich an anderer Stelle bereits ausgeführt habe¹⁾. Wenn im sächsischen Randgebiete die Schrammen in sehr verschiedenen Richtungen verlaufen, so beweist dies, daß dort die aufragenden Kuppen älteren Gesteins die Bewegung des an seinem Rande weniger mächtigen Eisstromes verschiedentlich beeinflußt haben.

B. Schichtenstörungen durch Eisschub.

Charpentier²⁾ sagt in seinem berühmten Buche über die Gletscher: „Wenn die Gletscher sich ohne Hindernis ausbreiten können und auf ein grandiges Gebiet gelangen, welches dem Schmelzwasser leichten Abzug gewährt, so überschreiten sie dasselbe, ohne es zu zerstören und bedecken also die Pflanzen, die sich darauf befinden können.“ Er berichtet sodann, daß der Tourgletscher im Chamonixthal bei der großen Ausdehnung, welche die Gletscher im Jahre 1818 gewannen, über das Weideland des dort gelegenen Weilers vorrückte und daß man im Jahre 1823, nachdem der Weideboden mindestens vier Jahre lang vom Eise bedeckt gewesen war, dort mehrere große Polster von *Trifolium alpinum*, *T. caespitosum*, *Geum montanum* und *Cerastium latifolium* auffand. Aehnliche Beobachtungen sind von verschiedenen Gletscherforschern in den Alpen gemacht worden und einige unter ihnen haben daraus den Schlüß ableiten wollen, daß die Einwirkung des Gletscher-eises auf seinen Untergrund nur eine geringe sein könne. Es kann jedoch gegenwärtig als feststehend gelten, daß vorrückendes Gletscher-eis nur dann seinen Untergrund ohne ihn zu zerstören überschreitet, wenn, wie schon Charpentier richtig bemerkt und durch Beispiele belegt, sich keine Hindernisse darbieten. H. Credner³⁾ hat im Jahre 1878

¹⁾ Wahnschaffe, Ueber das Vorkommen von Glacialschrammen auf den Culmbildungen des Magdeburgischen bei Hundisburg. (Jahrbuch d. königl. preuß. geolog. Landesanstalt für 1898, S. 59 ff.)

²⁾ J. de Charpentier, Essai sur les glaciers etc. Lausanne 1841, S. 97.

³⁾ H. Credner, Ueber Schichtenstörungen im Untergrunde des Geschiebe-

am unteren Ende des Buerbrae in Norwegen eine Zusammenpressung, Faltung, Berstung und Ueberkippung der vorliegenden Rasendecke beobachtet, welche durch einen großen, vom Eise vorwärts geschobenen Block verursacht wurde. Er übertrug die dort gemachten Erfahrungen auf die Verhältnisse, welche sich in Norddeutschland während der Eisezeit vielfach dargeboten haben müssen und sprach den Grundsatz aus, daß die Hauptbedingung zur Entstehung von Schichtenstörungen die oberflächliche Unregelmäßigkeit des Bodens, auf dem das Eis sich bewegt, oder das flache Ansteigen des Untergrundes überhaupt sei. Diese Bedingungen aber sind im norddeutschen Glacialgebiete in ausgedehntem Maße vorhanden gewesen, da das Eis infolge der zur Miocänzeit stark gestörten Oberfläche vielfach gezwungen war, bergan zu steigen und sowohl die tertiären Ablagerungen als auch die durch die Gletscherwasser abgesetzten fluvio-glacialen Bildungen infolge einseitig lastenden Druckes des Eisrandes, worauf Verfasser in seinem Aufsatze über glaciale Druckscheinungen im norddeutschen Flachlande (1882) hingewiesen hat, bedeutende Unregelmäßigkeiten darboten.

Wenn das zu überschreitende feste Gestein dem Eisdruk genügenden Widerstand entgegengesetzt, äußert sich die Wirkung, wie wir sahen, in einer Abschleifung und rundhöckerartigen Umgestaltung der Felsoberfläche, sind jedoch die Gesteine nicht genügend widerstandsfähig, so werden die oberen Lagen aufgebogen, zertrümmert, fortgeschleppt und zum Teil innig mit dem Material der Grundmoräne vermischt. Auf diese Weise entsteht ein Gebilde, welches man mit Torell als Lokalmoräne oder, wie H. Credner vorgeschlagen hat, als Lokalfacies des Geschiebemergels bezeichnen kann. Namentlich bei dünnbänkigen Sedimentärgesteinen kommen sowohl geschrammte als auch zu Lokalmoränen aufgearbeitete Felsoberflächen vielfach nebeneinander vor. Diese Verhältnisse sind von H. Credner¹⁾ am Ausgehenden der Grauwacke von Klein-Zschocher, vom Verfasser bei Velpke und Danndorf, Rüdersdorf²⁾ und Gommern, von Sauer³⁾ auf der Grauwacke von Otterwisch, von Geinitz⁴⁾ im mecklenburgischen Kreidegebiete, von Haas⁵⁾ im Miocängebiete des östlichen Schleswig-Holstein, auf der senonen Kreide von Lägerdorf-Schinkel und auf dem Segeberger Gipsberg, von G. Müller⁶⁾ auf den Emscher Mergeln im Einschnitt

lehmes, an Beispielen aus dem nordwestlichen Sachsen und angrenzenden Landstrichen. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., XXXII, 1880, S. 77—80.)

¹⁾ Ibid. S. 96.

²⁾ F. Wahnschaffe, Beitrag zur Kenntnis der Rüdersdorfer Glacialscheinungen. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1882. Berlin 1883. S. 219 ff.)

³⁾ A. Sauer, Ueber die Krossteinsgrusfacies des Geschiebelehmes von Otterwisch. (Ber. d. Naturforscherges. in Leipzig, 1881, S. 12.)

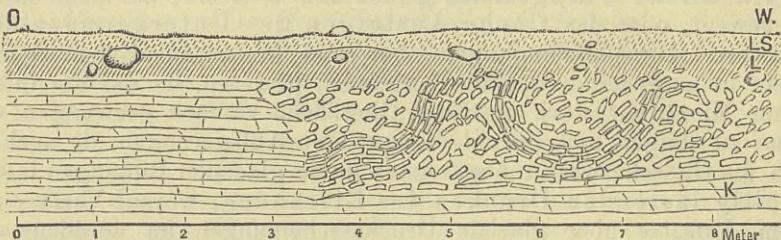
⁴⁾ F. E. Geinitz, Die Flötzformationen Mecklenburgs, 1883, S. 55.

⁵⁾ H. Haas, Die geologische Bodenbeschaffenheit Schleswig-Holsteins u. s. w. Kiel und Leipzig 1889, S. 130.

⁶⁾ G. Müller, Das Diluvium im Bereich des Kanals von Dortmund nach den Emshäfen. Jahrb. d. königl. preuß. geolog. Landesanst. f. 1895. Berlin 1896, S. 42 u. 43.

des Dortmund-Emskanals bei Holthausen nördlich von Dortmund, von Keilhack¹⁾ am Koschenberg bei Senftenberg, sowie von G. Berendt²⁾ am Rande des Warmbrunner Thales in den Vorbergen des Riesengebirges beobachtet worden. Die vom Verfasser mitgeteilten Profile von Rüdersdorf (siehe Fig. 3 und Fig. 4) zeigen, daß offenbar nur durch einen von oben her wirkenden Druck die Schichten zertrümmert, gefaltet

Fig. 3.

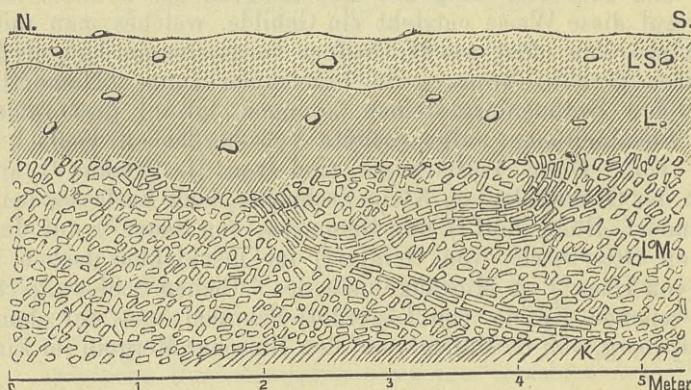


Rüdersdorf.

Profil von der Südseite des Alvenslebenbruches im Streichen des Muschelkalkes (Wahnschaffe 1880).

LS Lehmiger Sand }
L Lehm } zum Oberen Diluvialmergel gehörig.
K Muschelkalkbänke mit Schichtenstörungen.

Fig. 4.



Rüdersdorf.

Profil von der Ostseite des Alvenslebenbruches (Wahnschaffe 1880).

LS Lehmiger Sand — L Lehm — LM Lokalmoräne.
K Schichtenköpfe des Muschelkalkes.

und gestaucht, sowie Partieen des Geschiebemergels sackartig zwischen die umgebogenen, bereits in einzelne Bruchstücke aufgelösten Schichten hineingepreßt wurden. Nordische Geschiebe fanden sich zuweilen bis auf

¹⁾ K. Keilhack, Der Koschenberg bei Senftenberg. (Jahrb. der königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1892. Berlin 1893, S. 183 u. 184.)

²⁾ G. Berendt, Spuren einer Vergletscherung des Riesengebirges. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1891. Berlin 1892, S. 39 ff.)

einen Meter tief in der Lokalmoräne oder auch zwischen die aufgebogenen Schichten eingekiekt. An einer Stelle war eine losgerissene Muschelkalkscholle rings von unregelmäßig gestellten Kalkbruchstücken umgeben und aus der Biegung derselben ergiebt sich, daß die Ablagerung fortbewegt worden ist. Deutlich geschrammte Muschelkalkbruchstücke wurden in der Lokalmoräne aufgefunden.

Hierher zu rechnen sind auch die von Herrn Akademiker F. Schmidt¹⁾ beschriebenen Richkbildungen in den russischen Ostseeprovinzen, die ich unter seiner Führung kennen gelernt habe. Es sind durch Eisschub aufgewühlte Partieen des im Untergrunde anstehenden silurischen Kalkes, welche sowohl fleckweise neben Geschiebemergel in der Ebene vorkommen, als auch in der vorherrschenden Schrammenrichtung sich erstreckende kurze Hügel bilden.

In dem weiten Gebiete des norddeutschen Flachlandes hatte das Inlandeis meist lockere, wenig widerstandsfähige sandige und thonige Bildungen zu überschreiten, und diese sind daher in ausgedehntem Maße in ihrer Lagerung gestört worden. Schon in früherer Zeit sind Schichtenstörungen im norddeutschen Flachlande häufig beobachtet und, ehe man sie auf die Wirkung des Inlandeises zurückführte, auf die verschiedenste Weise erklärt worden. Lossen²⁾ und Penck³⁾ haben eine Zusammenstellung dieser aus der Litteratur bekannt gewordenen Erscheinungen gegeben. In sehr eingehender Weise hat H. Credner oberflächliche Schichtenstörungen im Untergrunde des Geschiebelehms beschrieben und durch Eindruck erklärt. Es handelt sich dabei, wie bereits erwähnt, um Stauchungserscheinungen am Ausgehenden der Grauwacke, im Oligocän und in Diluvialthonen, -kiesen und -sanden, welche in Faltungen, Ueberschiebungen, schweifartigen Verschleppungen unter dem Geschiebemergel, sowie in gangförmigen Einpressungen und sackähnlichen Einstülpungen desselben in die Schichten des Untergrundes sich zu erkennen geben.

Ganz ähnliche glaciale Druckerscheinungen sind vom Verfasser aus der Gegend von Rüdersdorf und der Altmark beschrieben und abgebildet worden⁴⁾. Bei Herzfelde und Hennickendorf, nordöstlich von den Rüdersdorfer Kalkbergen, befinden sich große Thongruben, in denen man den Geschiebemergel unmittelbar auf den feingeschichteten Diluvialthonen und -sanden auflagern sieht. An den scharf abgestochenen Grubenwänden sah man, daß der Geschiebemergel zungenartig in die geschichteten Bildungen hineingepreßt worden ist und daß letztere auf die verworrenste Weise zusammengedrückt, aufgewölbt und gefaltet worden sind (siehe Fig. 5). Bei Lupitz in der Clötzer Forst waren diluviale Fayencemergel und Sande zum größten Teil von Geschiebesand und nur von vereinzelten Resten von Geschiebelehm überlagert. Sie

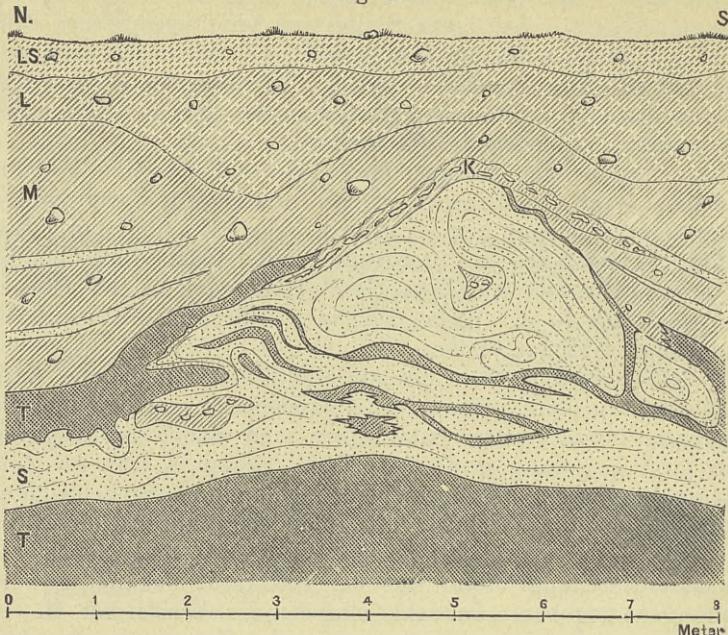
¹⁾ F. Schmidt, Einige Mitteilungen über die gegenwärtige Kenntnis der glacialen und postglacialen Bildungen im silurischen Gebiet von Esthland, Oesel und Ingermanland. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., XXXVI, 1884, S. 256 ff.)

²⁾ K. A. Lossen, Der Boden der Stadt Berlin, S. 870.

³⁾ A. Penck, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., XXXI, 1879, S. 126 ff.

⁴⁾ F. Wahnschaffe, Ueber einige glaciale Druckerscheinungen im norddeutschen Diluvium. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., 1882, S. 562 ff.)

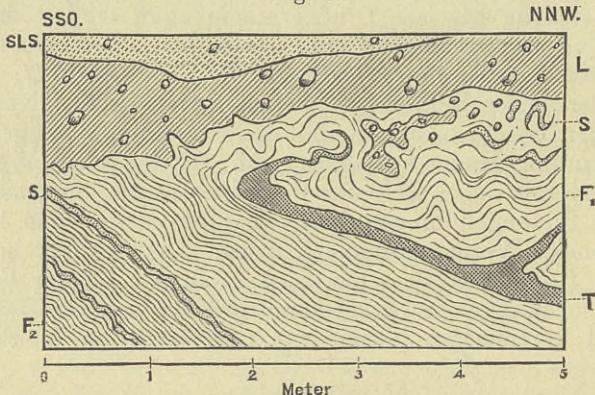
Fig. 5.



Profil aus der Thongrube des Herrn Mannheimer in Herzfelde von der Oberfläche bis auf die Hauptthonbank (Wahnschaffe 1882).

- LS Lehmiger Sand } Verwitterungsschicht des
- L Lehm } Oberen Geschiebemergels.
- M Oberer Geschiebemergel
- S Unterer Diluvialsand.
- T Unterer Diluvialthon.
- K Kalkkonkretionen.

Fig. 6.



Ausschnitt aus der westsüdwestlichen Steilwand der Fayence-Mergelgrube bei Lupitz (Wahnschaffe 1882).

- SLS Schwach lehmiger Sand.
- L Lehm.
- S Sehr feinkörniger Sand.
- F₁ und F₂ Fayence-Mergel von weisslichgelber und graugelber Farbe.
- T Fetter brauner Thon.

zeigten eine starke Aufrichtung (siehe Fig. 6) und daneben sehr eigen-tümliche Faltungen der Schichten mit unzähligen, sich wiederholenden parallelen Zickzacklinien. Zahlreiche nur auf Eindruck zurückzuführende Schichtenstörungen sind seitdem von den im Flachlande thätigen Geologen nachgewiesen worden. Ich erinnere nur an die schönen Erscheinungen dieser Art, welche Geinitz¹⁾ am Ostseeufer an der sogen. Stoltera bei Warnemünde beobachtet und auf einem gemeinsamen Ausfluge Herrn H. Credner und mir gezeigt hat; ferner an die Mitteilungen von Jentzsch²⁾ aus der Gegend von Elbing und an die von v. Calker³⁾ aus dem Groninger Hondsrug beschriebenen Faltungen und Stauchungen der dort im Untergrunde des Geschiebemergels auftretenden Sande, Grande und Lehme.

Außer diesen, nur in Aufschlüssen unmittelbar unter dem Geschiebemergel sichtbaren, orographisch nicht weiter hervortretenden Schichtenstörungen hat man auch tiefer greifende, welche auf die Oberflächengestaltung von Einfluß gewesen sind, auf den Druck des Inlandeises zurückgeführt. Auf die Faltung und Emporpressung der unter dem oberen Geschiebemergel liegenden Sande werden wir noch bei der Schilderung der Moränenlandschaft und in dem Kapitel von den fluvioglacialen Bildungen näher einzugehen haben. Hier sei nur darauf hingewiesen, daß die Durchragungen⁴⁾ von Kuppen unteren Diluvialsandes durch den oberen Geschiebemergel von mir durch den einseitig lastenden Druck des vorrückenden Inlandeises, welches die vor seinem Steilrande durch Gletscherwasser abgesetzten Sande wall- und kuppelartig aufgepreßt hat, erklärt worden sind. Derartige Aufpressungen am Rande des steil abfallenden Inlandeises sind auch in vielen Fällen die Ursache der wellenförmigen Lagerung unseres unteren Diluviums, sowie der Tertiärbildungen geworden. Ferner ist die häufig im norddeutschen Flachlande beobachtete diskordante Lagerung des oberen Diluviums auf dem unteren in vielen Fällen dadurch entstanden, daß Bänke des unteren Diluviums durch Gletscherdruck mehr oder weniger steil aufgepreßt und dann in ihrem oberen Teil beim Vorrücken des Inlandeises erodiert wurden (siehe Fig. 6), so daß sich die Grundmoräne diskordant über die abgeschnittenen Schichten der aufgerichteten oder in anderen Fällen auch nur durchschnittenen Bänke legen mußte. Daß der Gletscherdruck auch auf die Seebildung von Einfluß sein kann, wird in dem Abschnitt über die Seen berührt werden.

Man kann annehmen, daß der Boden, welchen das Eis überschritt, mehrfach gefroren war, denn nur so erklärt sich das scharfe geradlinige Abschneiden der Schichten des unteren Diluvialsandes unter dem

¹⁾ F. E. Geinitz VII. Beitrag zur Geologie Mecklenburgs. (Archiv d. Ver. d. Freunde d. Naturw. in Mecklenburg.)

²⁾ A. Jentzsch, Beiträge zum Ausbau der Glacialhypothese in ihrer Anwendung auf Norddeutschland. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1884, Berlin 1885, S. 440 ff.)

³⁾ v. Calker, Ueber glaciale Erscheinungen im Hondsrug. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., XL, 1888, S. 258—261.)

⁴⁾ F. Wahnschaffe, Ueber einige glaciale Druckerscheinungen im norddeutschen Diluvium, S. 598 u. 599.

oberen Geschiebemergel, eine Erscheinung, die man so häufig in Mergelgruben beobachten kann.

Nach den Untersuchungen von Haas¹⁾ sind die durch das Inlandeis hervorgerufenen Stauchungserscheinungen von großem Einfluß auf die Gestaltung des schleswig-holsteinischen Höhenrückens gewesen. Bei der ersten Inlandeisbedeckung wurden hier die miocänen und präglacialen Ablagerungen vielfach aufgearbeitet und disloziert, wie dies beispielsweise die Stauchungserscheinungen von Itzehoe zeigen. In der zweiten Vereisung wurden namentlich der untere Geschiebemergel und die ihn überlagernden Sande zusammengeschoben. Die Föhrden an der Ostküste, welche schon in präglacialer Zeit ihren Anfang nahmen und während der ersten Vereisung weiter ausgebildet wurden, haben erst in der letzten Glacialperiode dadurch ihre Gestalt erhalten, daß das Eis bei seinem Vorrücken diese Rinnen benutzte. Durch die landeinwärts stattfindende Verengung derselben fand eine Zusammenpressung des Eises statt und dieses wirkte wiederum zusammenschiebend und stauchend auf die Uferränder, sowie auf das Hinterland der Föhrden ein. Die unterdiluvialen Schichten sind im Kamme des Landrückens wallartig zusammengeschoben, ein Umstand, der von großer Bedeutung für die Richtung der dortigen Wasserläufe wurde, so daß die Eider²⁾ einen entgegengesetzten Lauf erhielt und statt in die Ostsee in die Nordsee einmünden mußte.

Ueber tiefer gehende Schichtenstörungen im älteren Gebirge, welche auf Eisschub zurückgeführt werden, liegen gleichfalls zahlreiche Beobachtungen vor. In einer Arbeit über die Kreideablagerungen auf der Insel Wollin hat bereits G. Behrens³⁾ auf die bedeutsamen Störungen hingewiesen, welche die Kreide in den Abbauen von Lebbin und Kalkofen zeigt. Dieselben geben sich zu erkennen durch den wirren Aufbau der Feuersteine in den obersten Schichten der Kreide, durch die Breccienbildung im Kontakt mit dem Hangenden, sowie dadurch, daß die Lebbiner Kreide auf Diluvialsand aufliegt. Alle diese Umstände deuten auf eine gewaltige dislozierende Kraft hin, der die Kreide in der Diluvialzeit ausgesetzt gewesen ist. Behrens hält es für möglich, daß diese in den höheren und seitlich gelegenen Partieen am deutlichsten ausgeprägten Störungen auf Gletscherdruck zurückgeführt werden können.

Nicht minder bedeutsame Störungen zeigt die Kreide und das Tertiär von Finkenwalde bei Stettin. G. Berendt⁴⁾ hat die Lagerungsverhältnisse in der Weise zu deuten versucht, daß er eine sehr starke Faltung des Diluviums, Tertiärs und der Kreide annahm, wobei eine Ueberkippung und Ueberschiebung stattfand. Die Ursache für diese Dislokationen sieht er in dem gewaltigen Eisschub der Glacialzeit.

¹⁾ Haas, Studien über die Entstehung der Föhrden (Buchten) an der Ostküste Schleswig-Holsteins, sowie der Seen und Flusßnetze dieses Landes. (Mitteil. a. d. min. Institut d. Univ. Kiel, 1. Bd., 1. Heft.)

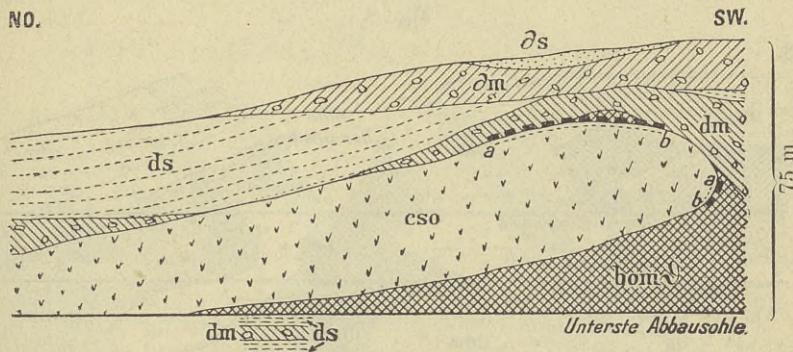
²⁾ Haas, Warum fließt die Eider in die Nordsee? Kiel 1886.

³⁾ G. Behrens, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XXX, 1878, S. 229 ff.

⁴⁾ G. Berendt, Kreide und Tertiär von Finkenwalde bei Stettin. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., XXXVI, 1884, S. 866 ff.)

Zu denselben Auffassungen gelangte der Verfasser¹⁾ bei seinen Spezialaufnahmen in dortiger Gegend. Er versuchte die gestörten Glacialablagerungen, die in dem Berendtschen Aufsatz als Diluvialsand dargestellt worden sind, spezieller zu gliedern und in ihrem Lagerungsverhältnis zur Kreide und zum Tertiär genauer festzustellen. In den ausgezeichneten Aufschlüssen, die durch den Abbau der Kreide und des Septarienthones bei Katharinenhof und bei der Cementfabrik Stern (Fig. 7) entstanden sind, zeigte sich ein unterer thoniger und ein oberer sandiger Geschiebemergel, die voneinander durch geschichtete Spatsande und

Fig. 7.



Profil durch die Kreidegrube der Portlandcementfabrik „Stern“ und der Stettiner Portlandcementfabrik in Finkenwalde (Wahnschaffe 1898).

Höhe : Länge = 1 : 1.

ds Oberer Diluvialsand.

dm Oberer Geschiebemergel.

ds Unterer Diluvialsand.

dm Unterer Geschiebemergel.

a...b Knollensteine (Unteroligocän?).

bom Mitteloligocäner Septarienthon.

cso Obersenone Mukronatenkreide.

Mächtigkeit der unter der untersten Abbausohle aufgeschlossenen Schichten:

ds = 0,40 m

dm = 1,50 m

ds = 31,00 m +

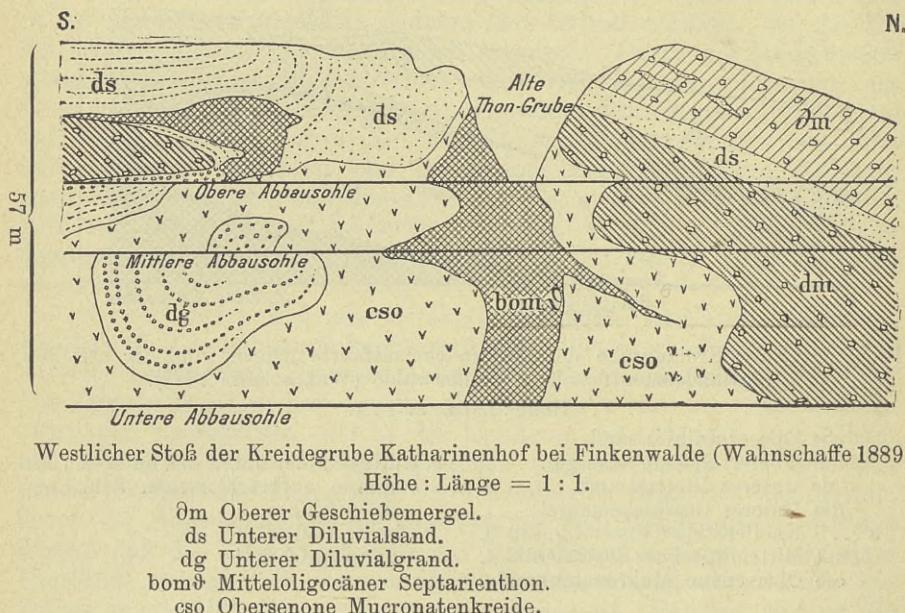
-grande getrennt sind. Es unterliegt keinem Zweifel, daß die Lagerungsstörungen, welche Kreide, Tertiär und Diluvium betroffen haben, auf einen gewaltigen seitlichen Druck zurückgeführt werden müssen. Die der obersenonen Mukronatenkreide angehörigen Kreidemergel sind völlig zerdrückt, so daß ihre Schichtung fast gänzlich verloren gegangen ist und die darin vorkommenden Belemniten in einzelne Bruchstücke zertrümmert wurden. Ebenso zeigt auch der Septarienthon die Spuren starker Zusammenpressung und Verdrückung durch glänzende Ablösungsflächen. Der Druck, durch den die Schichten gestört worden sind, hat ungefähr von Norden oder Nordosten her gewirkt, weil die Falte nach Süden überkippte und die Kreide in dieser Richtung auf die tertiären

¹⁾ Neuere Forschungen auf dem Gebiete der Glacialgeologie in Norddeutschland. F. Wahnschaffe, Die Kreidegruben bei Finkenwalde, S. 52 ff. (Jahrbuch d. königl. preuß. geolog. Landesanstalt für 1897. Berlin 1899.) — Siehe auch Deecke, Geologischer Führer durch Pommern, 1899. (Berlin, Gebr. Bornträger.) S. 106 ff.

und glacialen Bildungen aufgeschoben worden ist. Da der untere Geschiebemergel und der ihn überlagernde Sand mitgefaltet und überschoben worden sind, so muß die Hauptstörung in der letzten Vereisung, die als Grundmoräne den oberen Geschiebemergel ablagerte, erfolgt sein. Die bei der großen Hauptfaltung mehrfach entstandenen kleineren Spezialfalten sind besonders gut in der Grube Katharinenhof (Fig. 8) zu beobachten.

Die geologischen Aufnahmen, welche ich in der Finkenwalder Gegend auf den Blättern Podejuch und Alt-Damm ausführte, haben ergeben, daß in dem ganzen Finkenwalder Höhenzuge, der sogen.

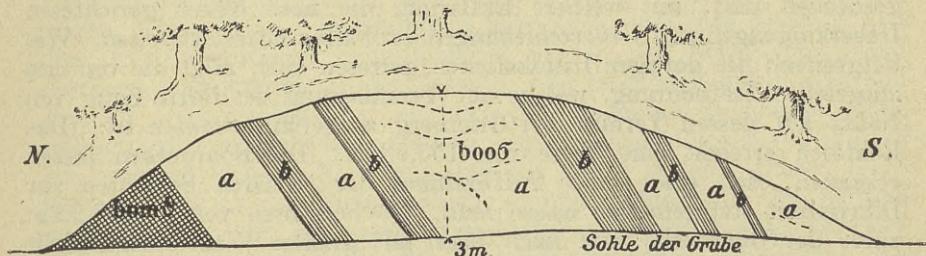
Fig. 8.



Buchheide (höchster Punkt 135,7 m über Normalnull), welcher sich als ein schmaler 3—4 km breiter Rücken vom rechten Oderthalgehänge nach Südost zu erstreckt, die Lagerungsverhältnisse außerordentlich gestörte sind. Der Kern der Buchheide besteht aus Septarienthon, Glimmersanden und Quarzsanden der Braunkohlenformation, welche mehrfach zu Tage treten, jedoch der Hauptsache nach von Diluvialsand bedeckt sind. Als das Inlandeis diesen Höhenrücken überschritt, hat es die diluvialen und tertiären Schichten zu Falten aufgestaut, so daß man fast nirgends innerhalb der Buchheide die Schichten in ursprünglicher Lagerung, sondern stets nur in aufgerichteter Stellung sieht. Die Schmelzwasser des Inlandeises haben auf diesen Kamm sehr energisch eingewirkt und senkrecht zu seinem Streichen tiefe Rinnen eingegraben. Dadurch, daß dieselben zahlreiche Nebenthälchen besitzen, welche oft dicht neben denjenigen der Nachbarrinne verlaufen, ist der ganze Höhenrücken in ein kompliziertes System schmaler nebeneinander

verlaufender Kämme und Hügel zerschnitten worden. Die Aufschlüsse zeigen, daß der Schichtenbau nirgends der Oberfläche konform ist und daß diese nur der Erosion ihre Entstehung verdankt (s. Fig. 9). Die auf den höchsten Punkten der Buchheide sich findenden großen Geschiebe, sowie vereinzelte Fetzen von Geschiebemergel zeigen, daß das Eis den Rücken überschritten haben muß, daß jedoch durch die Schmelzwasser eine bedeutende Aufbereitung und Fortführung des Grundmoränenmaterials stattgefunden hat. Während die Buchheide ein sehr typisches Beispiel einer Erosionslandschaft mit tiefen Schluchten und steilen Abhängen

Fig. 9.



Profil am Wege westlich vom Forsthause Buchholz am Rande des Jagen 164 in der königlichen Forst bei Finkenwalde (Wahnschaffe 1889).

boos Oberoligocän: a weißer, feinkörniger Glimmersand, b roter Glimmersand, durch Eisenoxydhydrat gefärbt.

bomß Mitteloligocän: Septarienthon.

Die Abbildung zeigt, daß die welligen Oberflächenformen nicht mit dem inneren Aufbau der Schichten übereinstimmen.

darbietet, zeigt das sich im Süden anschließende, aus oberem Geschiebemergel bestehende Gebiet bei Colow und Binow mit seinen vielen Seen und der unregelmäßig kuppigen Oberflächengestalt den Charakter der Grundmoränenlandschaft in ausgezeichneter Weise.

In der südwestlich vom Schermützelsee gelegenen Buckower Thongrube hat der Verfasser¹⁾ eine schon von Berendt erkannte bedeutende Ueberschiebung des oberoligocänen Glimmersandes und des mitteloligocänen Stettiner Sandes und Septarienthones auf den miocänen Braunkohlenbildungen der Mark nachgewiesen, die durch den seitlichen Druck des Inlandeises zur Ablagerungszeit des unteren Geschiebemergels entstanden sein muß, da sich auf der Aufschiebungsfäche nordische Geschiebe und Spatsandfetzen finden und ferner das Tertiär sowie der untere Geschiebemergel diskordant von horizontal geschichteten Sanden und Granden überlagert wird, die weiter nach dem westlich gelegenen Plateau zu unter den oberen Geschiebemergel untertauchen. Allem Anscheine nach ist Berendt²⁾ geneigt, die großartigen Störungen

¹⁾ F. Wahnschaffe, Die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs und Quartärs der Gegend von Buckow. Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1893. Berlin 1894, S. 91—124.

²⁾ G. Berendt, Die bisherigen Aufschlüsse des märkisch-pommerschen Tertiärs u. s. w. (Abhandl. z. geol. Spezialkarte von Preußen, Bd. VII, Heft 2, S. 36 u. Tafel II.)

der Frankfurt-Wriezener Braunkohlenbildung, welche, wie er gezeigt hat, der Hauptsache nach in zum Teil überkippten Mulden des wellig emporgepreßten Septarienthones liegen, sowie auch die von Giebelhausen beschriebenen überkippten Mulden der Lausitzer Braunkohlenformation bei Muskau auf tiefgreifende Druckwirkungen des Inlandeises zurückzuführen.

Bei seinen Untersuchungen über die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs und Diluviums auf dem Grünberger Höhenzug in Schlesien ist Jäkel¹⁾ zu der Auffassung gelangt, daß die tertiären Braunkohlen-schichten durch den seitlichen Druck des von Nord oder Nordost her vordringenden Inlandeises in westöstlich streichende Falten zusammen-geschoben sind, mit welcher Erklärung die nach Süden gerichteten Ueberkippungen und Ueberschiebungen der Falten übereinstimmen. Wie tiefgreifend die dortigen Dislokationen gewesen sind, zeigt die von ihm mitgeteilte Tiefbohrung, welche auf Veranlassung des Herrn Krug von Nidda auf dessen Terrain bei Grünberg ausgeführt worden ist. Das Bohrloch erreicht eine Tiefe von 153,98 m. Die Bohrproben lassen erkennen, daß eine starke Aufbreitung der tertiären Schichten zur Diluvialzeit stattgefunden haben muß. Die Schichten von 10—37,22 m unter der Oberfläche sind nach Jäkel mit größter Wahrscheinlichkeit tertiären Ursprungs. Von 121,12—153,98 wurden jedoch viele zoll-große nordische Gerölle (grauer Feuerstein und roter Granit) gefunden, so daß hier sicher nordisches Diluvium vorliegt.

v. Rosenberg-Lipinsky²⁾ erwähnt, daß in Posen überall, wo der blaue Posener Flammthon erheblich über dem Niveau von 0—10 m unter dem Ostseespiegel liegt, die Lagerungsverhältnisse meist gestört sind und die Schichten steiles Einfallen zeigen, während die Kohlen-lager von Bromberg, Posen und Glogau übereinstimmend unter dem angegebenen Niveau gewissen Anzeichen nach ganz flach liegen. Auf geologischen Ausflügen habe ich die Provinz Posen nach ver-schiedenen Richtungen durchkreuzt und dort mehrfach bedeutende Schichtenstörungen beobachten können. So bildet beispielsweise der Höhenrücken bei Zerkow, welcher in dem Brustkower Walde 160,8, in der Lissa gora 155 m über Normalnull erreicht, nach meiner An-sicht eine emporgepreßte Kuppe des Posener Flammthones, welcher dort von unterem Diluvialsande bedeckt wird. In den großen Sand- und Grandgruben bei den Windmühlen östlich von Zerkow bemerkt man Fetzen von Flammthon, welche zugleich mit dem Sande auf-gepreßt worden sind. Am Nordgehänge dieses Höhenrückens steht der Posener Flammthon zwischen Brzostkowe und Raszawy zu Tage an und wird in den Ziegeleigruben abgebaut. Meiner Ueberzeugung nach ist diese Aufpressung, sowie mehrere der durch v. Rosenberg-Lipinsky beschriebenen Störungen in den oberen Schichten des Posener Tertiärs auf die Druckwirkungen des Inlandeises zurückzuführen.

¹⁾ Jäkel, Ueber Diluvialbildungen im nördlichen Schlesien. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., XXXIX, 1887, S. 277 ff.)

²⁾ v. Rosenberg-Lipinsky, Die Verbreitung der Braunkohlenformation in der Provinz Posen. (Jahrb. d. königl. preuß. Landesanst. f. 1890. Berlin 1892, S. 38.)

Auch Zeise¹⁾ beobachtete bedeutende glaciale Schichtenstörungen im Braunkohlengebirge der Danziger Umgegend, sowie in den Bänderthonen bei Zoppot.

2. Die Ablagerungen des Inlandeises.

A. Moränen.

Bei der großen Mächtigkeit, die wir für das skandinavisch-norddeutsche Inlandeis anzunehmen haben, mußte das ganze vereiste Gebiet bis zu den höchsten Erhebungen Skandinaviens von der Eisdecke vollkommen überzogen sein, so daß nirgends höhere Felskuppen aus derselben hervorragten. Daraus folgt aber auch, daß das gesamte, von dem Eise mitgeführte Schuttmaterial nur in der Form von Grundmoränen ausgebreitet werden konnte. Es zeigt sich hierin eine vollständige Uebereinstimmung mit dem grönlandischen Inlandeise, sowie mit den größeren, dem Inlandeise zu vergleichenden Decken von Plateau-eis, wie sie sich in Norwegen und auf Island finden. Diesen fehlen im Gegensatz zu den Gletschern der alpinen Gebirge die Obermoränen und nur dort, wo die sogen. Nunatakke aus dem Eise hervortreten, sind diese von hierhergehörigen Bildungen umgeben, die jedoch nach Ansicht der dänischen Geologen der Hauptsache nach aus Grundmoränen hervorgegangen sind und zum Teil schon erscheinen, bevor das Eis die Felsklippe erreicht. Es handelt sich hier vorwiegend um geschliffene Steine, die am Grunde des Eises eingefroren sind und mit dem Eise am Abhange der Nunatakke heraufkommen, wo sie sich nach Art der Endmoränen anhäufen²⁾. Innerhalb des norddeutschen Flachlandes fehlten die Bedingungen für das Vorhandensein derartiger Nunatakke vollständig, denn die wenigen inselartig aus dem Diluvium hervortretenden Kuppen älteren festen Gesteins sind sämtlich von dem Inlandeise bedeckt gewesen, und nur im äußersten Randgebiete der Vereisung werden einige noch jetzt aus der quartären Bedeckung sich erhebende Kuppen älteren Gesteins zeitweise bei geringerer Mächtigkeit der Eisdecke aus derselben hervorgeragt haben.

a) Grundmoränen.

Die durch die Bewegung des skandinavisch-norddeutschen Inlandeises gebildete und durch dasselbe transportierte Grundmoräne, der Geschiebemergel, stellt ein mit Sand und Grand durchsetztes, thonig-kalkiges Material dar, welches überall im norddeutschen Flachlande, auf Seeland, Bornholm, in Schonen, sowie überhaupt im Gesamtgebiete der nordeuropäischen Vereisung in völlig gleicher Ausbildung vorkommt und durch seine schichtungslose Struktur, durch die Führung zahlreicher,

¹⁾ O. Zeise, Bericht über die Ergebnisse der Aufnahmen in der Danziger Gegend. (Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. f. 1896. Berlin 1897, LXXXV—XCII.)

²⁾ Vgl. Meddeleser om Grönland, Heft I, 1879, S. 139. — Heim, Handbuch der Gletscherkunde, S. 357—358.

zum Teil geschrammter Blöcke vollkommen mit solchen Bildungen übereinstimmt, die man zwischen Gletschereis und Felsgrund bei heutigen Gletschern nachgewiesen hat. H. Credner¹⁾ berichtet, daß er eine Strecke thalaufwärts am seitlichen Rande des Pasterzengletschers, wo das Eis nicht fest auflag, sondern hohe Wölbungen den Zutritt unter den Gletscher ermöglichten, am Fuße der beiderseitigen Wandungen zwischen Eis und Felsboden die Grundmoräne in ursprünglichem Zustande und in ihrer typischen Ausbildungsweise beobachtet hat. Er schreibt: „Sie besteht aus einem zähen, bei reichlichem Wasserzutritt breiartigen, grauen Lehme, der, wie man sich beim Kneten bereits durch das Gefühl überzeugt, angefüllt ist von kleinsten Gesteinskörnern und -splittern und vollsteckt von kleineren und größeren, scharfeckigen und gerundeten, zum Teil geritzten Geschieben, von welchen die größten fest zwischen Eis und Felsgrund eingeklemmt waren. Ließ sich diese strukturell vollkommene Uebereinstimmung dieser Grundmoräne mit dem nordischen Geschiebelehm bereits in deren durchweichtem Zustande nicht erkennen, so erhielten die von mir abgestochenen Proben nach ihrer Trocknung eine geradezu täuschende Aehnlichkeit mit letzterem und waren von lichtgrauen Varietäten des letzteren im Handstücke überhaupt kaum zu unterscheiden.“ In gleicher Weise teilt Heim²⁾ mit, „daß unter dem Eise an den Thalwänden zunächst zwischen Felsfläche und Eisrand eine dünne nasse Schicht von feinem Schlamm und Sand sich finde und daß ferner im Eise eingebacken, von demselben gewissermaßen gefaßt, einzelne Gesteinsstücke verschiedener Dimensionen, meistens von Sandkorn bis zu Kubikmeter großen, seltener bis mehrere oder viele Kubikmeter großen Blöcke vorkommen“. Da die Grundmoräne aus den festen und lockeren Gebilden hervorgegangen ist, welche das Eis überschritt, verarbeitete und mitschleppte, so muß es ganz natürlich erscheinen, daß sie überall durch die im Untergrunde anstehenden Bildungen ihren eigenartigen Charakter erhält. Im nördlichen und mittleren Schweden, wo wir das krystallinische Urgebirge in großer Ausdehnung auftreten sehen, besteht die Grundmoräne im wesentlichen aus Krossteinsgrus, einem Haufwerk großer und kleiner Blöcke von unregelmäßiger, kantabgerundeter Form, welche oft mit deutlichen Gletscherschliffen und Kritzen versehen sind und in einem grandig-sandigen, oft auch mehlartig zerriebenen Materiale liegen. Weiter südlich jedoch, wo Kalksteine, Thonschiefer, Thone und Kreidebildungen vorhanden waren, da bildete sich aus den leicht zerstörbaren thon- und kalkhaltigen Gesteinen eine mehr plastische, kalkig-thonige Grundmoräne, welche auch die Zerreibungsprodukte und großen Geschiebe der krystallinischen Formationen in sich aufnahm und bei ihrer Fortbewegung unter dem Inlandeise gleichmäßig verteilte. Auf diese Weise erhielt die Grundmoräne im südlichsten Teile von Schweden, auf Seeland, sowie im ganzen norddeutschen Flachlande jenen gleichartigen Charakter, welcher unserem Geschiebemergel eigen ist und nur in unmittelbarer

¹⁾ H. Credner, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., XXXII, 1880, S. 573 ff.

²⁾ Heim, Handbuch der Gletscherkunde, S. 357 u. 539.

Nähe anstehenden älteren Gesteins durch reichlichere Aufnahme von Bruchstücken desselben lokal verändert wird.

Daß die Moränen Norddeutschlands wirklich unter dem Eise als Grundmoränen und nicht als Obermoränen transportiert sind, geht aus ihrem petrographischen Charakter klar hervor. Alle Blöcke sind kantengerundet oder wenigstens bestosßen, viele weisen Schrammung, Ritzung oder Politur auf. Sogar die Endmoränen sind, wie dies auch in den Alpen¹⁾ bei den aus der Eiszeit stammenden vorwiegend der Fall ist, aus der Grundmoräne hervorgegangen und widerlegen die Ansicht, daß ein nennenswerter Transport von Glacialschutt auf dem skandinavischen Inlandeise stattgefunden haben könne.

Nichtsdestoweniger bestand eine große Schwierigkeit darin, wie man sich den Transport des zum Teil sehr mächtigen Geschiebemergels unter dem skandinavisch-norddeutschen Inlandeise zu erklären hat. Während bis vor kurzem von der Mehrzahl der Glacialisten angenommen wurde, daß die Grundmoräne zum allergrößten Teile unter dem Eise transportiert worden sei, haben die neueren Untersuchungen in Grönland ergeben, daß die untersten Lagen des Inlandeises reichlich mit Schutt erfüllt sind, den das Eis bei seiner Fortbewegung aus dem Untergrunde in sich aufgenommen hat und weiter transportiert. Chamberlin²⁾ beobachtete am Bryant-, Gable- und Bowdoingsletscher, daß in den eng geschichteten Lagen des Eisfußes feinere und grobe Schuttmassen bis zu großen Blöcken eingeschlossen waren. Sie sind auf die unteren 50—75 Fuß des Eises beschränkt, reichen aber bisweilen auch bis zu 100 Fuß hinauf. Der gröbere Schutt ist in demselben Horizont mit dem feinen angeordnet, Geschiebe von beträchtlichen Dimensionen kommen mit ganz feinem Schlamm zusammen vor. Die dünnen, mit Schlamm erfüllten Eisschichten gehen in Kurven über und unter solchen großen Blöcken fort. Die Schuttläger sind nicht gleichmäßig verteilt; oft sind sie sehr regelmäßig und ausdauernd, oft gehen sie bald aus und verschwinden, werden aber durch neue Lager ersetzt. Zuweilen kommen ganze Schuttlinsen vor, die zu mannigfachen Störungen der Eisschichten Anlaß geben. Der untere dunkle schutterfüllte, mehr oder weniger fein geschichtete Teil des Eises sticht scharf ab gegen den oberen weißen schuttfreien und nur undeutlich geschichteten, der massigere Lager aufweist. Ganz ähnliche Beobachtungen sind auch von Salisbury und v. Drygalski an grönlandischen Gletschern gemacht worden. Letzterer zeigt an einer vorzüglichen Abbildung, wie die schwarze Eisschichtung direkt in die ungeschichtete Grundmoräne übergeht.

Da dem eigentlichen Inlandeis die Obermoränen vollständig fehlen, so können diese Trümmer nicht, wie man früher annahm, von der Oberfläche in das Eis hineingelangt sein. Dies hat, wie wir bereits gesehen haben, schon Nansen überzeugend nachgewiesen. Gerade die oberen weit grobbänkiger geschichteten Eislagen sind völlig frei von

¹⁾ A. Heim, Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart 1885, S. 349.

²⁾ Chamberlin, Recent glacial studies in Greenland. (Bulletin of the Geological Society of America. February 1895. Vol. 6, S. 203—205.)

eingeschlossenen Schuttmassen. Nicht minder wird die früher vielfach vertretene Annahme von einem beträchtlichen Aufsteigen des Schuttes aus dem Untergrunde bis zur Oberfläche des Eises durch den völligen Mangel an Oberflächenschutt auf dem Inlandeise, abgesehen von seinen Rändern und Ausläufern, gänzlich widerlegt. Nur in manchen äußersten Randgebieten, wo das Eis infolge der starken Ablation sehr dünn wird, zeigt sich nach Salisbury ein Aufbiegen der Eisschichten, wahrscheinlich veranlaßt durch den Widerstand, den der Gletscher an seinen eigenen randlichen Schuttanhäufungen findet, wodurch die unteren mit Schutt beladenen Lagen an die Oberfläche gelangen können und das Gletscherende sich mit Schutt bedeckt.

Der in dem untersten Teile des Eises eingeschlossene Schutt stammt aus dem Untergrunde, den das Eis überschreitet. Bei der immerfort stattfindenden Verflüssigung und dem Wiedergefrieren der Eisteilchen wird der Bodenschutt in die Eislagen selbst eingebettet. Schon Nansen¹⁾ hat die Aufnahme desselben folgendermaßen erklärt: „Es ist allgemein bekannt, daß Steine und Kies in der Gletschermasse und besonders in deren unteren Schichten eingebettet sind. Nach der gewöhnlichen Annahme stammen sie von irgend einer Obermoräne, sind in Spalten gefallen und sodann von der Eismasse eingeschlossen worden. Diese Erklärung kann unmöglich da Stich halten, wo es keine Obermoräne giebt; ich finde die wahrscheinliche Ursache in Unebenheiten des Untergrundes, über welche die Eisdecke hinwegschritt. Wenn eine solche Unebenheit in die Eismasse hineinragt, muß die Bewegung der unteren Schichten gestört werden, indem das Eis teils nach den Seiten der Unebenheit, teils über dieselbe gepreßt wird. Die Grundmoräne folgt natürlich denselben Richtungen; ein Teil derselben wird aufwärts über die Unebenheit geschoben und, sobald dieselbe passiert ist, in die Eismasse eingebettet, indem er nicht dem Abhang auf der Leeseite der Unebenheit folgt, sondern eine mehr horizontale Richtung beibehält, da das an den Seiten der Unebenheit fließende Eis sich an der Leeseite zum Teil unter dem den Gipfel übersteigenden Eise schließt. In ganz ähnlicher Weise entsteht in einem Wasserstrome, wo Unebenheiten auf dem Boden vorkommen, eine aufwärts steigende Bewegung, die sogar eine Welle an der Oberfläche erzeugt. Wie im Wasser an solchen Stellen eine stärkere Strömung entsteht, so auch im Eise über und an den Seiten solcher Unebenheiten, denn nur dadurch kann eine Verminderung des Querschnittes der Masse ausgeglichen werden. Von den Unebenheiten selbst werden natürlich oft auch Blöcke losgerissen und in derselben Weise im Eise eingebettet. Da große wie kleine Unebenheiten unter der Eisdecke allgemein vorkommen müssen, so ist es nicht schwer zu verstehen, daß Kies und Steine in den untersten Schichten des Eises verbreitet sind, und man braucht gewiß nicht zu Hypothesen von einer aufwärts steigenden Bewegung der Blöcke selbst im Eise etc. seine Zuflucht zu nehmen.“

¹⁾ Nansen (Petermanns Mitteil. Ergänzungsband XXIII, 1893, Ergänzungsheft 105, S. 92).

Diese Annahme ist von Chamberlin¹⁾ durch direkte Beobachtung am Gablegletscher bestätigt und durch treffliche Abbildungen veranschaulicht worden. Er ist der Ansicht, daß die Bewegung des Gletschersees auf einem Schieben der einzelnen Eismassen übereinander beruht und daß dadurch der Schutt in den Eiskörper gezogen wird. Deshalb ist er jetzt ein Gegner der Hypothese von der Viscosität der Eises und betont vorwiegend die Starrheit desselben, worin er jedoch meines Erachtens zu weit geht.

Die früher von Penck vertretene Ansicht, daß eine Grundmoräenschicht von mehreren Metern unter dem Eise fortbewegt werden könne, muß auf Grund der v. Drygalskischen Darlegungen aufgegeben werden. Nach ihm beruhen die horizontalen Bewegungen im Eise nicht allein auf rein mechanischen Verschiebungen der gelockerten Eismasse, sondern namentlich auf Zustandsänderungen des Eises. Die Bildung der Grundmoräne ist nur so zu erklären, daß im wesentlichen der im unteren Teile des Eises eingeschlossene Schutt zu ihrer Anhäufung beitrug. Dieser häufte sich beim Schmelzen der unteren Eisschichten höher und höher unter dem Eise an, wurde durch den Druck der gewaltigen Eismassen fest zusammengepreßt und nahm immer nur in seiner obersten Lage an der Bewegung des Eises teil. Wir können uns völlig der Auffassung v. Drygalskis²⁾ anschließen, welcher sagt: „Was nun den Transport des Materials selbst betrifft, welcher wegen des auch in Grönland beobachteten Mangels an Oberflächenmoränen des Inlandeises, sowie wegen des petrographischen Charakters in und unter dem Eise erfolgt sein muß, ist eine Bewegung der Grundmoräne aus denselben Gründen zuzugeben, durch welche sich die Einwirkungen auf den Untergrund und die Anhäufungen der Endmoränen erklären. Der horizontale, besonders kräftig in den untersten Lagen wirkende Schub kann ohne Frage eine Fortbewegung des unter und in dem Eise verteilten Schuttbewirken. Mit jeder Faltung des lockeren Untergrundes ist an sich schon eine Fortbewegung verbunden.“

Hinsichtlich der Grenzen dieses Transportes ist aber zu bedenken, daß die bewegende Kraft im Eise liegt und daß sie sich mit dem wachsenden Zurücktreten des Eismaterials hinter den Schuttbeimengungen verliert. Die Grundmoräne geht aus der Schichtung hervor und ist gewissermaßen das Endergebnis der Kompressionsvorgänge, welche die Schichten bilden, indem das Eis in den Schutt Mengen verschwindet. Die horizontalen Bewegungen im Eise beruhen nun nicht allein auf rein mechanischen Verschiebungen, sondern auch auf Zustandsänderungen; beide führen zu demselben Ergebnis der horizontalen Fortpflanzung einer bestimmten Eismasse. In der Grundmoräne fallen die Zustandsänderungen allmählich fort, und auch der Anlaß für rein mechanische Verschiebungen wird immer geringer, je dichter der Schutt aneinanderrückt, weil damit die Größe der inneren Reibung wächst.

¹⁾ Chamberlin, Recent glacial studies in Greenland. (Bulletin of the Geological Society of America. Vol. 6. Rochester 1895, S. 207, Fig. 9 u. 10.)

²⁾ E. von Drygalski, Grönlandexpedition der Gesellschaft für Erdkunde in Berlin 1891—93. Berlin 1897, S. 530—531.

Nur in einer wasserdurchtränkten Schuttmasse können sich die Druckkräfte noch ähnlich in mechanische Schiebungen umsetzen, wie im Eise selbst, weil sich der Druck im Wasser fortpflanzt. In einer kompakten Schuttmasse aber werden die schiebenden Kräfte, welche von den darüberströmenden Massen herrühren, infolge der Reibung der einzelnen Stücke aneinander bald zum Stillstand gelangen. Die bewegende Kraft liegt im Eise. Ihre Wirkung kann sich auch über die Grenzen desselben in den Schutt hinein erstrecken; sie muß jedoch nach dem Aufhören des Eises bald zum Stillstand gelangen.“

Diese Ausführungen werden durch die Beobachtungen Russells¹⁾ und Salisburys²⁾ bestätigt, aus denen hervorgeht, daß die Bewegung des Eises von dem Betrage der Schuttmassen abhängig ist, die es mit sich führt. Salisbury ist der Ansicht, daß die untersten Eisschichten, wenn sie sehr mit Schutt beladen sind, ihre Bewegungsfähigkeit nahezu verlieren können, in welchem Falle dann der obere Teil des Gletscher-eises über die unteren Schichten wie über ein Felsbett hinweggeht.

Ich stimme darin mit Penck und Heim völlig überein, daß der Geschiebemergel überall, wo er in großer Mächtigkeit auftritt, nicht als Ganzes unter dem Eise fortbewegt sein kann. Das vorrückende Inlandeis schaffte immerfort neues Grundmoränenmaterial herbei; die zu unterst abgelagerten Massen gelangten schließlich zur Ruhe und es häufte sich nun nach und nach Material darüber an. Nur so läßt es sich erklären, daß dort, wo aus einer anstehenden Kuppe älteren Gesteins eine Lokalmoräne gebildet wurde, die Bruchstücke dieses Gesteins in dem darüber lagernden Geschiebemergel fast vollständig fehlen können. Diese Erscheinung habe ich in früheren Jahren auf dem Muschelkalk im Alvensleben-Bruche bei Rüdersdorf oft beobachtet.

Im Herbst 1889 machte ich mit Herrn Professor H. Credner einen Ausflug nach dem Seebade Heiligendamm in Mecklenburg. Am Strand westlich vom Seebade steht Geschiebemergel in 2—4 m hohen Wänden zu Tage an. Wir konnten hier in demselben zwei horizontal verlaufende Zonen von größeren Blöcken deutlich unterscheiden, eine Erscheinung, die wir auch bereits unter der Führung des Herrn Professor Geinitz an dem Küstenprofil der Stoltera bei Warnemünde gesehen hatten. Es läßt sich dieselbe meiner Meinung nach am besten dadurch erklären, daß beim Vorrücken des Eises Änderungen in der Geschwindigkeit und Transportfähigkeit eintraten, so daß diese Zonen gewisse Etappen der Schuttablagerung andeuten. Auch in den aus Till (Geschiebelehm) bestehenden „Drumlins“ (Grundmoränenhügel) an der Küste von Massachusetts hat Warren Upham³⁾ Profile beobachtet, welche Linien von ausnahmsweise zahlreichen Geschieben und kleinen Gesteinsfragmenten zeigten, woraus er folgert, daß die Ablagerung von Till auf einer früheren Oberfläche des entstehenden Drumlin erfolgte.

Als Beweis dafür, daß immer nur der obere Teil der Grund-

¹⁾ Russell, Journal of Geology, Vol. III, S. 823.

²⁾ Salisbury, Salient points concerning the glacial geology of North Greenland II (Journal of Geology, Vol. IV, Nr. 7, 1896, S. 800—801).

³⁾ W. Upham, The structure of Drumlins. Proc. of the Boston Soc. of Nat. History. Vol. 24, 1889, S. 237.

moräne von dem Eise fortbewegt wird, mag hier auch die von James Geikie¹⁾ als geschrammtes Pflaster (striated pavement) bezeichnete Erscheinung Erwähnung finden, welche eine horizontale Oberfläche von Till zeigt, auf der alle hervorragenden Geschiebe außer ihrer eigenen Schrammung nachträglich eine gleichmäßige parallele Schrammung erhalten haben. Dieses geschrammte Pflaster war von Till überlagert und trat nach Abräumung desselben hervor. Ferner hat Penck beobachtet, daß die Schrammen loser, in der Grundmoräne vorkommender Blöcke zuweilen vollständig mit der Richtung der Schrammen auf dem anstehenden Gestein übereinstimmen. Er erwähnt solche Vorkommnisse von mehreren Stellen in den Allgäuer Alpen, vor allem am Bolgen und am Imberger Tobel und schließt daraus, daß in manchen mächtigen Grundmoränen die unteren Partieen bereits zur Ruhe gekommen waren, als die oberen sich noch fortbewegten, so daß sie den letzteren gegenüber gleichsam die Rolle eines festen Untergrundes spielen müßten, in gleicher Weise, wie dies auch bei dem vorerwähnten „geschrammten Pflaster“ der Fall gewesen sein wird.

Diese in Nordamerika Boulder-pavement genannte Erscheinung hat Gilbert²⁾ bei Wilson am Ontario-See beobachtet. Der untere Teil des Steilufers besteht aus Till, der 8—10 Fuß sichtbar ist und anscheinend eine einheitliche Masse bildet, in Wahrheit aber 5—6 Fuß über dem Wasser durch eine Zone flacher, horizontal gelagerter Geschiebe in zwei Teile geschieden wird. Die oberste Fläche dieser Geschiebe war deutlich geschrammt, die Schrammungsrichtungen waren einander parallel. Gilbert hält es für möglich, daß aus der inneren Struktur der Moräne Schlüsse auf die Richtung der Eisbewegung gezogen werden könnten.

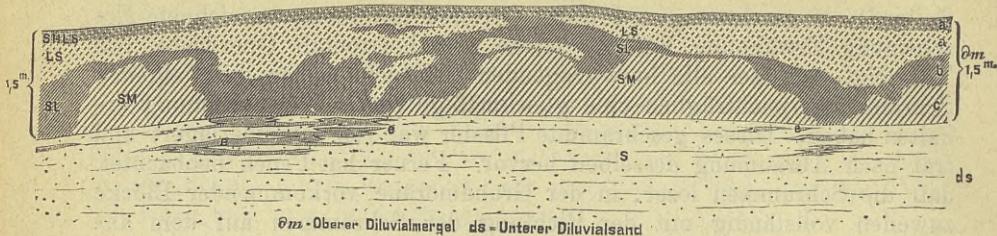
Von den Grundmoränen Norddeutschlands ist diejenige der letzten Vereisung naturgemäß am wichtigsten für die Oberflächengestaltung des norddeutschen Glacialgebietes geworden. Sie ist als oberer Geschiebemergel bekannt und tritt in ausgedehnten Flächen im östlichen Teile von Schleswig-Holstein, in Mecklenburg, Brandenburg, Pommern, Posen, sowie in Ost- und Westpreußen auf, scheint dagegen westlich der Elbe nur noch in der Altmark in größeren Partieen erhalten zu sein. In der Form, wie er ursprünglich unter dem Eise gebildet wurde, tritt er nur ganz ausnahmsweise unmittelbar an die Oberfläche, da seine obere Decke in der Regel der Verwitterung bereits anheimgefallen ist. Zunächst ist er gewöhnlich von einer $\frac{1}{2}$ bis $1\frac{1}{2}$ m mächtigen, zapfenförmig in den Geschiebemergel eingreifenden, entkalkten Lehmschicht (siehe Fig. 10) bedeckt, die sich erst, wie Berendt³⁾ gezeigt hat, in postglacialer Zeit durch Kalkentziehung von seiten der kohlensäurehaltigen Atmosphärilien bildete. In den meisten Fällen ist diese Lehmschicht von lehmigem, bis schwach lehmigem, geschiebeführendem Sande bedeckt, der zum Teil durch die ausschlämmende

¹⁾ J. Geikie, The Great Ice Age. II. Aufl. 1876, S. 130.

²⁾ Gilbert, Boulder-pavement at Wilson, N. Y. (Journ. of Geology, November-Dezember 1898, S. 771 ff.)

³⁾ G. Berendt, Die Diluvial-Ablagerungen der Mark Brandenburg, insbesondere der Umgegend von Potsdam. Berlin 1863, S. 42—46.

Fig. 10.



Grube am Rande des Grunewaldes bei Berlin (Berendt).

SHLS (a) Schwach humoser lehmiger Sand.

LS (a) Lehmiger Sand.

SL (b) Sandiger Lehm.

SM (c) Sandiger Mergel.

S Sand (e eisen- und thonhaltige Infiltration).

Thätigkeit der Atmosphärilien, zum Teil aber auch schon durch die Einwirkungen der Schmelzwasser des Inlandeises bei dem Rückzuge desselben entstanden sein mag. Die Oberfläche des oberen Geschiebemergels ist demnach keine ursprüngliche mehr, namentlich ist dieselbe auch in den Gebieten, welche sich in langjähriger Kultur befinden, fast völlig von den größeren, an der Oberfläche liegenden, erratischen Blöcken befreit. In der nächsten Umgebung Berlins sind durch den großen Bedarf an Feldsteinen in der Hauptstadt, durch Anlage von Chausseen, durch Pflasterung der Höfe in den Dörfern, sowie durch Verwendung bei Stallgebäuden die Felder oberflächlich bereits völlig von allen größeren Steinen befreit worden. Sehr viel mag dazu auch eine Verordnung der Kreis- und Domänenkammer vom Jahre 1763 beigetragen haben, welche mit Rücksicht auf den großen Bedarf an Steinen zur Straßenpflasterung Berlins besagte, daß jeder Bauer, der mit einem Wagen nach Berlin führe, zwei Feldsteine dahin mitnehme und dieselben im Thor abwerfe¹⁾.

Begibt man sich in solche Gebiete, die etwas weiter von den Eisenbahnen und Chausseen abliegen und zum Teil noch mit Wald bedeckt, oder vor noch nicht allzulanger Zeit in Ackerland umgewandelt worden sind, so ist man oft erstaunt über den Reichtum an größeren Blöcken, der sich an der Oberfläche der aus Geschiebemergel bestehenden Gebiete findet. Als ein Beispiel hierfür möchte ich aus der näheren Umgebung Berlins nur die Gegend östlich von Werneuchen zwischen den Dörfern Wesendahl, Hirschfelde, Leuenberg, Prötzel und Gielsdorf erwähnen.

Die Gebiete des norddeutschen Flachlandes, in welchen der obere Geschiebemergel in ausgedehnten Flächen auftritt, zeigen zwei verschiedene Landschaftstypen; einmal sind es ziemlich ebene bis flachwellig entwickelte Hochflächen, während andererseits die stark wellige und mit zahlreichen Einsenkungen versehene Grund-

¹⁾ Büsching, Beschreibung seiner Reise von Berlin nach Kyritz in der Priesnitz. Leipzig 1780, S. 7.

moränenlandschaft im eigentlichen Sinne einen wesentlich anderen Charakter zeigt.

Was zunächst die mehr ebenflächig entwickelten Grundmoränengebiete betrifft, so kommen sie namentlich in der Umgebung Berlins in typischer Ausbildung vor, wofür das Barnim- und Teltowplateau, sowie die Gegend südlich und westlich von Nauen genannt sein mögen. Ganz entsprechende Oberflächenformen zeigt auch die Umgegend von Posen bis nach Gnesen und Jarotschin, die Umgegend von Königsberg in der Richtung nach Eydtkuhnen zu, sowie auch das Küstengebiet von Vor- und Hinterpommern. Das Barnim- und Teltowplateau, die beide erst durch die eingeschnittenen großen Diluvialthäler als Hochflächen hervortreten, besitzen im Innern nur ganz schwach undulierende Oberflächenformen, die für das Auge kaum sichtbar sind und dem Beschauer oft erst durch die Höhenkurven der Meßtischblätter zum Bewußtsein gebracht werden. Einen solchen Eindruck empfängt man beispielsweise auf einer Wanderung von Berlin nach Bernau links der Chaussee, welche die Orte Weißensee, Malchow, Lindenbergs und Schwanebeck verbindet, oder auf einer Fahrt mit der am südlichen Rande des Barnimplateaus verlaufenden Ostbahn zwischen den Stationen Friedrichsfelde und Neuenhagen. Abgesehen von den nur schwachen Terrain-einsenkungen wird die Gliederung dieser Hochflächen nur hervorgerufen durch ein System schmaler, flach eingeschnittener Rinnen, sowie durch vereinzelte oder in Zügen angeordnete Pfuhle oder Sölle. Die größeren dieser oft meilenweit zu verfolgenden Rinnen verlaufen in der Mark Brandenburg im allgemeinen in nord-südlicher Hauptrichtung mit leiser Neigung nach Südsüdwest, während sie in östlichen Teilen des Flachlandes mehr nach Südsüdost gerichtet sind. Die kleineren Nebenrinnen besitzen meist eine west-östliche Richtung. Während einige der Hauptrinnen noch gegenwärtig die Entwässerung der Plateaus vermitteln und von kleineren Bächen durchflossen werden, sind andere bereits völlig trocken gelegt oder von schmalen Torfmooren erfüllt. Berendt¹⁾ hat zuerst auf die Bedeutung dieser Rinnensysteme hingewiesen und ihre Entstehung auf die Schmelzwasser des Inlandeises zurückgeführt.

Eine sehr bemerkenswerte Untersuchung über den Verlauf und die Herausbildung der diluvialen Moräne in den Ländern Teltow und Barnim-Lebus verdanken wir Zache²⁾. Er hat mit Recht auf den Gegensatz, welcher zwischen gewissen Teilen dieser Landstriche besteht, hingewiesen. Während in einigen Gebietsteilen, beispielsweise im Norden des Teltow, eine fast zusammenhängende Decke von oberem Geschiebemergel vorhanden ist und eine nahezu unveränderte flache Grundmoränenlandschaft vorliegt, zeigen andere, wie der Süden dieser Hochebene, mit sandigem oberen Geschiebemergel oder oberem Sand bedeckte Strecken, welche im Gegensatz dazu von zahlreichen Rinnen durchschnitten sind und den unverkennbaren Charakter einer Abschmelzzone des Inlandeises an sich tragen.

¹⁾ G. Berendt, Gletschertheorie oder Drifttheorie in Norddeutschland? (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XXXI, 1879, S. 17 u. Taf. 1.)

²⁾ E. Zache, Zeitschr. f. Naturw., 63. Bd., 1. H. Halle 1890.

Nachdem Noetling¹⁾ auf dem Rüdersdorfer Muschelkalk das Vorhandensein echter, durch herabstürzendes Gletscherschmelzwasser gebildeter Strudellocher oder „Riesentöpfe“ nachgewiesen hatte und durch Berendt²⁾ ganz entsprechende Erscheinungen im Gyps von Wapno bei Exin und im Fayencemergel von Uelzen beobachtet worden waren, kam letzterer gleichzeitig mit E. Geinitz³⁾ auf die Idee, daß die mehr oder weniger kreisförmigen und länglichen Pfuhle oder Sölle, welche in die fast ebene Platte des Geschiebemergels eingesenkt sind (siehe Fig. 11), mit den Schmelzwässern des Inlandeises in Beziehung zu bringen seien. Beide Forscher meinen, daß die auf der Oberfläche des Eises sich

Fig. 11.



Pfuhl im oberen Geschiebemergel der Gegend von Brüssow in der Uckermark.

Nach einer Photographie des Herrn Dr. Lattermann.

sammelnden und in Spalten herabstürzenden Schmelzwasser der Abschmelzperiode auf die Grundmoräne des Eises eine ausstrudelnde Wirkung ausgeübt hätten, so daß demnach die Pfuhle als Riesenkessel in großem Maßstabe aufzufassen wären. Während eine große Anzahl dieser Kessel, namentlich diejenigen zwischen Tempelhof, Mariendorf und Britz südlich von Berlin, in deutlich ausgesprochenen Rinnen angeordnet sind, liegen andere völlig vereinzelt in der oft ganz ebenen Hochfläche, so daß man diese tiefen, zum Teil mit Torf erfüllten Einsenkungen erst gewahrt, wenn man sich unmittelbar am Rande derselben befindet.

Im Gegensatz zu der Berendt-Geinitzschen Ausstrudelungstheorie hat A. Steusloff⁴⁾ für die Entstehung der Sölle eine andere Erklärung

¹⁾ Noetling, Ueber das Vorkommen von Riesenkesseln im Muschelkalk von Rüdersdorf. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., XXX, 1879, S. 339—354.)

²⁾ G. Berendt, Ueber Riesentöpfe und ihre allgemeine Verbreitung in Norddeutschland (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., XXXII, 1880, S. 56—74.)

³⁾ Geinitz, Beitrag z. Geologie Mecklenburgs, I, 1879, S. 54; II, 1880, S. 10; VI, 1884, S. 4.

⁴⁾ A. Steusloff, Zur Entstehung unserer Sölle. (Naturwiss. Wochenschrift XI. Band, Nr. 34, S. 401 u. 402.)

versucht. Er hält dieselben für Einsturzlöcher, Erdfälle, die aber nicht infolge von Auslaugung des darunter liegenden Gebirges wie die Dolinen und Pingen entstanden, sondern sich infolge des Schmelzens von „totem Eise“, das unter oder in der Grundmoräne lagerte, nach dem Rückzuge der letzten Eisdecke bildeten. In ganz ähnlicher Weise ist von den amerikanischen Geologen die Bildung der sogenannten „Kettleholes“ durch nachträgliches Abschmelzen isolierter mit umgelagertem Gletscherschutt (modified drift) überdeckter Eismassen erklärt worden. Auch Korn¹⁾ hat eine rund 60 Morgen große, 2—3 m tiefe Einsenkung mit ebener, aus oberem Geschiebemergel bestehender Grundfläche, die eine ursprünglich abflußlose Einsenkung in dem dem Endmoränenzug auf Blatt Staffelde in der Neumark vorgelagerten Sande 2 km östlich von Massin bildet, mit den Einsenkungen der „pitted plains“ der Amerikaner verglichen. Diese von Chamberlin²⁾ und Salisbury³⁾ beschriebenen, mit vielen Einsenkungen durchsetzten Sandebenen sollen ihre kesselförmigen Vertiefungen dadurch erhalten haben, daß an der Inlandeisgrenze liegengebliebene Eisklötze von den Schmelzwässern mit Sedimenten überschüttet wurden, die nachher bei ihrem Abschmelzen ein Einsinken der Oberfläche bewirkten.

Die Steusloffsche Erklärung für die Entstehung der Pfuhle verdient sicher für manche derselben Berücksichtigung, doch geht er nach meiner Ansicht darin zu weit, wenn er die von ihm in Vorschlag gebrachte Theorie auf die Mehrzahl aller Pfuhle anwendet. Die Berendt-Geinitzsche Ausstrudelungstheorie scheint mir für einen bestimmten Typus derselben die beste Erklärung zu geben. Auf die charakteristischen Pfuhle der kuppigen Grundmoränenlandschaft kommen wir noch zurück (S. 128).

Innerhalb des oft auf weite Strecken von Geschiebemergel bedeckten Gebietes finden sich mehr oder weniger große Flächen, in welchen der Geschiebemergel völlig fehlt und ein geschiebeführender, ungeschichteter, mehr oder weniger grober Sand an die Stelle desselben tritt. Zuweilen bedeckt dieser in einer Mächtigkeit von nur $\frac{1}{2}$ —2 m den geschichteten, geschiebefreien Diluvialsand, welcher auch das Liegende des oberen Geschiebemergels bildet, während in anderen Fällen unter der Decke des oberen Sandes noch Reste oder größere Partieen des oberen Geschiebemergels sich befinden⁴⁾. Ich bin seiner Zeit bei der Kartierung des Blattes Mittenwalde zu der Ueberzeugung gelangt, daß der obere Sand zum Teil als ein Auswaschungsrückstand des oberen Geschiebemergels angesehen werden und von der äußersten Verwitterungszone desselben, dem lehmigen Sande, geschieden werden muß. Der obere, ungeschichtete Geschiebesand ist demnach als eine

¹⁾ J. Korn, Bericht über Aufnahmen auf den Blättern Vietz und Massin in den Jahren 1897—1898. (Jahrb. d. königl. preuß. geolog. Landesanst. f. 1898, CLXXXI—CLXXXIV.)

²⁾ F. C. Chamberlin, Classification of the pleistocene glacial formations. (Compte rendu du V. Congrès Geolog. Internat. Washington 1891.)

³⁾ R. D. Salisbury, Preliminary paper on drift of New Jersey 1892.

⁴⁾ F. Wahnschaffe, Beitrag zur Entstehung des oberen Diluvialsandes. (Jahrbuch d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1880. Berlin 1881, S. 340—345.)

Faciesbildung des Geschiebemergels zu betrachten, welche gleichzeitig mit oder erst nach der Ablagerung desselben entstand.

In großer Ausdehnung tritt der obere Sand namentlich in dem breiten Höhenrücken zwischen Elbe und Aller auf, dessen nordwestlicher Teil unter dem Namen der Lüneburger Heide bekannt ist. Der Geschiebereichtum dieses Gebietes ist an einigen, von der Kultur noch wenig berührten Stellen ein sehr bedeutender. Vor einigen Jahren hatte ich Gelegenheit, in der Schulenburgschen Forst, welche westlich von Klötze und nördlich von Cunrau in der Altmark gelegen ist, ein mit Kiefern bestanden gewesenes Gebiet zu beobachten, welches durch einen Waldbrand seiner Nadeldecke vollständig beraubt war, so daß die zahllosen, oft einen halben Meter im Durchmesser erreichenden Blöcke fast wie ein Steinplaster aus dem Boden hervorschauten. Die südlichen Gebiete der Altmark stellen außerordentlich öde, einjährige, wenig gegliederte Hochflächen dar, die auf meilenweite Erstreckung als alleinige oberflächliche Bildung den oberen Geschiebesand zeigen.

Auch Girard¹⁾ erwähnt von der Letzlinger und Colbitzer Heide in der Altmark das Vorkommen zahlreicher Geschiebe in den oberflächlichen Bildungen. Von dem Dollberg bei Vorwerk Dolle heißt es: „Die höheren Punkte am Rande des Hügels sind ganz bedeckt mit nordischen Geschieben, die jedoch nicht frei an der Oberfläche liegen, sondern von 2—4 Fuß gelbem Sand bedeckt werden. Man hat für den Bau der Chaussee von Dolle nach Stendal an einigen Punkten, besonders am sogen. Landsberge, eine ganz erstaunliche Menge Geschiebe auf einem kleinen Terrain herausgeschafft. Die Blöcke müssen wie das dichteste Pflaster unter der Oberfläche liegen. Ein einzelner großer Block, ungefähr 30 Fuß im Umfange, liegt südwestlich vom Landsberge und ist unter dem Namen des Bardensteins bekannt geworden.“ Dies ist offenbar derselbe Block, welchen Gruner in den Erläuterungen zu Blatt Schernebeck als den südwestlich vom Landsberge gelegenen „Backenstein“ besprochen und abgebildet hat. Er giebt von dem „Backenstein“ und dem unweit davon gelegenen „Altarstein“ folgende Größenverhältnisse an:

Gesamthöhe 2,75 m,	Umfang 15,70 m
",	2,47 ", 8,50 "

Als Beweis dafür, daß der obere Geschiebesand als ein Aequivalent des Geschiebemergels anzusehen ist, mag hier folgende Beobachtung dienen. Südlich der von Oebisfelde nach Rätzlingen führenden Chaussee liegt in der unter dem Namen der „Schinderkuhle“ bekannten Sandgrube ein oberer Geschiebesand auf geschichtetem feinerem Diluvialsande. Unter den Geschieben des ersten fand ich einen sehr schön geschrammten nordischen Quarzit-Sandstein. Allerdings gehören solche Funde im oberen Sande zu den Seltenheiten, da derselbe infolge seiner oberflächlichen Lagerung und seiner großen Durchlässigkeit den Einflüssen der Atmosphäriten in hohem Grade ausgesetzt ist, so

¹⁾ H. Girard, Die norddeutsche Ebene u. s. w., S. 117.

dass die Geschiebe vielfach angewitterte Oberflächen besitzen, auf denen sich eine vielleicht früher vorhanden gewesene glaciale Glättung oder Ritzung nicht erhalten konnte. Viele dieser Geschiebe, besonders die kleineren, zeigen außerdem deutlich gerundete Formen, so dass sie einen mehr oder weniger weiten Wassertransport erlitten haben müssen. Dass auch noch durch andere Umstände die Gestalt der Geschiebe in späterer Zeit mehrfach verändert worden ist, beweisen die an der Oberfläche des oberen Sandes häufig vorkommenden, jedoch nicht ausschließlich auf ihn beschränkten „Dreikanter“ oder „Pyramidalgeschiebe“, deren Entstehung auf den vom Winde getriebenen Sand zurückgeführt werden muss.

Wesentlich verschieden von den mehr gleichmäßig und ebenflächig ausgebildeten Geschiebemergelgebieten sind diejenigen, welche eine sehr mannigfache Oberflächengliederung besitzen und vom Verfasser¹⁾ als *Grundmoränenlandschaften* im eigentlichsten Sinne bezeichnet worden sind. Die Gliederung des Terrains wird dadurch hervorgerufen, dass die fast ausschließlich aus Geschiebemergel nebst seinen Verwitterungs- und Ausschlämmungsprodukten bestehende Oberfläche auf geringe Entfernung einen raschen Wechsel der Höhenunterschiede aufweist. Zwischen den zahllosen, in ganz unregelmäßiger, wirrer Anordnung hervortretenden wall- und kuppenartigen Anschwellungen des Terrains liegen ebenso viele Einsenkungen, die eine kleinstückige, zerschnittene Gestalt der Oberfläche verursachen. Die Bodenwellen umschließen unzählige kleine, meist mit Torf- und Moorbildungen erfüllte, rundliche Puhle oder Sölle und zahlreiche grössere, mehr oder weniger unregelmäßig gestaltete Moore und Seen. Diese Durchsetzung der Landschaft mit grösseren und kleineren Moorflächen, Puhlen und Seebecken ist zuweilen, wie in einigen Gebieten Ost- und Westpreußens, sowie Hinterpommerns, eine so dichte, dass die Geschiebemergelhochfläche auf der Karte fast siebartig durchlöchert erscheint. Der typische Charakter der *Grundmoränenlandschaft* findet sich im norddeutschen Flachlande vorzugsweise im Gebiete des baltischen Höhenrückens, so dass sie im großen und ganzen an diesen wie überhaupt an eine grössere Höhenlage gebunden erscheint. Oberflächenformen wie die eben geschilderten kennen wir aus dem östlichen Teile Schleswig-Holsteins, aus Mecklenburg, der Uckermark, Neumark, aus Hinterpommern, sowie dem Höhengebiete Ost- und Westpreußens. Einzelne kleinere Gebiete im nordöstlichen Posen scheinen nach den topographischen Karten zu urteilen gleichfalls *Grundmoränenlandschaft* zu besitzen.

Die grosse Menge der Puhle und Kessel in der Gegend von Boitzenburg in der Uckermark fiel schon im vorigen Jahrhundert J. E. Silberschlag²⁾ auf, welcher sie für Kratere hielt, aus denen die dort reichlich an der Oberfläche vorkommenden Feldsteine hervor-

¹⁾ F. Wahnschaffe, Zur Frage der Oberflächengestaltung im Gebiete der baltischen Seenplatte. Jahrbuch d. königl. preuß. geol. Landesanstalt für 1887. Berlin 1888, S. 163.

²⁾ J. E. Silberschlag, Geogenie oder Erklärung der mosaischen Erderschaffung nach physikalisch-mathematischen Grundsätzen. Berlin 1780, I. Teil, S. 10.

geschleudert sein sollten und sie demgemäß mit ringförmigen Wällen umgeben darstellte. Die Pfhule dieses von mir kartierten Gebietes sind in den meisten Fällen nicht in eine gleichmäßig ebene Platte eingesenkt, sondern sie bilden, dem Charakter der Grundmoränenlandschaft entsprechend, zahllose natürliche Bodeneinsenkungen zwischen den eng zusammentretenden und regellos angeordneten kurzen Bodenwellen und isolierten Kuppen der diluvialen Hochfläche¹⁾). Dieselbe ist, wie schon hervorgehoben, derartig wellig und kuppig modelliert, daß sie ganz den Eindruck eines wogenden Meeres macht. In Ostpreußen hat der Bewohner der nördlichen flacheren Landstriche dafür den sehr bezeichnenden Ausdruck „bucklige Welt“²⁾.

E. Geinitz hat nun die Entstehung aller dieser Pfhule und Sölle auf die ausstrudelnde Wirkung (Evorsion) der Gletscherwasser der Abschmelzperiode zurückführen wollen, doch ist diese Annahme nur zulässig in betreff der schon früher beschriebenen kesselartigen Vertiefungen innerhalb der Geschiebemergelplatte, welche, wie vorstehende Abbildung (Fig. 11) zeigt, auch im Gebiete des Höhenrückens nicht fehlen. Die große Mehrzahl der uckermärkischen Pfhule stellt dagegen ursprüngliche, bei dem Absatz der Grundmoräne entstandene Einsenkungen dar, welche bereits vorhanden waren, noch ehe die Abschmelzperiode auf das Relief der Seenplatte einwirken konnte. Während Geinitz das gegenwärtige Relief der Moränenlandschaft Mecklenburgs, infolge seiner Auffassung über die Entstehung der Pfhule oder Sölle, der Hauptsache nach als ein Produkt der erodierenden bzw. ausstrudelnden Thätigkeit der Schmelzwasser des Inlandeises beim Rückzuge desselben ansieht, habe ich nachgewiesen, daß wir es in der Uckermark mit einer unverletzten, durch Aufschüttung und Aufpressung von Glacialbildungen entstandenen Grundmoränenlandschaft zu thun haben, auf welche die Wasser der Abschmelzperiode keinen maßgebenden Einfluß ausgeübt haben. Diese Ansicht ist von Schröder und Keilhack bestätigt worden.

Durch die Kartierungsarbeiten in der Uckermark wurde festgestellt, daß die Decke des oberen Geschiebemergels den wellig entwickelten Sanden des Untergrundes aufgelagert ist, so daß demnach die Geschiebemergelkuppen nicht Anhäufungen der Grundmoräne sind, sondern in ihrem Kern aus geschichteten Sanden und Granden bestehen, welche häufig in Grubenaufschlüssen unter dünner Geschiebemergeldecke beobachtet werden konnten. Die Oberflächenformen dieser Grundmoränenlandschaft stehen daher in innigster Beziehung zur Gestaltung des diluvialen Untergrundes, den sie gewissermaßen abformen.

Eine interessante Abart der flachwelligen Grundmoränenlandschaft und einen Uebergang aus derselben in die stark kupierte stellen die Drumlins dar. Der Name, eine Diminutivform des irisch-keltischen Wortes Drum, wurde zuerst von M. H. Close 1866 auf solche Hügel

¹⁾ F. Wahnschaffe, Zur Frage der Oberflächengestaltung im Gebiete der baltischen Seenplatte. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1887.)

²⁾ H. Schröder, Ueber zwei neue Fundpunkte mariner Diluvialconchylien in Ostpreußen. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1885, S. 227.)

in Irland angewandt, die mehr oder weniger lang gestreckte, aus Grundmoränenmaterial bestehende und in der Richtung der Eisbewegung liegende elliptische Rücken darstellen. Während dieselben anfangs nur in den Glacialgebieten der britischen Inseln und Nordamerikas bekannt waren, sind sie neuerdings auch auf dem europäischen Kontinent, im nordischen und nordalpinen Glacialgebiete aufgefunden worden. Die beste Zusammenstellung über die bis zum Jahre 1888 reichende Litteratur über diese, in älteren Arbeiten als lenticular hills (H. C. Hitchcock) und mammillary hills (Chamberlin) bezeichneten Bildungen hat Upham¹⁾ geliefert.

Eine Eigentümlichkeit dieser Drumlins ist es, daß sie in gewissen Teilen der Glacialgebiete in großer Zahl vergesellschaftet auftreten, während sie in anderen ganz ähnlich ausgebildeten völlig fehlen. Im Innern Finnlands hatte schon Sederholm²⁾ 1—2 km lange, 10—15 m hohe, meist schmale, aus Geschiebelehm bestehende Hügel aufgefunden, die mit ihren Längsrichtungen den ehemaligen Bewegungsrichtungen des Landeises folgen und von ihm Moränenrücken genannt wurden. Im mittleren Livland hat dann Döß³⁾ eine echte Drumlinlandschaft von 25 km Länge und 20 km Breite nachgewiesen und ihre Entstehung eingehend besprochen. Er ist auch der Ansicht, daß gewisse esthändische „Åsar“, die sogen. Krofsåsar, welche nach der Beschreibung F. Schmidts und G. Holms aus Krofsteinsgrus bzw. Richk bestehen, mit Drumlins vielleicht identifiziert werden können. Auch aus Schweden beschrieb De Geer⁴⁾ entsprechende Grundmoränenformen unter dem Namen Radialmoränen aus den Provinzen Dalsland, Oestergötland und Nerike.

Im nördlichen Glacialgebiete der Alpen hat R. Sieger⁵⁾ die Drumlins zuerst in der Gegend des Bodensees aufgefunden; bald darauf sind sie durch Penck⁶⁾ zwischen dem Südende des Starnberger Sees und Weilheim, sowie in der Umgebung von Rosenheim und Salzburg beschrieben worden. Sie liegen hier am Rande der großen zentralen Depressionen der nordalpinen Gletscher, sind in Zügen angeordnet, die der Bewegungsrichtung des Eises entsprechen und stehen demnach senkrecht zu den dortigen Endmoränenwällen. Eine sehr eingehende Arbeit über die Drumlins verdanken wir J. Früh⁷⁾, in der

¹⁾ W. Upham, The structure of Drumlins. Proc. Boston Soc. of Natur. Hist., 1889, XXV, S. 228.

²⁾ J. Sederholm, Om istidens bildningar i det inre af Finland. Fennia I, Nr. 7. Helsingfors 1889, S. 46 u. 47.

³⁾ B. Döß, Ueber das Vorkommen von Drumlins in Livland. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellschaft, Jahrg. 1896, S. 1—13. Mit ausführlicher Litteraturangabe.)

⁴⁾ De Geer, Geolog. Föreningens i Stockholm Förhandlingar Bd. 17, Nr. 164, März 1895.

⁵⁾ R. Sieger, Zur Entstehungsgeschichte des Bodensees. Richthofen-Festschrift. Berlin 1893, S. 55.

⁶⁾ A. Penck, Morphologie der Erdoberfläche. Stuttgart 1894, II, S. 53.

⁷⁾ J. Früh, Die Drumlinlandschaft mit spezieller Berücksichtigung des alpinen Vorlandes. (Jahresber. d. St. Gallischen naturwiss. Ges. 1894—95. St. Gallen 1896, S. 1—72.)

er zu den bereits bekannten Drumlinlandschaften des alpinen Vorlandes noch eine ganze Reihe typischer Drumlinvorkommen aus der Nordschweiz zwischen Bodensee und Reuſthal beschreibt und auf einer Karte zur Darstellung bringt. Im norddeutschen Flachlande kennt man die Drumlins durch Keilhack¹⁾ bisher aus zwei Gebieten, nämlich aus der Provinz Posen innerhalb der Meſtischblätter Weine, Luschwitz und Polnisch Wilke, sodann aus dem vorderen Teile Hinterpommerns, wo sie innerhalb der Kreise Naugard, Saatzig, Pyritz und Greifenhagen ein Gebiet von etwa 80 Quadratkilometern einnehmen. Die Drumlins sind hier ausnahmslos auf schwach ansteigenden Flächen zur Ausbildung gelangt. In Bezug auf Gestalt und Größenverhältnisse besteht eine sehr große Mannigfaltigkeit, so daß große und kleine, zierliche und plumpe, rundliche und lang gestreckte, hohe und niedrige, lange und kurze Formen vorkommen. Innerhalb desselben Gebietes pflegen sich jedoch die einzelnen Typen gruppenweise anzusiedeln und andere ihnen sehr unähnliche auszuschließen. Das Verhältnis zwischen Breite und Länge variiert bei den einzelnen Typen im Durchschnitt zwischen $1:2\frac{1}{4}$, $1:3\frac{3}{4}$, $1:7$, $1:2\frac{1}{2}$, $1:8$. Die ungeheure Mehrzahl besitzt Höhen zwischen 5 und 15, nur einzelne erreichen im westlichen Teile des Gebietes 25—30 m. Die weit überwiegende Zahl der Drumlins ist parallel der Längsachse steiler abgeböscht als an den schmalen Seiten, und mehrfach besitzen die Längsseiten verschiedene Höhen, was besonders deutlich zum Ausdruck kommt, wenn die eine Längsseite von einem See, Moor oder Thal begrenzt wird, die andere nur durch eine flache Einsenkung von einem Nachbardrumlin getrennt wird.

Der innere Bau der hinterpommerschen Drumlins ist noch wenig bekannt, doch haben Keilhacks bisherige Beobachtungen ergeben, daß sie in überwiegender Zahl oberflächlich mit Geschiebemergel bekleidet sind, unter welchem aber bei einer ganzen Anzahl Hügel fluvio-glaciale Bildungen erbohrt werden konnten. Ein innerer, auf der Kuppe durchragender Sandkern ist ferner vielfach beobachtet worden, auch zeigte sich zuweilen Steilstellung der Schichten im Kern der Drumlins. Sie scheinen daher in diesem Falle den sogen. Durchdragungen nahe zu stehen, worauf ich noch zurückkommen werde.

Im ganzen inneren Teile der hinterpommerschen Drumlinlandschaft sind die Längsachsen von Nord nach Süd gerichtet, erst in dem, den Endmoränen zugekehrten Außenrande bemerkt man, wie die einzelnen Drumlinggruppen mehr oder weniger diese Richtung verlassen und nach Südost, Ost Südost, und in der Nähe der Oder auch nach Südwest umbiegen. In diesem Gebiet, wo keine Glacialschrammen vorkommen, bieten die auf den Endmoränenbogen zulaufenden Drumlins, wie Keilhacks Uebersichtskarte zeigt, einen Anhalt für die Bewegungsrichtung des Eises innerhalb dieses Lobus.

Was die Bildung der Drumlins anlangt, so gehören sie zweifellos zu den subglacialen Gebilden, bei deren Entstehung nach Ansicht der meisten Glacialisten die Aufschüttung bei weitem wirksamer war, als die Erosion. W. M. Davis vergleicht sie geistreich mit den Sand-

¹⁾ Keilhack, Die Drumlinlandschaft in Norddeutschland. (Jahrb. f. 1896.)

bänken eines weiten seichten Stromes. Nansen erklärt ihre Bildung durch Höhlungen an der Basis des Eises, die sich mit Grundmoränenmaterial füllten. Chamberlin¹⁾ ist gleichfalls von der subglacialen Entstehung der Drumlins überzeugt, da sich nach seinen Forschungsergebnissen in Grönland der Gletscherschutt fast ausschließlich auf die basalen Eisschichten beschränkt. Er sieht in dem mehrfach beobachteten Emporwölben des Gletschereises über niedrigen Felsbuckeln eine gewissermaßen gesetzmäßige drumlinartige Kurve, die vielleicht in der Mechanik der Eisbewegung begründet sei. E. v. Drygalski glaubt, daß die Drumlins durch Mächtigkeitsdifferenzen und Unterschiede der Schuttansammlung in den einzelnen Teilen des Eises zu erklären seien. Der früheren Ansicht Chamberlins, daß diese eigentümlichen Grundmoränenanhäufungen durch Aufragungen des Felsuntergrundes veranlaßt seien, ist Upham entgegen getreten, der an Drumlinprofilen der Gegend von Boston zeigte, daß die geographische Verteilung dieser Rücken von den topographisch hervortretenden Unebenheiten des älteren Gebirges unabhängig sei. Dagegen stellte Upham an günstigen, durch Meereserosion geschaffenen Aufschlüssen an der Küste von Scituate südöstlich von Boston fest, daß auch mächtige, geschichtete Massen von Sand, Grand und Thon (modified drift) im Kerne der Hügel vorkommen und an ihrem Aufbau teilnehmen. Auch Dofz hat in Livland einige Beobachtungen gemacht, die geschichtete Massen im Innern gewisser Hügel vermuten lassen.

R. S. Tarr²⁾ vertritt die bereits früher von Hitchcock aufgestellte, aber nicht zu allgemeiner Anerkennung gelangte Hypothese, daß ein wieder vorrückendes Inlandeis eine ältere Endmoräne in drumlinartige Formen umgewandelt und mit Till bedeckt habe. Tarr verweist einerseits, wie neuerdings auch Baltzer, auf die Ähnlichkeit der Drumlins mit den Roches moutonnées, woraus er die Schlusfolgerung zieht, daß erstere ebenfalls Erosionsformen seien und andererseits auf das Auftreten geschichteter Bildungen im Kern der Drumlins, das ihm für ihre Entstehung aus einer Endmoräne zu sprechen scheint. Er möchte sie daher eher zu den Zerstörungs- als zu den Aufschüttungsformen rechnen. Daß die Drumlins typisches Endmoränenmaterial in unserem Sinne enthalten, dürfte jedoch schwer nachweisbar sein. Einer ähnlichen Ansicht neigt N. O. Shaler³⁾ zu, indem er annimmt, daß die am Schlusse der ersten Glacialepoche freigelegten unregelmäßigen, stellenweise extrem mächtigen und während der Interglacialzeit der Wassererosion ausgesetzt gewesenen Tillablagerungen bei der letzten Ausbreitung des Binneneises wieder zu einem großen Teile abgetragen worden seien, wobei der Rest in der charakteristischen Form der Drumlins zurückblieb.

Was speziell die Entstehung solcher Drumlins anlangt, welche nach Keilhack einen gestörten Kern fluvio-glacialer Bildungen ein-

¹⁾ Chamberlin, Recent glacial studies in Greenland. (Bulletin of the Geological Society of America. 1895. Vol. 6, S. 216.)

²⁾ R. S. Tarr, The origin of Drumlins. (The American Geologist, Vol. XIII, June 1894, S. 393 ff.)

³⁾ Nach B. Dofz, Ueber das Vorkommen von Drumlins in Livland. (Zeitschrift d. deutsch. geol. Ges. 1896.)

schließen, so fragt es sich, wie diese Aufpressungen entstanden sein können. Während der eigentlichen Drumlinbildung kann dies kaum der Fall gewesen sein, da die Drumlins bekanntlich parallel der Eisbewegung in der Richtung des geringsten Widerstandes unter dem Inlandeise entstanden sein müssen, wodurch keine Aufpressung und Störung der unter der Grundmoräne lagernden fluvio-glacialen Bildungen hervorgerufen werden konnte. Ich bin daher der Ansicht, daß diese Art Drumlins aus schon vorhandenen Durchragnungs- und Aufpressungskuppen hervorgegangen sind und erst in einem späteren Stadium der Eisbewegung ihre drumlinartige elliptische Form erhalten haben.

Ueber die Entstehung der Grundmoränenlandschaft bestehen insfern Differenzen, als ich die Ansicht vertreten habe, daß sich diese Landschaftsform innerhalb einer ganzen Vereisungsepoke, also auch schon während des Vorrückens des Inlandeises entwickelt haben könne, während Schröder und Keilhack sie als eine Zone vielfacher Oscillationen des Gletscherendes ansehen, die wegen ihrer unmittelbaren Verknüpfung mit den Endmoränen in enge Beziehungen mit einem längeren Stillstande des rückschreitenden Eises gebracht werden müsse. Schröder neigt der Ansicht zu, daß die Grundmoränenlandschaft ihre Modellierung unter dem Eise und während langsamem Rückschreitens desselben erhalten habe; Keilhack erklärt sie durch die aufstauchende und zusammenfaltende Thätigkeit des als einseitige Belastung wirkenden Eisrandes, der während einer mehrmaligen Vorwärtsbewegung bei jeder neuen Oscillation nicht wieder dieselbe Lage einnahm. Dieser letzteren Auffassung zufolge wäre demnach die Entstehung der Grundmoränenlandschaft mehr vor als unter dem Eisrande zu denken.

Salisbury hat in seiner Besprechung der ersten Auflage dieses Buches Zweifel darüber geäußert, daß sich unter einem mächtigen Inlandeise hügelige Anhäufungen von Glacialschutt erhalten haben könnten. Er hält die Grundmoränenlandschaft, wie in dem Kapitel über die Endmoränen ausführlich dargelegt werden wird, zwar auch für eine subglaciale, jedoch ausschließlich im Randgebiete des Inlandeises entstandene „submarignale“ Bildung, steht also der Auffassung Schröders näher als der Keilhacks, auf die er sich beruft. Es sei jedoch hier vorweg bemerkt, daß diese Meinungsverschiedenheit zwischen Keilhack, Schröder und mir unsere völlige Uebereinstimmung in betreff der Endmoränen im Gegensatz zu Salisbury, der in der Grundmoranenlandschaft die eigentliche Endmoräne sieht, ganz unberührt läßt. Selbstverständlich gehören die Geschiebewälle und Staumoränen, die Åsar und Drumlins der Rückzugsperiode des letzten Inlandeises an; die Ablagerung der oberen Grundmoräne ging jedoch während der ganzen letzten Vereisungsperiode vor sich, und es konnten schon während des Vorrückens des Inlandeises auf der Seenplatte oder in anderen hochgelegenen Gebieten Formen entstehen, die denen der Grundmoränenlandschaft ähnlich sind. Meines Erachtens ist es durchaus nicht notwendig, dem vorrückenden Inlandeise unter allen Umständen die Wirkung zuschreiben, daß es derartige unregelmäßig abgelagerte oder zusammengeschobene und gestauchte Ablagerungen beim Ueberschreiten stets völlig glatt walzen und einebnen müsse, da das Gletschereis vermöge

seiner hinreichend bekannten Plasticität sich den Unebenheiten seines Bodens gegebenen Falles sehr gut anzupassen vermag. So ist z. B. Tarr¹⁾ der Ansicht, daß die unterste Schicht des Gletschereises in Bodeneinsenkungen stagnieren kann und dieselben auf diese Weise zu konservieren vermag. Ferner geht aus den Beobachtungen von Chamberlin²⁾ und Tarr³⁾ hervor, daß die untersten Eisschichten sich über Felsbuckeln und Schuttanhäufungen ihres Untergrundes emporwölben und eine drumlinartige Form annehmen. Das Erosionsvermögen des Inlandeises wird dadurch keineswegs in Frage gestellt, denn das Eis wird um so mehr erodieren, je größer seine Bewegungsfähigkeit ist, und es wird um so mehr ablagern, je langsamer seine Bewegung und je dichter die Schuttbelastung seiner Basis geworden ist. In dem Ostseebecken, dem Gebiete der zentralen Depression des skandinavischen Inlandeises, war seine Thätigkeit eine vorwiegend erodierende, im Randgebiete der Depression eine vorwiegend aufschüttende. Beide Thätigkeiten kann es an verschiedenen Punkten nebeneinander entfalten. Diese Doppelnatür des Glacialphänomens, welche der Deutung so viele Schwierigkeiten bereitet, hat ihr Seitenstück in der zweifachen Natur des Gletschereises, welches sowohl plastisch als auch spröde ist.

Schließlich sei noch darauf hingewiesen, daß Grundmoränenlandschaften auch unabhängig von Endmoränen vorkommen, z. B. in gewissen Teilen von Pommern (südlich Falkenburg und Neustettin) und Posen und nach R. Credner auf Rügen. Zwar möchte Keilhack neuerdings in der Grundmoränenlandschaft, auch wenn ihr die Endmoräne fehlt, Anzeichen für die von ihm angenommenen Stillstandslagen des Eises, die er zu den norddeutschen Urströmen in Beziehung setzt, sehen, doch bedürfen diese Stillstandslagen noch der genaueren Nachprüfung. Auch ist einerseits zu erwägen, daß wir nicht wissen können, bis zu welchem Betrage die Grundmoränenlandschaft bei der Entstehung der Endmoränen durch die reichlich mitwirkenden Schmelzwasser denudiert und durch die vorgeschütteten Gräne und Sande eingeebnet worden ist, während andererseits Endmoränen in ganz flachen Grundmoränengebieten, wie im südlichen Posen, vorkommen.

Wir wollen uns nun dem baltischen Höhenrücken selbst zuwenden, der nicht nur durch die in seinem Bereich ausgezeichnet entwickelten Moränenlandschaften, sondern auch durch seinen ganzen geographischen Verlauf unsere Aufmerksamkeit in hohem Grade in Anspruch nimmt. Das Inlandeis, welches nach Ausfüllung des Ostseebeckens gegen die Süd- und Westküste desselben heranflutete, übte infolge des Widerstandes, den die den Rand des Beckens bildenden älteren Schichten boten, eine zertrümmernde, erodierende, abtragende und zusammenschließende Wirkung aus, so daß die obersten Schichten der vordiluvialen Ablagerungen gefaltet, mitgeschleppt und überschoben wurden, wofür wir vorzügliche Beispiele an den schon beschriebenen Störungen

¹⁾ Ralph S. Tarr, The Margin of the Cornell Glacier. (The American Geologist, Vol. XX, September 1897, S. 152—153.)

²⁾ Chamberlin, Recent glacial studies in Greenland. (Bulletin of the Geological Society of America. Vol. 6, 1895, S. 208, Fig. 11 u. 12.)

³⁾ Tarr, The Margin of the Cornell Glacier. Taf. XII, Fig. 2.

der Kreide und des Tertiärs von Finkenwalde besitzen. Allerdings sind wir, wie im vorhergehenden gezeigt wurde, nicht mehr berechtigt, die tiefergehenden Störungen der Kreide von Mön und Rügen mit Johnstrup als großartige Ueberschiebungen von Kreideschollen anzusehen und auf die Druckwirkungen des Inlandeises zurückzuführen, dagegen sind oberflächliche Schichtenstörungen der letzteren Art auch auf Rügen und in Schonen durch Dames sicher nachgewiesen worden¹⁾. Der reichliche Kalkgehalt der norddeutschen Diluvialbildungen ist ein Beweis dafür, daß die Kreide in hohem Maße vom Inlandeise verarbeitet sein muß. Aber nicht nur auf den älteren Untergrund wirkten die am Südrande des Ostseebeckens sich stauenden Eismassen störend ein, sondern auch die dem Eise durch die Schmelzwasser vorgelagerten Aufbereitungsprodukte der Moränen, die fluvio-glaciale Grande, Sande, Thone und Mergelsande wurden durch den Schub des Inlandeises aufgepreßt und gefaltet. Namentlich läßt sich diese Wirkung an denjenigen Sanden deutlich nachweisen, welche unter dem oberen Geschiebemergel liegen und denselben häufig in kurzen Wellen und vereinzelten Hügeln von kuppelförmigem Aufbau durchragen. Dieselben können sowohl durch die Schmelzwasser der sich zurückziehenden ersten Vereisung, als auch durch diejenigen der vorrückenden zweiten abgesetzt sein. Die ursprünglichen Unregelmäßigkeiten, welche schon die Aufschüttungen der mit wechselndem Wasserzufluß versehenen Gletscherströme zeigten und durch die Erosion fließenden Wassers vermehrt wurden, steigerten sich noch, als das Eis seine Grundmoräne darüber hinwegschob, Aufpressungen und Stauchungen hervorrief, durch unmittelbare Glacialerosion vorhandene Rinnen vertiefe oder auch durch Anhäufung von Grundmoränenmaterial teilweise ausfüllte. Ich glaube mithin annehmen zu dürfen, daß das Relief der Grundmoränenlandschaft, welche in großer Breite innerhalb des baltischen Höhenrückens entwickelt ist, bereits durch das vorrückende Inlandeis der letzten Glacialzeit vorgebildet wurde, während es beim Rückzuge desselben, als ein Stillstand auf dem baltischen Höhenrücken eintrat und zur Bildung von Endmoränen Veranlassung gab, seine letzte Ausprägung erhielt.

Keilhack²⁾ hielt früher das Vorhandensein eines beträchtlich aufragenden Kernes von älterem Gebirge unter dem baltischen Höhenrücken Hinterpommerns für sehr zweifelhaft, da die ihm bisher bekannt gewordenen Tiefbohrungen bei Persanzig, Bublitz und Zeblin ein bis zu 96 m mächtiges und mindestens bis zu 49 m über dem Meeresspiegel hinabreichendes Diluvium ergeben haben, ohne ältere Schichten anzutreffen. Obwohl, wie ich früher ausgeführt habe, die Oberflächengestaltung des Landrückens im einzelnen nur in seltenen Fällen mit dem Aufragen des älteren Gebirges etwas zu thun hat, sondern vorzugsweise als ein Ergebnis der Eiszeit anzusehen ist, so ist für gewisse Teile dieses Gebietes ein Kern vorquartärer Ablagerungen sicher nachgewiesen worden. Ich verweise hier auf die Untersuchungen

¹⁾ Dames, Geologische Reisenotizen aus Schweden. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., XXXIII, 1881, S. 412.)

²⁾ Keilhack, Der baltische Höhenrücken in Hinterpommern und Westpreußen, S. 193 u. 213.

von E. Geinitz in Mecklenburg, auf die Kreidevorkommen in der Uckermark bei Potzlow, Schmölln und Grimme, auf das Tertiär bei Röpersdorf am westlichen Rande des Uckerthales, auf das Tertiär der Buchheide bei Finkenwalde, am Schwarzwasser bei Konitz in Westpreußen und bei Heilsberg in Ostpreußen. Auch muß die Ansicht Keilhacks, welche im baltischen Höhenrücken ein Oscillationsgebiet der letzten Vereisung sieht und den Stillstand des Eisrandes auf die niedrigere mittlere Jahrestemperatur in jenem Höhengebiete zurückführt, schließlich ebenfalls den Höhenrücken als vorhanden betrachten, ehe sich die Moränenlandschaft bildete, da die Erhebung nicht gleichzeitig Ursache (infolge geringerer Jahrestemperatur) und Wirkung (Oscillation) des Eisstillstandes gewesen sein kann. Bemerkt sei hier, daß schon Berendt¹⁾ die niedrigere mittlere Jahrestemperatur auf dem baltischen Höhenrücken in Ostpreußen als Ursache für die längere Erhaltung des Gletschereises in diesem Gebiete ansah. Er wollte von der erwähnten Thatsache, die sich noch heutzutage in dem längeren Verweilen der Schneedecke in jenen Gebieten bemerkbar macht, auf die Möglichkeit selbständiger Gletscher auf dem baltischen Höhenrücken schließen zu einer Zeit, als das Eis sich bereits weiter nach Norden zurückgezogen hatte.

Wie groß nun auch der Einfluß vordiluvialer Schichten auf die Gestaltung des baltischen Höhenrückens gewesen sein mag, so muß doch zugegeben werden, daß der durch das Auftreten des älteren Gebirges dem vorrückenden Inlandeise gebotene Widerstand allein die Entstehung des baltischen Höhenrückens nicht erklärt, vielmehr liegt nach meiner Ueberzeugung die maßgebende Ursache dafür in der großen zentralen Depression des skandinavisch-norddeutschen Glacialgebietes, in dem Ostseebecken selbst, zu dessen West- und Südrande die Seenplatte in ihrem ganzen Verlauf deutliche Beziehungen hat. Meine Auffassung ist daher, daß das Inlandeis beim Hindurchgehen durch eine große Bodeneinsenkung nach Ueberwindung derselben zur Anhäufung und Zusammenschiebung von Schuttmaterial an deren jenseitigem Rande veranlaßt wird, wodurch derartige als Moränenlandschaft bekannte Oberflächenformen entstehen können. Erhebungen des älteren Gebirges haben ohne Zweifel teilweise den Kern für diese Ansammlungen diluvialer Massen abgegeben und den Verlauf der einzelnen Teile des Höhenrückens wahrscheinlich beeinflußt. Die Seenplatte selbst aber entstand infolge der Schwierigkeiten, welche das Ostseebecken der Ausbreitung des Inlandeises entgegenstellte. Die durch das vorhandene Gefäß vom skandinavischen Gebirgsmassiv her verstärkte Bewegung der Eismassen reichte aus, um den mitgeschleppten Bodenschutt durch das Becken hindurch zu transportieren, mußte jedoch bei der Ersteigung des jenseitigen Randes mehr und mehr nachlassen, bis dort, wo die größte Verlangsamung der Eisbewegung eintrat, die stärkste Anhäufung von Glacialbildungen und zu gleicher Zeit die bedeutendste Zusammenschiebung derselben stattfand.

¹⁾ G. Berendt, Die Sande im norddeutschen Tieflande und die große diluviale Abschmelzperiode. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1881. Berlin 1882, S. 494—495.)

E. v. Drygalski¹⁾ stimmt diesen Ausführungen zu, indem er schreibt: „Ich halte die Auffassung von Wahnschaffe, daß die Grundmoränenlandschaft am äußeren Rande von größeren Bodeneinsenkungen dadurch zur Ausbildung kommt, daß das Inlandeis nach dem Durchschreiten der letzteren an Transportkraft verliert und seine Massen reichlicher aufschüttet, für durchaus zutreffend. Auch müssen beim Aufwärtsströmen an dem äußeren Rande der Senke die stauenden Kräfte besonders zur Geltung kommen, weil dieselben dort in dem Untergrunde ein Hindernis finden.“ Wenn freilich v. Drygalski im folgenden den Endmoränen eine ganz gleiche Entstehung zuschreibt, wie der Grundmoränenlandschaft, nämlich durch Aufhäufung von Grundmoränenmaterial in den dünneren Teilen des Eises, die für die Endmoränen im äußersten Rande, für die Grundmoränenlandschaft jenseits einer Senke, wo das Eis dünner ist als in dieser selbst, liegen, so kann ich nicht zugeben, daß dies eine ganz gleiche Entstehung sei, wie ich ihm auch nicht zuzugeben vermag, daß der Unterschied zwischen Åsar und Durchragungsmoränen nur durch die Größe der Druckwirkung des Eises bedingt sei.

Fassen wir jetzt noch einmal kurz zusammen, was für die Entstehung des baltischen Höhenrückens und seiner Oberflächenformen maßgebend gewesen sein kann, so ist zu nennen:

1. Die mindestens bis auf die erste Interglacialzeit zurückweisende, auf die Bewegung des Inlandeises beschleunigend wirkende Depression des Ostseebeckens mit den randlichen Erhebungen älterer, bereits disloziert er Schichten, welche die Ausbreitung des Inlandeises nach S. verlangsamten und die Ablagerung von Schuttmaterial begünstigten.

2. Die Aufpressungen und Zusammenschiebungen, welche das Inlandeis beim Vorrücken über diese randlichen Erhebungen sowohl an vorglacialen als auch an glacialen Bildungen hervorbrachte.

3. Der Stillstand des Eisrandes während des Rückzuges der letzten Vereisung, welcher im Gebiete des baltischen Höhenrückens zur Bildung von besonders gut und zusammenhängend entwickelten Endmoränen führte, weil die stauende Kraft des Höhenrückens die Eismassen zu einem langen Aufenthalt mit mehreren Etappen zwang.

Es besteht daher meines Erachtens ein genetischer Zusammenhang sowohl zwischen dem Ostseebecken und dem Höhenrücken einerseits, als auch zwischen beiden und den Endmoränen andererseits. Dieser Zusammenhang ist u. a. deutlich ersichtlich in dem die Eisbewegung begünstigenden Einfluß der pommerschen Bucht, der in dem tief nach Süden vorgeschobenen Verlauf der baltischen Endmoräne in der Uckermark und Neumark erkennbar wird.

b) Endmoränen.

Zu den wichtigsten Ergebnissen der Glacialforschung in dem letzten Jahrzehnt gehört die Auffindung und Verfolgung der Endmoränenzüge des norddeutschen Flachlandes, sowie die Erkenntnis der Bedeutung,

¹⁾ Grönland-Expedition S. 532 u. 530.

die dieselben für die Entwicklung der Oberflächengestalt unseres Gebietes erlangt haben. Während schon früher durch Boll¹⁾ in Mecklenburg die Geröllstreifen bekannt geworden waren und der Eberswalder Geschiebewall schon die Aufmerksamkeit von Klödens²⁾ und Girards³⁾ erregte, ist es doch zuerst Johnstrup⁴⁾ gewesen, der den hügeligen Geschiebesandgürtel Schleswig-Holsteins als eine Endmoräne der Eiszeit auffaßte. Wenn auch der Geschiebewall der Gegend von Joachimsthal und Liepe an der Oder von Helland⁵⁾, Berendt⁶⁾ und Busse⁷⁾ bald nach dem Bekanntwerden der Torellschen Inlandeisttheorie als eine Endmoräne aufgefaßt worden war, so beginnen die bedeutsamen Forschungen über den Zusammenhang, den Verlauf, inneren Aufbau und die Altersstellung der Endmoränenzüge erst mit der Inangriffnahme der geologischen Kartierung der Uckermark und Hinterpommerns von seiten der preußischen geologischen Landesanstalt. Diese Arbeiten bildeten den Ausgangspunkt für die weitere Verfolgung der Endmoränenzüge durch das ganze norddeutsche Flachland, und wenn auch diese Untersuchungen in gewissen Teilen von Ost- und Westpreußen, sowie in dem Gebiet westlich der Elbe noch nicht zum Abschluß gelangt sind, so lassen doch die bisherigen Feststellungen bereits klar erkennen, daß diese Endmoränenzüge Stillstandsperioden des sich zurückziehenden Eisrandes der letzten Inlandeisbedeckung darstellen, und daß ihnen nicht die Bedeutung von solchen Endmoränen zukommt, die die Maximalausdehnung, mit anderen Worten die Grenze des Eises in den verschiedenen Perioden der Eiszeit anzeigen würden.

Die am besten erhaltenen und am deutlichsten ausgeprägten Endmoränenzüge sind diejenigen des baltischen Höhenrückens, die von der Nordgrenze Schleswig-Holsteins bis nach Westpreußen in einem fast ununterbrochenen Gürtel in einer Länge von 1000 km verfolgt worden sind, und von denen man einige gut untersuchte Teilstücke auch bereits in Ostpreußen nachgewiesen hat. Weitere, in nicht so deutlichem Zusammenhange stehende Endmoränenzüge sind im südlichen Teile der Neumark und in der Provinz Posen bekannt geworden. Auch westlich der Weser wurden durch J. Martin⁸⁾ grandige Hügelrücken als Endmoränen gedeutet. Wir beginnen unsere Beschreibung an der Hand der beigefügten Uebersichtskarte (Beilage 2) mit den großen Endmoränenzügen des baltischen Höhenrückens, die zuletzt gebildet wurden und in

¹⁾ E. Boll, *Geognosie der deutschen Ostseeländer zwischen Eider und Oder*. Neubrandenburg 1846, S. 104 ff.

²⁾ v. Klöden, *Beiträge zur min. u. geogn. Kenntnis der Mark Brandenburg*. V. Stück, S. 49.

³⁾ H. Girard, *Die norddeutsche Ebene u. s. w.* S. 192.

⁴⁾ Johnstrup, *De geognostiske Forhold i Jylland* S. 479.

⁵⁾ A. Helland, *Ueber die glacialen Bildungen der nordeuropäischen Ebene*. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1879, S. 104.)

⁶⁾ G. Berendt, *Gletschertheorie oder Drifttheorie in Norddeutschland*. (Ibid. S. 19.)

⁷⁾ M. Busse, *Die Mark zwischen Neustadt-Eberswalde, Freienwalde, Oderberg und Joachimsthal*. Berlin 1877.

⁸⁾ J. Martin, *Diluvialstudien. II. Das Haupteis ein baltischer Strom*. (X. Jahresber. d. naturwiss. Ver. zu Osnabrück.)

ihrer Gesamtheit als „baltische Endmoräne“ bezeichnet werden können, besonders auch aus dem Grunde, weil sie im allgemeinen parallel zur südlichen Umrundung des Ostseebeckens verlaufen. Der Parallelismus der Küstenlinie und der Endmoränenzüge ist ein so bemerkenswerter, daß, wie auch Schröder¹⁾ hervorhebt, eine genetische Beziehung zwischen beiden vorhanden sein muß.

Als eine charakteristische Eigenschaft der Endmoränen hatte zuerst Berendt bei der Kartenaufnahme der Joachimsthal-Templiner Gegend das wall- und rückenartige Auftreten von Blockanhäufungen erkannt. Dazu kamen ferner die mehr ausgebreitete Geschiebebeschützung, die Aneinanderreihung von konvex nach außen, d. h. nach dem eisfreien Gebiet zu gekrümmten Bogenstücken der Endmoränenzüge, das etappenweise Auftreten derselben, das flache sandige Vorland und die gestauchte Grundmoränenlandschaft hinter der Endmoräne, d. h. in dem vom Eise bedeckten Gebiete, sowie das Vorkommen von Stauseen²⁾. Diese Merkmale waren zuerst bei der Verfolgung der Endmoränenzüge maßgebend, später erkannte Schröder, wie wir sehen werden, daß dieselben auch noch andere Ausbildungsformen besitzen können.

Die Endmoränen Schleswig-Holsteins sind neuerdings von C. Gottsche³⁾ in einem 240 km langen Zuge von der dänischen Grenze bei Haraldsholm und Jels bis zur Lübecker Bucht bei Süsel verfolgt und auf einer Uebersichtskarte im Maßstab 1 : 75 000 zur Darstellung gebracht worden. Während die Luftlinie zwischen den genannten Endpunkten nur 175 km beträgt, verdankt die Endmoräne ihre längere Ausdehnung dem Umstände, daß sie sich aus kleineren und größeren, nach Westen oder Südwesten gekrümmten Bogenstücken zusammensetzt, deren Radien der ehemaligen Bewegung des Inlandeises in seinem Randgebiete entsprechen.

Schon Bruhns und Meyn hatten auf das Vorkommen ungeheuerer Geschiebekenke, die zu Hügeln und Hügelketten aneinander gereiht sind, in Schleswig-Holstein hingewiesen, aber erst von Johnstrup, Haas, Zeise, Salisbury und Berendt ist das Vorhandensein von wirklichen Endmoränen erkannt worden. Gottsche war es vorbehalten, dieses Phänomen in seiner Gesamtheit zu verfolgen. Nach ihm weist die Endmoränenkette drei größere, zum Teil den Buchten der Ostseeküste entsprechende Lücken auf, von denen die größte, 14 km betragende im Grunde der Apenrader Föhrde, die zweite, 9 km breite im Grunde der Flensburger Föhrde sich befindet, während die dritte, 4 km breite durch das Eiderthal gebildet wird. Ihrer Ausbildung nach tritt die Endmoräne in Form von Geschiebepackungen, Steinbestreuungen und besonders steinreichen Gebieten hervor. In vielen Fällen ist sie in deutlichen Kämmen und Wällen, zuweilen auch in isoliert liegenden Kuppen entwickelt. Eine sehr gute Anschauung von der inneren Struktur dieser

¹⁾ Neuere Forschungen auf dem Gebiete der Glacialgeologie. Schröder, Aufschüttungsformen des Inlandeises S. 89.

²⁾ Vgl. Jahrbuch d. königl. preuß. Landesanstalt f. 1887.

³⁾ C. Gottsche, Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. 1. Th. (Mitteil. d. geograph. Ges. in Hamburg, Bd. XIII.)

Blockpackungen gewähren die von Gottsche seiner Arbeit beigefügten Lichtdrucktafeln. Die Höhenlage der Endmoränen ist eine sehr wechselnde, sie bewegt sich zwischen 10 und 150 m über dem Meere, bleibt jedoch gewöhnlich erheblich zurück gegenüber den Erhebungen in den weiter östlich gelegenen, meist von Geschiebemergel bedeckten Gebieten. Vor der Endmoräne, d. h. nach Westen hin, breiten sich in der Regel ebene, steinarme Sandflächen aus, die den Absätzen der dem Eisrande entströmenden Schmelzwasser ihre Entstehung verdanken. In diesem Vorlande kommen in Abständen von 10—40 km von der Endmoräne vereinzelte Steinpackungen und Gebiete mit größerem Steinreichtum vor, die aller Wahrscheinlichkeit nach eine zum größten Teile zerstörte äußere Rückzugsmoräne derselben Vereisung darstellen.

Während der Endmoränenzug in Schleswig bis Rendsburg parallel der nord-südlichen Erstreckung der jütischen Halbinsel verläuft, findet von diesem Punkte ab, entsprechend dem nordwest-südöstlichen Verlauf der Küstenlinie zwischen der Eckernförder und Lübecker Bucht ein Umbiegen des Endmoränenzuges in diese Richtung hinein statt.

Die mecklenburgischen und uckermärkischen Endmoränenzüge schließen sich unmittelbar an diejenigen Schleswig-Holsteins an und behalten das nordwest-südöstliche Hauptstrecken bis zur Oder hin bei. Im Anschluß an die schon früher durch Boll erkannten Geröllstreifen hatte Geinitz¹⁾ bereits im Jahre 1886 zehn parallele, ganz schematisch dargestellte Geschiebestreifen, die das Land in Nordwest-Südostrichtung durchziehen sollten, als Endmoränen aufgefaßt, ohne jedoch dabei die wallartig hervortretenden Endmoränenzüge von der dahinter und dazwischen befindlichen, noch reich mit Blöcken versenen Grundmoränenlandschaft zu trennen. Erst in einer neueren Arbeit, die die Endmoränen Mecklenburgs behandelt²⁾, hat er eine genaue Beschreibung und kartographische Darstellung der verschiedenen Endmoränenzüge im Anschluß an die vorher in der Uckermark ausgeführten Forschungen und die dabei gewonnenen Anschauungen gegeben³⁾. Geinitz gliedert die mecklenburgischen Endmoränen in die nördliche Hauptmoräne, die südliche Hauptmoräne, die südlichen Außenmoränen und die nördlichen Moränenreste.

Die nördliche Hauptmoräne schließt sich bei Kalkhorst und Dassow südlich der Lübecker Bucht und nur durch diese unterbrochen an die schleswig-holsteinischen Endmoränen an. Sie läßt sich in einem zusammenhängenden Zuge von 225 km Länge bis in die Gegend von Feldberg verfolgen und wird dort unmittelbar durch den südlichsten uckermärkischen Moränenzug fortgesetzt. Ganz wie beim schleswig-holsteinischen Moränengürtel besteht dieser nördliche Zug aus einer

¹⁾ F. E. Geinitz, Die mecklenburgischen Höhenrücken (Geschiebestreifen) und ihre Beziehungen zur Eiszeit. (Diese Forschungen Bd. I, Heft 5, 1886.) —

²⁾ Derselbe, Die Endmoränen Mecklenburgs. (Landwirtschaftl. Annalen 1894, Nr. 20—26, 31—33, 35—36. Rostock.) — Sodann Geologischer Führer durch Mecklenburg. (Berlin, Gebrüder Borntraeger, 1899.)

³⁾ Berndt und Wahnschaffe, Ergebnisse eines geologischen Ausfluges durch die Uckermark und Mecklenburg-Strelitz. (Jahrbuch d. königl. preuß. geol. Landesanstalt für 1887, S. 367.) Vgl. ferner die 1. Auflage dieses Buches S. 109.

Reihe von Bogenstücken, die besonders in der Gegend zwischen Wismar und Schwaan weit nach Norden zurückgreifen. Die verschiedenen Einzelbögen sind von Geinitz zu sechs Hauptstrecken vereinigt worden, die nach den sie berührenden Ortschaften folgendermaßen benannt worden sind: 1. Kalkhorst-Bäbelin, mit der wismarschen Bucht dahinter; 2. Bäbelin-Krävtsee, mit dem Gebiet der Recknitz und Warnow; 3. Krävtsee-Panschenhagen, mit dem Gebiet der Peene; 4. Panschenhagen-Möllenhagen; 5. Möllenhagen-Blumenholz, mit dem Gebiet der Tollense im Hinterlande; 6. Blumenholz-Feldberg.

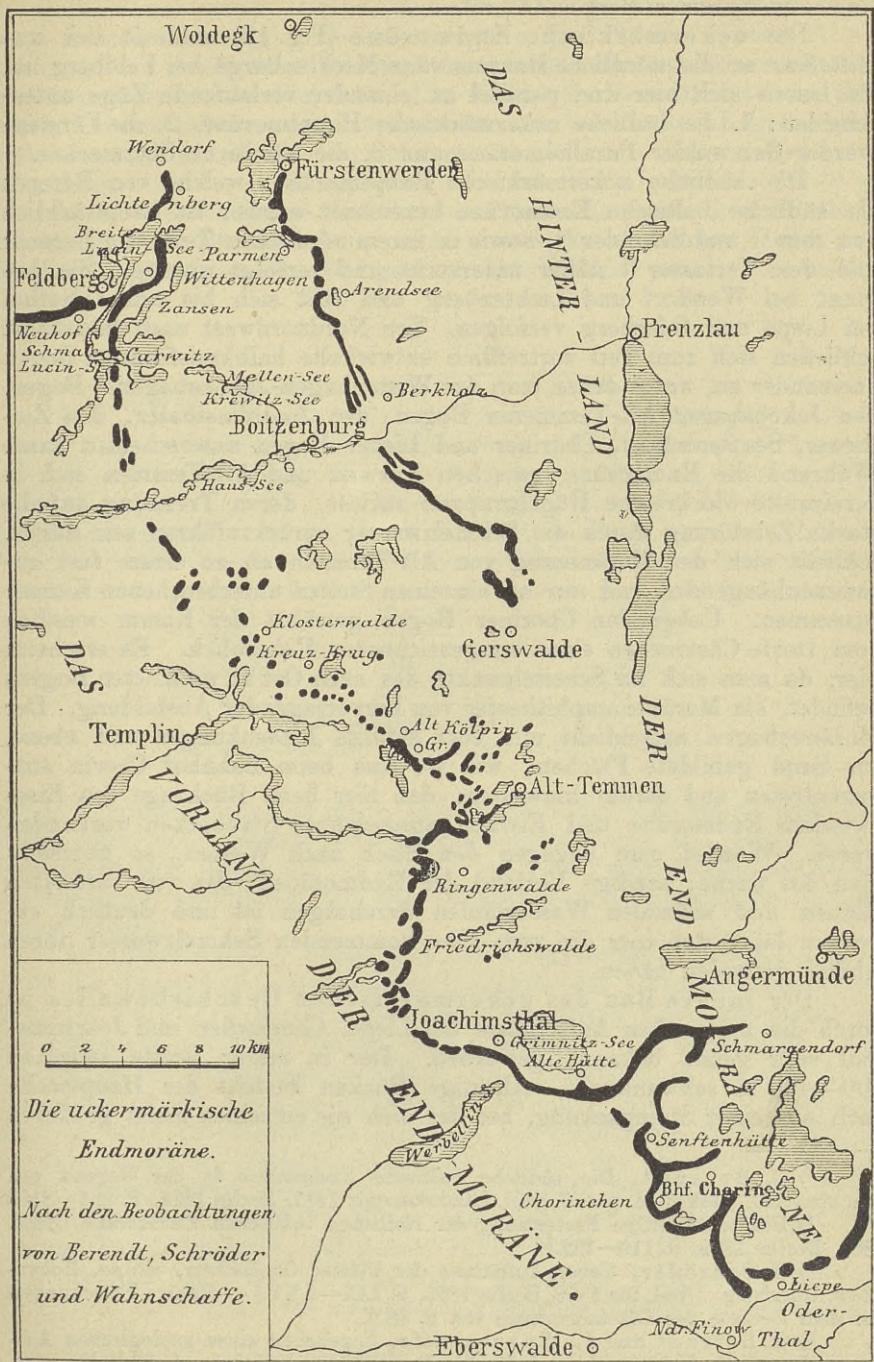
Um nur einige Punkte herauszugreifen, so ist der wallartige Charakter der Endmoräne und das Auftreten deutlicher Blockpackungen besonders schön im Pieversdorfer Holz, im Warensberg (102 m) westlich von Friedrichsfelde, zwischen Blücherhof und Kloxin, bei Eickerberg und Laase, in der Neukloster Forst und bei Schimm zu beobachten. Bei Freidorf tritt der Gegensatz zwischen der Landschaft des Moränengürtels mit seinem Hinterlande und der sich außerhalb anschließenden Sandrebene auf das schärfste hervor.

Die südliche Hauptmoräne zieht sich etwa in einem Abstande von 30 km südlich von der nördlichen Hauptmoräne auf dem Südrande der mecklenburgischen Seenplatte hin. Wenn sie auch nicht so zusammenhängend erscheint wie die nördliche, so ist sie doch trotz mehrfacher Unterbrechungen als ein einheitlicher Zug zu betrachten und von Geinitz vom Segrähner Berg bis Fürstenberg auf eine Länge von 210 km nachgewiesen worden. Die Unterbrechungen erklärt er zum größeren Teil durch spätere Uebersandung und Verwaschung, während zum geringeren Teil eigentliche Endmoränenkämme wahrscheinlich überhaupt nicht an jenen Stellen entwickelt waren. Ebenso wie die nördliche, setzt sich die südliche Hauptmoräne aus einer Reihe aneinander schließender Bogenstücke zusammen, die mit denjenigen der nördlichen Hauptmoräne eine auffallende Parallelität besitzen, und deren konvexe Seiten ebenso wie bei jenen nach Südsüdwest gerichtet sind. Es lassen sich folgende Hauptbogen unterscheiden: 1. Segrähn-Steinbeck; 2. Steinbeck-Welzin; 3. Welzin-Schwerin; 4. Schwerin-Venzkow; 5. Venzkow-Leizen; 6. Leizen-Zempow, 7. Zempow-Fürstenberg. Vergleicht man die Höhenverhältnisse des von den beiden Endmoränen durchzogenen Gebietes, so ergiebt sich, daß dieselben sehr häufig die höchsten Punkte einnehmen. Es verdient hervorgehoben zu werden, daß die mecklenburgische Seenlandschaft sich zwischen den beiden Hauptmoränen befindet, so daß die größten Seen und die sich daran anschließenden Niederungen im Norden und Süden von Endmoränen begrenzt werden.

Die südliche Außenmoräne stellt vereinzelte, durch besonderen Geschieberekichtum sich auszeichnende Gebiete dar, in welchen an einigen Stellen auch wirkliche typische Endmoränen entwickelt sind. Ein solcher deutlicher Endmoränenzug setzt hinter den Höhen des Sonnenberges bei Parchim ein und zieht sich über das Gebiet der Martinz-Höhen und des Ruhner Berges (178 m).

Die nördlichen Moränenreste zeigen der Hauptsache nach geschiebereiches Grundmoränengebiet und nehmen nur im Südosten den reineren Endmoränencharakter an. Der Verlauf dieses Zuges hat unge-

Fig. 12.



fähr folgende Richtung: Diedrichshäger Berge - Bröbberow - Teterow - Ramelow-Bröhmer Berge (132 m).

Die uckermärkische Endmoräne (Fig. 12) schließt sich unmittelbar an die nördliche Hauptmoräne Mecklenburgs bei Feldberg an. Es lassen sich hier drei parallel zu einander verlaufende Züge unterscheiden: 1. die südliche uckermärkische Hauptmoräne, 2. die Fürstenwerder-Gerswalder Parallelmoräne und 3. die nördliche Staumoräne.

Die südliche uckermärkische Hauptmoräne, welche von Berendt als südliche baltische Endmoräne bezeichnet wurde, ist hauptsächlich von ihm¹⁾ und Schröder²⁾, sowie in ihrem nördlichen Teile von Berendt und dem Verfasser³⁾ näher untersucht und verfolgt worden. Sie beginnt bei Wendorf und Lichtenberg und läßt sich bis zum Oderthal bei Liepe und Oderberg verfolgen. Von Nordnordwest nach Südost schließen sich zum Teil vortrefflich entwickelte halbkreisförmige Bogen aneinander an, unter denen man den Wittenhagen-Jakobshagener Bogen, den Jakobshagen-Alt-Temmener Bogen, den Joachimsthaler, den Ziethener, Senftenhütter, Choriner und Lieper Bogen unterscheiden kann. Während die Endmoräne zwischen Karwitz und Alt-Temmen sich in vereinzelte blockreiche Hügelgruppen auflöst, deren Trennung auf die starke Zerstörung durch die Schmelzwasser zurückzuführen sein dürfte, schließt sich der Moränenzug von Alt-Temmen ab zu einem fast zusammenhängenden und nur an einzelnen Stellen unterbrochenen Kamm zusammen. Ueber den Choriner Bogen gewährt der Kamm westlich vom Dorfe Chorinchen einen ausgezeichneten Ueberblick. Es erscheint hier, da man sich im Scheitelpunkte des nach Ost zu geöffneten Bogens befindet, ein Moränenamphitheater von hervorragender Ausbildung. Der Moränenbogen umschließt mit Torf erfüllte Einsenkungen und ebene, aus Sand gebildete Flächen, wie sie uns beim Bahnhof Chorin entgegentreten und darauf hinweisen, daß hier beim Rückzuge des Eises zwischen Endmoräne und Eisrand ausgedehnte Staubecken vorhanden waren. Wendet man dagegen den Blick nach Westen, so übersieht man das flache, sandige Vorland der Endmoränen, das von vertorften Rinnen und schmalen Wasserläufen durchzogen ist und deutlich erkennen läßt, daß hier die vom Eise kommenden Schmelzwasser ihren Abfluß gefunden haben.

Der innere Bau des uckermärkischen Geschiebewalles ist durch die zahlreichen Aufschlüsse bei Liepe, Chorinchen und Joachimsthal sehr genau bekannt geworden. Der in seiner Breite zwischen 100—400 m schwankende wallartige Rücken besteht der Hauptsache nach aus einer Steinpackung, bei der sich die einzelnen meist größeren

¹⁾ G. Berendt, Die südliche baltische Endmoräne in der Gegend von Joachimsthal. (Jahrb. d. preuß. geol. Landesanstalt 1887, Berlin 1888, S. 301—310.)

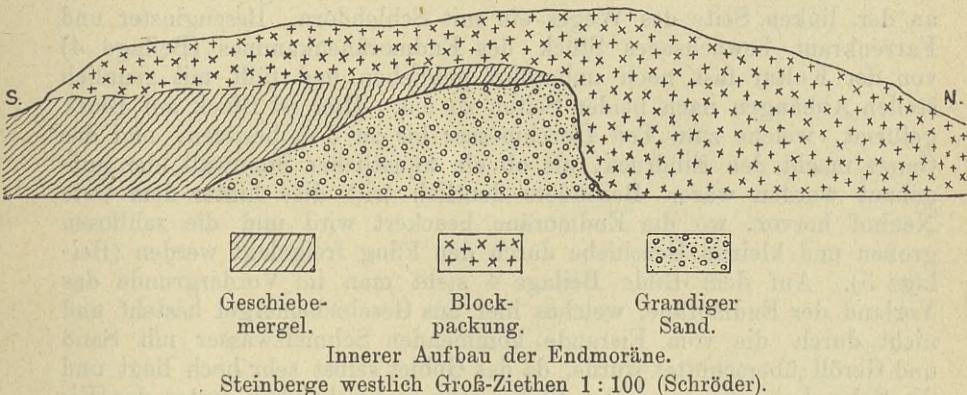
²⁾ Die beiderseitige Fortsetzung der südlichen baltischen Endmoräne. (Ibid. 1888, Berlin 1889, S. 110—122.)

³⁾ H. Schröder, Ueber Aufnahme der Blätter Gr.-Ziethen, Stolpe, Hohenfinow, Oderberg. (Ibid. für 1892, Berlin 1893, S. LIX—LXV.) — Neuere Forschungen auf dem Gebiete der Glacialgeologie etc. S. 88 ff.

⁴⁾ G. Berendt und F. Wahnschaffe, Ergebnisse eines geologischen Ausfluges durch die Uckermark und Mecklenburg-Strelitz. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanstalt f. 1887, Berlin 1888, S. 363 ff.)

Geschiebe oft dicht berühren, so daß nur die zwischen ihnen bleibenden Hohlräume mit Sand, Grand oder kleineren Geschieben, zum Teil auch mit einem sandigen Geschiebemergel ausgefüllt sind. Dieser Steinpackung sind geschichtete Bildungen und Geschiebemergel zuweilen ein- und angelagert (siehe Fig. 13). Die Endmoräne besteht entweder aus einem zusammenhängenden Rücken oder aus vereinzelten Kegelbergen, welche namentlich in der Joachimsthaler Gegend ihre Umgebung durchschnittlich etwa 5—10 m, zuweilen auch um 20, ja selbst bis zu 40 m überragen. Der wallartige Charakter tritt besonders auch dadurch scharf hervor, daß der Rücken oft nur einen ganz schmalen Kamm besitzt und die Böschungen unter 30—45° geneigt sind. Vielfach tritt auch der wall-

Fig. 13.



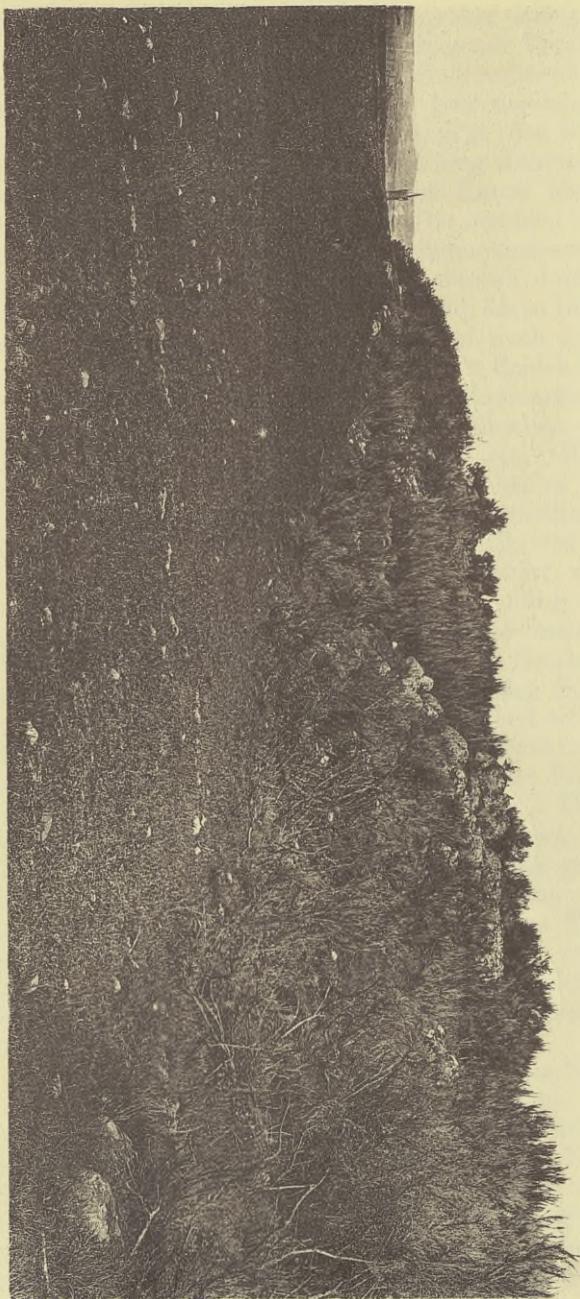
artige Charakter mehr und mehr zurück, die Endmoräne nimmt dann die Form einer mehr ausgedehnten Geschiebebeschüttung an. Diese Form beschränkt sich jedoch auf die Stellen, wo eine Verbreiterung des Endmoränenzuges stattfindet, wie bei Tornowhof und Wittenhagen östlich von Feldberg.

In ausgezeichneter Weise tritt der kammartige, die ganze Scenerie der Landschaft beherrschende Charakter der Endmoräne südwestlich von Feldberg hervor. Berendt¹⁾ hat diesen Endmoränenwall in die Lüttenhagener Forst hinein über Theerofen, die Wartsberge, die Steinberge bei Goldenbaumer Mühle, die Willertsmühle bis zum Aussichtsturm in der Forst bei Neustrelitz verfolgt. Auf einem Ausfluge, den ich 1891 von Neustrelitz aus über die Steinmühle nach Feldberg zu unternahm, um photographische Aufnahmen der Endmoräne für die erste Auflage dieses Buches zu machen, konnte ich mich davon überzeugen, in wie vortrefflicher Weise namentlich auf den Wartsbergen der Kamm der Endmoräne, auf dessen Höhe Block an Block gehäuft ist, sich erhalten hat. Ein nördlich davon gelegenes Torfmoor ist als ein Ueberrest eines hinter der Endmoräne gelegenen Stausees zu betrachten.

¹⁾ Berendt, Die beiderseitige Fortsetzung der südlichen baltischen Endmoräne S. 112 u. 113.

Oestlich von Theeroen innerhalb der Heiligen Hallen und am Herrenwege ist der Endmoränenwall ebenfalls sehr deutlich entwickelt und durch das Vorhandensein zahlloser großer Blöcke ausgezeichnet. Tritt man nach Osten zu aus der Lüttenhagener Forst heraus, so kann man den ganzen weiteren Verlauf des Endmoränenkammes auf dem freien Felde überblicken. Derselbe nimmt hier die höchste Partie der Gegend ein und setzt sich nördlich von Neuhof in den Rosenbergen fort, indem er den von diesem Orte nach Feldberg führenden Weg kreuzt. Die Aecker ziehen sich, nur den höchsten Kamm übriglassend, bis an beide Flanken der Endmoräne heran. Die größten Blöcke sind zu Steinhaufen und langen Steinmauern zusammengelesen, so daß es manchmal den Anschein hat, als ob der Geschiebewall dort, wo er beackert wird, nur aus kleineren Steinen gebildet würde, deren Bindemittel aus lehmigem Sande besteht. Wenn man von Neuhof nach Feldberg wandert, so ist an der linken Seite des Weges ein mit Schlehdorn, Besenginster und Farrenkraut bewachseses Stück des Endmoränenkammes (Beilage 4) von der Kultur fast noch unberührt geblieben und fällt mit ziemlich steilen Abhängen nach beiden Seiten zu ein. Hier ist Block auf Block getürmt, welche zum Teil Durchmesser bis zu 3 m besitzen, und das Ganze macht den Eindruck, als ob ein künstlicher Steinwall hier aufgebaut worden wäre. Besonders deutlich tritt dies hinter dem Orte Neuhof hervor, wo die Endmoräne beackert wird und die zahllosen großen und kleinen Geschiebe durch den Pflug freigelegt werden (Beilage 5). Auf dem Bilde Beilage 4 sieht man im Vordergrunde das Vorland der Endmoräne, welches hier aus Geschiebemergel besteht und nicht durch die vom Eisrande kommenden Schmelzwasser mit Sand und Geröll überschüttet wurde, da das Gebiet selbst sehr hoch liegt und die Schmelzwasser an dieser Stelle sehr wahrscheinlich unter das Eis in die tiefe muldenförmige Depression, in der Feldberg mit dem Haussee und Breiten Lucinsee liegt, zurückströmten. Diese große Einsenkung, die nach Feldberg zu mit sandigen Bildungen überschüttet ist, stellte bei weiterem Zurückschmelzen des Eises einen großen Stausee dar, der bis zu dem Kamm der Endmoräne mit Wasser gefüllt war. Die rechte Seite des Bildes läßt im Hintergrunde einen Teil desselben, aus dem der Kirchturm von Feldberg herausragt, erkennen. Der schmale Lucinsee, welcher die Endmoräne durchschneidet, bildet die Abflusfrinne dieses Stausees, durch welche derselbe bis auf sein gegenwärtiges Niveau abgezapft worden ist.

Unmittelbar südlich vor den Thoren des Städtchens Fürstenwerder setzt ein zweiter, der südlichen Hauptmoräne paralleler Endmoränenzug ein, der vom Verfasser auf den Blättern Fürstenwerder und Boitzenburg kartiert worden ist. Er zieht sich in Nordnordwest-Südsüdostrichtung in scharf hervortretenden Kämmen über Parmen, Berkholz nach Gerswalde zu. Westlich von Boitzenburg gliedert er sich in einzelne parallele, dicht hintereinander angeordnete Aufstauchungswälle, die von dem Thale des „Stromes“ unterbrochen sind. Südlich von Fürstenwerder ist zu bemerken, daß die stark wellige Grundmoränenlandschaft hinter der Endmoräne diese an Höhe bedeutend überragt. Von Gerswalde aus setzt sich die Boitzenburger Endmoräne nach den



Photographiert von F. Wahnshaffé.

Verlag von J. Engellorn in Stuttgart,

Leichtdruck von Römmel & Co,

Kamm der Endmoräne von Südwest aus.

Rosenberge zwischen Neuhof und Feldberg in Mecklenburg.



Photographiert von F. Wahnschaffe.

Verlag von J. Engelhorn in Stuttgart.

Lichtdruck von Rommel & Co.

Kamm der Endmoräne von Süd aus.
Rosenberge bei Neuhof, nahe am Orte.

Untersuchungen von Beushausen und Müller in Nordwest-Südostrichtung nach dem Südende des Uckerthales fort, biegt um dasselbe nach Norden zu auf, teilt sich gabelförmig und setzt nach einer weiten Unterbrechung östlich von Angermünde wieder ein. Nach einer abermaligen Aufbiegung nach Nord erreicht sie westlich von Schwedt die Oderthalebene.

Innerhalb ausgedehnter Landstriche der Uckermark schließt sich rückwärts an die Endmoräne ein Geschiebemergelgebiet an, das in hohem Grade den Charakter der bereits beschriebenen Grundmoränenlandschaft an sich trägt und besonders große Niveaudifferenzen auf kurze Entfernungen zeigt. Vor den Endmoränen dagegen liegen ausgedehnte, anfangs hügelige, mit Geröllen und Sand bedeckte Flächen, in denen erstere an Größe und Zahl abnehmen, je weiter man sich von der Endmoräne entfernt, bis sie schließlich mehr und mehr verschwinden und in gewöhnliche Grande und Sande übergehen.

Auf Blatt Passow¹⁾ schaltet sich zwischen dem soeben beschriebenen und dem nördlich davon gelegenen großen Endmoränenzug der Gegend von Dauer und Pencun als eine Zwischenetappe des Rückzuges die Schönermarker Endmoräne ein, so genannt, weil sie südlich und östlich des Dorfes Schönermark als ein ungemein scharf markierter, wallartiger Zug von meist über 100 m Breite und 2 km Länge entwickelt ist. Ihrer Ausbildung nach gehört sie zu dem sogleich zu besprechenden, von Schröder aufgestellten Typus der Staumoränen. Die innere Struktur zeigt meist steil aufgerichtete Mergelsande und Grande, vermischt mit Bänken gröberen Gerölles. Die Schichten fallen nach R. Michaels Bericht auf der Südseite steil konkordant mit der Böschung ein und werden auf der Nordseite von dem anlagernden Geschiebemergel abgeschnitten. Blockpackung tritt an einigen Stellen darüber auf. Die Struktur entspricht also völlig den nördlich davon gelegenen Dauer-Pencuner Durchragungszügen.

Diese sind zuerst in der Uckermark und in Ostpreußen von Schröder²⁾ beobachtet und hinsichtlich ihrer Entstehung mit den Endmoränen in die engste Beziehung gebracht worden, während sie ihrer inneren Zusammensetzung nach den fluvio-glacialen Bildungen näher zu stehen scheinen, als den ersten.

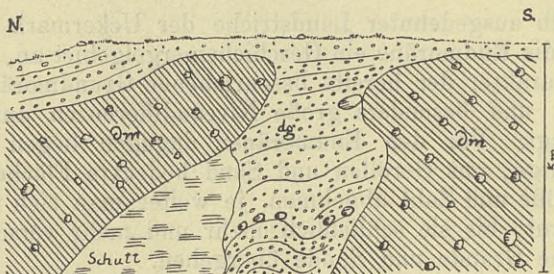
Er hat durch seine Untersuchungen festgestellt, daß im nördlichen Teile der Uckermark und in den angrenzenden Gebieten Vorpommerns und Mecklenburgs verschiedentlich als Kuppen und Kämme hervorragende Bodenerhebungen vorhanden sind, die entweder zerstreut liegen, in einer langen Linie verlaufen können, sich zum Teil gabeln oder auch in langgezogener Zusammenscharung neben- und aneinander gereiht auftreten. Ein von Dr. Lattermann bei Neu-Rosow unweit Stettin be-

¹⁾ R. Michael, Bericht über die Aufnahmearbeiten auf Blatt Passow (Südhälfte) und Blatt Angermünde (nördlichster Teil). Jahrb. d. preuß. geol. Landesanstalt f. 1895. Berlin 1896, S. XCIV—XCIX.

²⁾ H. Schröder, Ueber Durchragungszüge und -zonen in der Uckermark und in Ostpreußen. (Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. für 1888, Berlin 1889, S. 166—211.) — Derselbe, Endmoränen in der nördlichen Uckermark und Vorpommern. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1894, S. 293—301.)

obachteter Durchdragungszug, den Beilage 6 nach einer von ihm aufgenommenen Photographie darstellt, gewährt eine gute Anschauung von diesen Verhältnissen. Die Kuppen bestehen im Inneren aus geschichteten Sanden, Granden und Geröllen, sowie vereinzelten Geschieben,

Fig. 14.

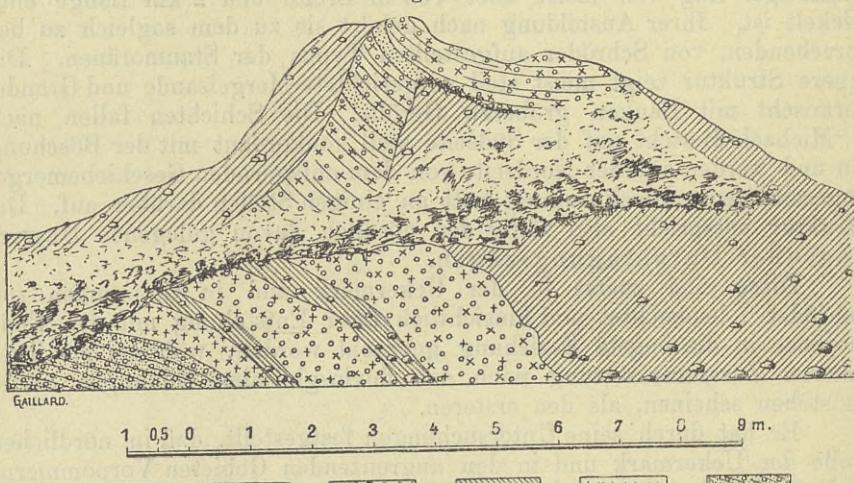


Längsprofil durch einen Teil der Staumoräne von Neu-Rosow bei Stettin
(Wahnschaffe 1898).

dm Oberer Geschiebemergel.

dg Diluvialgrind mit Gerölleinlagen und gebogenen Schichten.

Fig. 15.



Oberer Geschiebemergel Unt. Sand Unt. Grand u. Geröll Unt. Geschiebe u. Gerölle Unt. Sand u. Blöcke Unt. Grand mergel

Battiner Durchdragungszug.

Profil aus einer Grube beim Dorfe Battin (Schröder 1888).

auch sind Partien von Geschiebemergel hineingepréßt, wie dies das von mir aufgenommene Profil zeigt (siehe Fig. 14).

Der Schichtenaufbau der Staumoränen ist sattelförmig, zuweilen nur mit halbseitiger Entwicklung des Sattels bis zu vollständig steiler Schichtenstellung, wie dies die beigeftigte Abbildung Schröders (Fig. 15)



Photographiert von Dr. Lattermann.

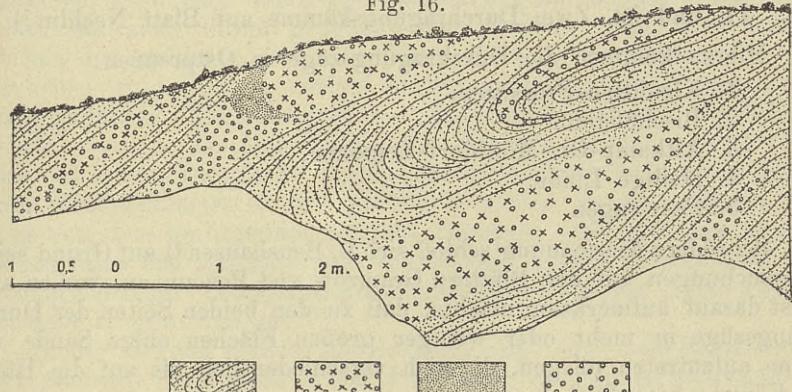
Verlag von J. Engelhorn in Stuttgart.

Lichtdruck von Rommel & Co.

Staumoräne (Endmoräne) von Neu-Rosow bei Stettin.

zeigt. Das Streichen der Sattelachse fällt mit der Richtung der Kämme zusammen. Der die Flanken, bisweilen auch die ganze Kuppe überziehende Geschiebemergel ist oberdiluvial und bildet in weiterer Fortsetzung die Grundmoränenlandschaft in der Umgebung dieser Kämme. Ihre Oberfläche ist häufig durch einen Reichtum an großen Geschieben ausgezeichnet, welche aus dem oberen Geschiebemergel stammen. Aus den Lagerungsverhältnissen und dem geologischen Bau geht hervor, daß diese im Liegenden des Geschiebemergels auftretenden Grandzüge weder durch Erosion noch durch Aufschüttung gebildet sind, sondern Aufstauchungen und Durchragungen darstellen, welche das obere Di-

Fig. 16.



Unt. Sand Unt. Grand. Unt. Unt. Grand
u. Gerölle u. Feinsand
Pasewalk-Brüssower Durchragungszone.
Profil aus einer Grube S. Zerrenthin (Schröder 1888).

luvium durchsetzen. Ihre Haupterstreckungsrichtungen sind Nordwest-Südost, Nordnordwest-Südsüdost, Nord-Süd und Nordost-Südwest.

Zur Erklärung dieser Erscheinungen, welche zuerst von Geinitz¹⁾ in Mecklenburg als Åsar und Kames, von Berendt²⁾ bei Pasewalk als Åsar bezeichnet worden sind, nimmt Schröder einseitig lastenden Druck von oben an. Da das wallartige Emportreten der Durchragungszüge und -zonen nach Schröder durch Stauung und Aufpressung durch den Eisrand beim Rückzug der letzten Vergletscherung, und zwar während einer längeren Periode des Stillstandes stattfand, so legte er ihnen wegen der Gleichzeitigkeit der Entstehung mit den schon besprochenen Geschiebewällen die Bedeutung von Endmoränen bei. Daß auch der Seitenschub des Inlandeises mitgewirkt hat, geht aus den von ihm abgebildeten liegenden Falten (siehe Fig. 16) deutlich hervor und wird auch besonders für die Brüssower Durchragungszone angenommen.

¹⁾ F. E. Geinitz, „Ueber Åsar und Kames in Mecklenburg.“

²⁾ G. Berendt, „Åsarbildungen in Norddeutschland.“ (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XL, 1888, S. 483—489.)

Die von Schröder beschriebenen Züge und Zonen sind folgende:

1. Die Pasewalk-Brüssower Durchragungszone.
2. Die Friedland-Strasburger Durchragungszone.
3. Die südwestlich von Sonnenberg in Vorpommern gelegene Durchragungszone.
4. Der Durchragungskamm Berkholz-Menkin.
5. Der Battiner Durchragungszug.
6. Der Durchragungskamm südlich von Pencun.
7. Der Durchragungskamm zwischen Colbitzow und Rosow.
8. Der Durchragungswall Grünz.
9. Der Durchragungszug Wollin-Grenz-Cremzow-Carmzow.
10. Durchragung Heinrichshof-Neuenfeld.
11. und 12. Zwei Durchragungskämme auf Blatt Nechlin¹⁾.

Hierzu kommen die Durchragungszüge in Ostpreußen:

1. Kleiditten-Prossitten.
2. Bischofstein.
3. Altkamp-Gr.-Mönsdorf-Legienen.
4. Heilige Linde.
5. Poswangen.

Schröders Anschauung schloß sich L. Beushausen²⁾ auf Grund seiner Untersuchungen auf den Blättern Gramzow und Pencun an, wo er auch zuerst darauf aufmerksam machte, daß zu den beiden Seiten der Durchragungszüge in mehr oder weniger großen Flächen obere Sande und Thone aufzutreten pflegen, die sich verschiedentlich bis auf die Hänge der Kämme hinaufziehen.

Auch Beushausen³⁾ erwähnt die steil sattelförmige, bezw. aufgerichtete Schichtenstellung innerhalb zweier Durchragungszüge auf Blatt Gramzow. Der untere Geschiebemergel nimmt in dem einen der selben (südlich von Grünz) an der Aufrichtung der Schichten teil und bildet gewissermaßen den Kern desselben.

Mit der Schröderschen Ansicht, die Durchragungskämme als zeitliche Aequivalente der uckermärkischen Endmoränen aufzufassen, stimmt die Thatsache überein, daß letztere im großen und ganzen ein ähnliches Streichen besitzen, bei welchem die Nordwest-Südostrichtung vorherrscht. Außerdem kommen nach meiner Beobachtung innerhalb der Endmoränenzüge Stellen vor, wo die Beschüttung mit großen Geschieben nur eine oberflächliche ist und die vorhandenen wallartigen Erhebungen in ihrem Kern nicht eine Steinpackung besitzen wie bei Joachimsthal, sondern aus geschichteten Granden und Sanden bestehen. Ein solcher Punkt findet sich im ersten Endmoränenzuge bei Alt-Kölpin. Während dort auf dem Kamme große Blöcke dicht nebeneinander

¹⁾ Vgl. auch R. Klebs, Die diluvialen Wälle in der Umgegend von Nechlin. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanstalt f. 1896, S. 231—249. Mit 13 Abbildungen.)

²⁾ L. Beushausen, Mitteilung über Aufnahmen auf den Blättern Gramzow, Pencun und Greifenhagen. (Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. f. 1890, Berlin 1892, LXXXVII.)

³⁾ Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1888, S. CXXVIII.

liegen, sieht man in dem Wegeeinschnitte, welcher den Wall durchquert, feine untere Diluvialsande hervortreten, in denen keine Blöcke vorhanden sind. In gleicher Weise bestehen die parallelen Kämme des zweiten Endmoränenzuges westlich von Berkholz in der Zerweliner Heide, wie man an einigen Wegeeinschnitten sehen kann, aus feinen geschichteten Sanden, während nur die Kämme mit großen Blöcken besetzt sind. An dem nach Naugarten führenden Wege ließ sich beobachten, daß der obere Geschiebemergel an die wallartigen Erhebungen angelagert ist, so daß wahrscheinlich in diesem Teile der Endmoräne ganz ähnliche Durchragungskämme vorliegen, wie sie von Schröder beobachtet worden sind.

Daß die Durchragungszüge von Dauer-Pencun als Endmoränen aufzufassen sind, wird durch die Thatsache gestützt, daß sowohl ihrem Verlauf als auch ihrem geognostischen Aufbau nach eine Analogie zwischen den südlichen und nördlichen Moränen vorhanden ist. Hervorzuheben ist der bogige Verlauf der Staumoräne, der auf einen lobenförmig gestalteten Eisrand hinweist. „Ein Unterschied ist,“ wie Schröder bemerkt, „nur in der Massigkeit des Auftretens vorhanden; bei Chorin breite, in kurze, energische Bogen geschwungene, bedeutende Höhen, in der Norduckermark schmale Wälle in weiten Bogen verlaufend und häufig von dem umliegenden Terrain überragt. Die südlichen Moränen sind massiger und geschlossener, sie mögen zu ihrer Entstehung einen größeren Zeitraum in Anspruch genommen haben und von einem größeren Inlandeise aufgeworfen sein.“

In der Gegend östlich von Prenzlau zeigt sich nach Schröder eine ausgesprochene Parallelität in der Anordnung der Rinnen senkrecht zum Verlauf der Moräne. Sie besitzen das gleiche Alter wie das Rindowthal in seiner ersten Anlage und sind zu erklären als Erosionsrinnen der Eisschmelzwasser, die wahrscheinlich subglacial ihren Abfluß gehabt haben.

Der südlichste Teil der uckermarkischen Endmoräne, der aus kleineren Spezialbögen zusammengesetzt ist, wird von Schröder als Paarsteiner Hauptbogen zusammengefaßt. An ihn schließt sich der Oderberger Bogen an, der in nord-südlicher Richtung auf das Oderthal zuläuft und von diesem abgeschnitten wird. Nach einer 4 km breiten Unterbrechung durch die Oderthalebene tritt der Endmoränenzug auf der Neuenhagener Oderinsel wieder auf, gebildet durch die Geschiebemassen in den Höhen der Bralitzer Forst. Tiefe Aufschlüsse, die den Endmoränenwall dort durchsetzen, zeigen die schönsten Aufstauchungsercheinungen unterdiluvialer Thone, so daß die Struktur einer Staumoräne hier sehr charakteristisch ausgebildet ist.

Die auf dem rechten Oderufer als unmittelbare Fortsetzung der uckermarkischen Endmoräne auftretenden Moränenzüge können als neu-märkische zusammengefaßt werden und gehen unmittelbar in die hinterpommerschen Endmoränen über.

Die südliche baltische Hauptmoräne der Neumark ist zuerst von Berendt¹⁾, Keilhack²⁾ und neuerdings von P. Krusch und L. Schulte

¹⁾ Berendt, Vier weitere Teilstücke der großen südbaltischen Endmoräne. (Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. f. 1894, Berlin 1896, S. 227 ff.)

²⁾ Keilhack, Die baltische Endmoräne in der Neumark und im südlichen Hinterpommern. (Ibid. f. 1893, Berlin 1895, S. 180—186.)

untersucht und ihr Anschluß an die Moränen der Neuenhagener Insel durch Schröder nachgewiesen worden. Sie beginnt am östlichen Oderthalrande bei Alt-Rüdnitz und beschreibt in Nordostrichtung einen Bogen nach Karlstein. Von hier verläuft sie südlich von Mohrin, Soldin und Berlinchen, mehrere kleine Bogenstücke bildend, biegt bei Schwachenwalde nach Norden zu auf und zieht sich in prachtvoll entwickelten Geschiebewällen über Nörenberg nach Dramberg zu. Ueberall begleitet ihren Außenrand die Heidesandebene, der sogen. „Sandr“; hinter der Moräne schließt sich die stark kupierte Grundmoränenlandschaft in einer etwa 10 km breiten Zone an, die dann allmählich in das ebene Gebiet des oberen Geschiebemergels übergeht (siehe Beilage 7).

Ganz entsprechend den Rückzugsetappen in der Uckermark schließen sich an die südliche neumärkische Hauptmoräne nach Norden zu drei weitere Endmoränenzüge an, die im wesentlichen den Charakter von Staumoränen oder Durchragungszügen besitzen, aber auch typische Blockpackungen zeigen. Sie sind durch die Untersuchungen von H. Schröder, R. Michael, P. Krusch, C. Gagel und G. Müller bekannt geworden.

Auf die neumärkische Hauptmoräne folgt nach Norden zu ein Moränenzug, der als Fortsetzung der Fürstenwerder-Angermünder-Schwedter Moräne sich auf dem rechten Oderufer am Nordrande des Blattes Zachow und östlich Raduhn südlich vom Wustrow-See hinzieht. Zu ihm gehören die bedeutendsten Erhebungen des genannten Blattes (136, 152, 166 m), südlich vom Wustrow-See (70—83 m)¹⁾.

Nach R. Michael²⁾ bildet die vorzüglich entwickelte Beyersdorfer Endmoräne, die im südlichsten Teile der Blätter Beyersdorf und Lippehne über die Hünenberge und Bauerbuschberge verfolgt werden kann, den Anschluß an die Moränen bei Fiddichow³⁾. Großartig ist die Ausbildung dieses Zuges südlich von Beyersdorf, Marienwerder und Hohenziethen. Die Grundmoränenlandschaft wird im Süden durch scharf hervortretende Geschiebewälle abgeschnitten, an die sich südlich mit scharfem Kontrast ein ausgedehnter „Sandr“ anschließt. Hinter der Beyersdorfer Endmoräne folgt als dritte Etappe ein System von Durchragungszügen, die auf den Blättern Wildenbruch, Beyersdorf und Lippehne bei den Ortschaften Marienthal, Neuendorf, Mölln, Eichelshagen, in der Pyritzer Forst, sowie bei Kremlin und Mellinthin sich finden und gegen Pitzerwitz aufbiegend auch auf Blatt Schönow zu verfolgen sind. Zu den Durchragungszügen gehören nach Michael große Ablagerungen oberen Sandes auf den Blättern Schwochow und Bahn, die ebenso wie im Angermünder Bogen im Stirnstück der Bogen auftreten.

Der vierte nördlichste Zug, dessen westliches Gegenstück auf dem linken Oderufer nördlich Greifenhagen bekannt ist, wird durch die Durchragungszüge von Schwochow, Leine, Alt-Grape und Isinger gebildet. Diese

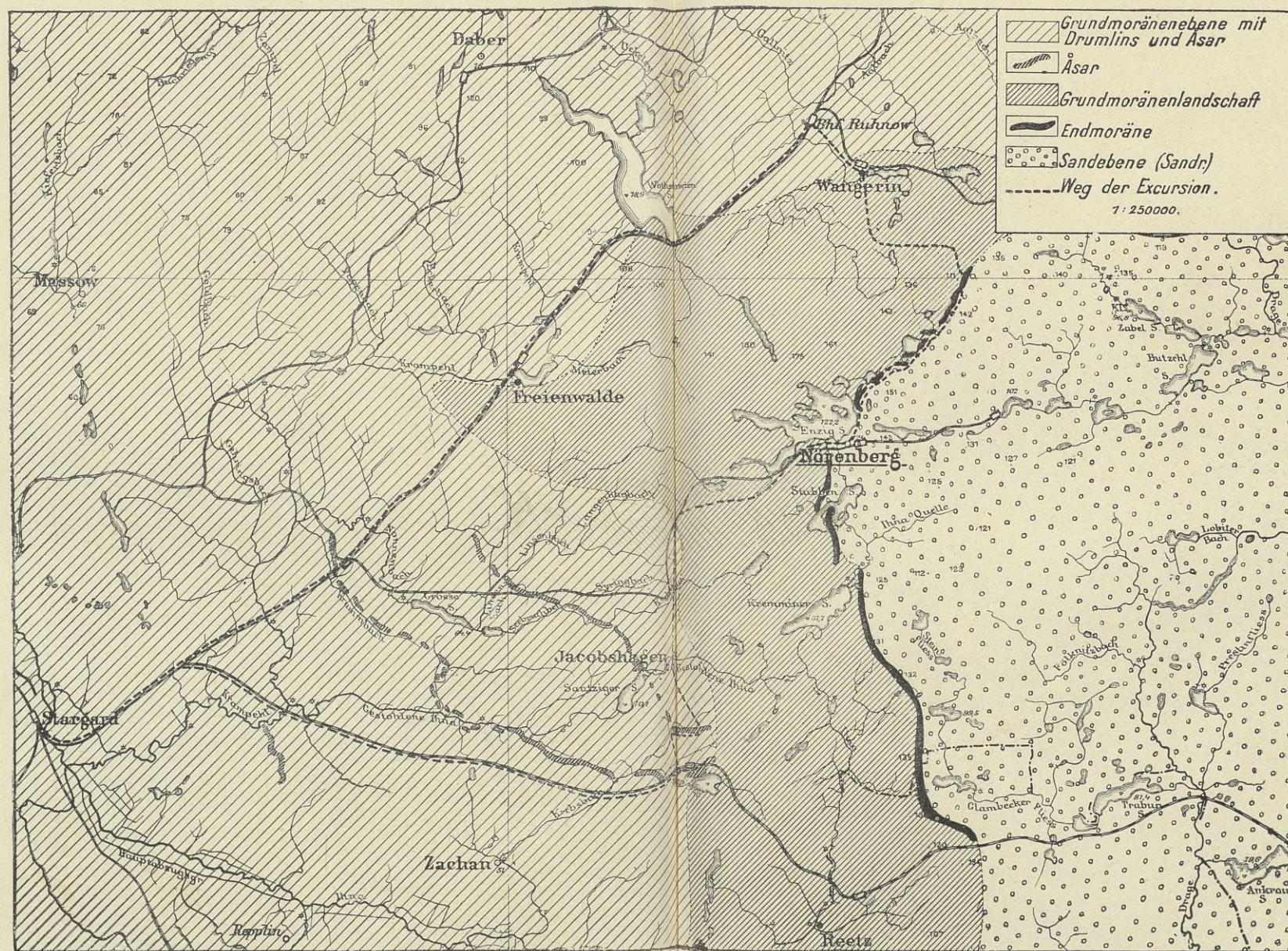
¹⁾ P. Krusch, Bericht über das wissenschaftliche Ergebnis der geologischen Aufnahmen auf Blatt Zachow. (Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. f. 1895, CV.)

²⁾ R. Michael, Wissenschaftl. Ber. zu Blatt Schwochow und Beyersdorf. (Ibid. f. 1897, LV.) — Derselbe, Ber. über die Aufnahmearb. auf den Blättern Wildenbruch, Schwochow u. Beyersdorf. (Ibid. f. 1896, LXVIII.)

³⁾ C. Gagel, Ber. über die Aufnahmearb. auf d. Blättern Uchtdorf und Wildenbruch. (Ibid. f. 1897, LII.)

Uebersichtskarte der Moränenlandschaft bei Nörenberg in Pommern (Keilhack).

Beilage 7 (zu Seite 150).



nord-südlichen, mehrfach unterbrochenen Durchragungszüge, welche Müller¹⁾ von Wartenberg, Babbin und Alt-Falkenberg beschrieben hat, bilden die Fortsetzung auf dem nördlich von Blatt Schwochow gelegenen Blatte Neumark.

Die Endmoränenzüge des baltischen Höhenrückens in Hinterpommern sind durch die Untersuchungen von Keilhack²⁾ bekannt geworden. Wie aus seinem geologischen Uebersichtskärtchen der Gegend zwischen Colberg und Danzig zu ersehen, hat er in diesem Gebiete, ähnlich wie dies Meyn für Schleswig-Holstein gethan, einen zonenweisen, parallel zur Küste verlaufenden Aufbau des Landes nachgewiesen. Unmittelbar an die Ostsee schließt sich das Gebiet der Stranddünen, Haffseen und der aus letzteren hervorgegangenen Moore. Dann folgt eine flache, 10—80 m über dem Meere gelegene, vorwiegend aus oberem Geschiebemergel gebildete Zone, die eine wechselnde Breite bis zu 40 km besitzt und von den vom eigentlichen Höhenrücken herabkommenden Thälern durchschnitten wird. Die dritte Zone wird als eine Vorstufe des Höhenrückens bezeichnet und ist ein bergiges, von zahlreichen, oft tief eingeschnittenen Erosionsthälern und breiten alten Diluvialthälern durchfurchtes Gelände, welches größtenteils aus den Schichten des unteren Diluviums besteht. Von Norden nach Süden zu vorschreitend, erreicht man in raschem Aufstiege den eigentlichen Höhenrücken, welcher vorherrschend aus oberem Geschiebemergel besteht, eine Höhenlage von 120—300 m über dem Meere besitzt und sich durch die große Menge geschlossener Einsenkungen, die ursprünglich alle mit Wasser erfüllt waren, heute jedoch zum größeren Teile zugetorft und in Moore und Wiesen verwandelt sind, als typische Moränenlandschaft zu erkennen giebt.

Unmittelbar an der Südgrenze dieser Zone gegen die sich daran anschließende sandige Ebene mit geringer wellenförmiger Bewegung, welche Keilhack im Anschluß an Meyn als oberdiluviale Heidesandlandschaft bezeichnet, verläuft in schmalem Streifen der Endmoränenzug in einer allgemeinen Streichrichtung von Südwest nach Nordost. Derselbe ist ganz wie in der Uckermark entweder als eine Steinpackung entwickelt, deren äußere Form kleine Kegel oder schmale, in die Länge gezogene Rücken zeigt, oder er tritt als eine Geschiebebeschüttung in breiterer Ausdehnung auf. Entsprechend dem buchtenförmig verlaufenden Rande des Eises bildet die Endmoräne hier ebenso wie in der Uckermark mehrere convex nach außen gekrümmte, sich unmittelbar aneinander anschließende Bögen, welche wie dort sich im allgemeinen wenig um die Terrainverhältnisse kümmern, sondern über die bedeutendsten Erhebungen, sowie über die tiefsten Thäler, ja sogar durch Seen sich gleichmäßig fortsetzen.

Die Heidesandlandschaft bildet einen schroffen Gegensatz zur

¹⁾ G. Müller, Mitteil. über seine Aufnahmen auf den Blättern Wartenburg und Mensguth. (Ibid. f. 1897, LXII.)

²⁾ K. Keilhack, Der baltische Höhenrücken in Hinterpommern und Westpreußen. (Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. für 1889. Berlin 1890, S. 149—214.) — Derselbe, Ueber die Lage der Wasserscheide auf der baltischen Seenplatte. (Petermanns Mitteil. 1891, Heft II.)

Moränenlandschaft. Unmittelbar am Rande der letzteren ist sie noch ziemlich uneben, wird weiter nach Süden zu flachwellig und geht schließlich ganz allmählich in ebene Flächen über. Ganz wie in der Uckermark liegen grobe Schotter mit zahlreichen kleinen und vereinzelten größeren Blöcken am Rande der Moränenlandschaft, während weiter nach Süden zu das grandige Element mehr und mehr zurücktritt und der Sand immer feiner und gleichkörniger wird.

Der hinterpommersche Endmoränenzug ist bis in die Gegend östlich Bütow bis zur Grenze von Westpreußen beobachtet worden. In dieser Provinz sind die bisherigen Beobachtungen über die Endmoränen nicht ausreichend genug, um das weitere Fortschreiten des großen baltischen Moränenzuges daraus erkennen zu können. Neuerdings sind im südlichen Westpreußen durch G. Maas¹⁾ Endmoränenzüge nachgewiesen worden. Die von ihm in der Gegend von Tuchel ausgeführten geologischen Aufnahmen haben ergeben, daß sich dieses Gebiet in zwei deutlich entwickelte Staffeln gliedert, von denen die höhere westlich vom Brahethal gelegen ist, während die niedrigere durch die Tucheler Heide gebildet wird. An dem Aufbau der beiden Stufen sind abgesehen vom Alluvium mehrere Abteilungen des Tertiärs und Diluviums beteiligt, von denen ersteres auf der 12 km langen Strecke zwischen Adlig-Wodziwoda und Rudabrück fünf nordwestlich streichende Sättel bildet. In der Gegend von Tuchel lassen sich bis in das Gebiet von Crone an der Brahe und Vandsburg mehrere durch Endmoränenzüge charakterisierte Etappen im Rückzuge des Inlandeises erkennen. Aus der Gegend von Neukirch und Groß-Paglau östlich von Konitz erstrecken sich Endmoränenzüge, die mit denjenigen der Obkaser und Damerauer Berge in Zusammenhang stehen und sich über den Schlangenberg und Weizenberg bei Rakelwitz durch das Gebiet zwischen Lubierszin, Bialowierz, Sehlen und Tuchel (165,5 m) bis östlich Kelpin verfolgen lassen. Die Liskau-Mangelmühler Endmoränen legen sich südlich an und finden nach Ost in mehreren Zügen ihre Fortsetzung durch das Gebiet der Tucheler Heide. Der nördlichste Zug wird hier durch die Orte Neumühl, Rzitniza-Quelle, Birkwald bezeichnet, die südlichen Züge durch die Orte Schwiedt, Plassowo, Szumionca, Theolog und Groß-Bislaw, sowie Minikowo und Klonowo. Nur selten und stets nur auf kurze Strecken treten die Endmoränen der Tucheler Gegend in typischer Gestalt als Blockpackung in deutlichen Kuppen und Rücken auf, sondern meist sind es längere Durchragungszüge, oder dicht gedrängte, aus Geschiebemergel bestehende Kuppen mit durchstoßendem unteren Sande, oder Sand- und Grandkuppen, mehr oder weniger reich an Blöcken, oder lediglich Geschiebestreifen. Zu den durch die Endmoränen abgedämmten Seebecken gehören nach Maas der Abrauer und Brahroder Stausee.

Auf dem linken Weichselufer kommen bei Schwetz Andeutungen von Endmoränen vor, rechtsseitig der Weichsel sind bisher nur in den Kreisen Ortelsburg und Neidenburg deutliche Endmoränenzüge bekannt geworden. Ebenso haben die Untersuchungen auf den Blättern Babienten,

¹⁾ G. Maas, Ueber einige Ergebnisse der Aufnahmen in der Gegend von Tuchel. (Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. 1898, Berlin 1899, CCII—CCXVIII.)

Schwentainen und Liebenberg¹⁾, Reuschwerder und Muschaken²⁾ das Vorhandensein von Endmoränen ergeben.

Auf der von Müller und Gagel³⁾ gegebenen Karte der ostpreußischen Endmoränen in den Kreisen Ortelsburg und Neidenburg erkennt man einen südlich von Bischofsburg über Passenheim in Nordnordost-Südsüdwestrichtung verlaufenden Gürtel, der aus mehreren, hintereinander angeordneten Endmoränenzügen zusammengesetzt ist. Diese bestehen hier nicht nur aus Geschiebepackungen, sondern auch aus Sanden, Granden und Geröllen mit zwischenlagernden Geschiebemergelbänken, die ebenfalls während einer Stillstandsperiode des Eises in seinem Randgebiete abgelagert wurden und daher als gleichaltrig mit den echten Geschiebewällen betrachtet werden. Neben diesen Produkten gleichzeitiger Aufschüttung kommen aber auch aufgepreßte ältere Quartärablagerungen im Kern der Endmoränenwälle vor. Obere Sande treten innerhalb dieser Endmoränenzüge in ausgedehntem Maße auf.

Ein besonderer, weiter südlich gelegener Stillstand des Eisrandes wird durch die Endmoränen bezeichnet, die im südlichen Teile der Neumark durch Berendt und in der Provinz Posen durch Berendt und Keilhack nachgewiesen worden sind. Es handelt sich hier zunächst um die Endmoränenzüge von Zielenzig. Sehr wahrscheinlich haben wir hier auch zwischen einer nördlicheren und einer südlicheren Rückzugsstufe zu unterscheiden. Die südlichere Endmoräne bildet namhafte Hügelzüge mit dichter Blockbestreuung, die zwischen Drossen und Zielenzig in Nordwest-Südostrichtung nach Lagow hinzieht, allerdings mehrfach durch Thalniederungen unterbrochen. Die von Zielenzig nach Sternberg führende Chaussee durchschneidet einen, die ganze Gegend beherrschenden Kamm, in welchem die Endmoräne in der Form der Staumoräne ausgebildet ist. Eine 10—15 km rückwärts liegende zweite Endmoräne überschreitet bei Schermeisel die Drossen-Meseritzer Eisenbahnlinie. Sie besteht hier der Hauptsache nach aus zwei parallelen, 400—1000 m voneinander entfernten, in runde Hügel zerfallenden Kämmen entlang der Straße, die von Schermeisel über Langenpfuhl nach Seeren führt. Eine dichte Steinbestreuung schließt sich südlich an diese Kämme über Schönow und Neu-Lagow bis in die Gegend von Groß-Kirschbaum an, dadurch eine Verbindung mit dem südlicheren Endmoränenzuge herstellend. Die bedeutenden Steinwälle östlich und westlich des Sees bei Lagow werden in ihrer Richtung fortgesetzt durch die Endmoränen bei Schwiebus. Die durch die höchsten Punkte bezeichnete Endmoräne zieht sich in flachen Bogen westlich von Merzdorf bei Schwiebus südlich um die Dörfer Jehser und Walmersdorf herum bis nach Klein-Dammer und wird durch eine flachere, aus kleinen

¹⁾ F. Kaunhowen u. L. Schulte, Ber. über die wissensch. Ergebnisse der Aufnahme der Blätter Babienten, Schwentainen und Liebenberg. (Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. f. 1898, Berlin 1897, XCVII.)

²⁾ C. Gagel, Ber. über die Aufnahmearb. auf den Blättern Reuschwerder und Muschaken. (Ibid. f. 1897, Berlin 1898, LXVII.)

³⁾ C. Gagel u. G. Müller, Die Entwicklung der ostpreußischen Endmoränen in den Kreisen Ortelsburg und Neidenburg. (Ibid. f. 1896, Berlin 1897, S. 250—277.)

Kopfsteinen bestehende Vormoräne begleitet, die 4 km südlich beim Vorwerk Ewaldsthal beginnt und sich über Neuvorwerk und Klippvorwerk in der Richtung nach Bomst zu verfolgen lässt¹⁾. E. Höhne-
mann²⁾ bemerkt in seiner auf sorgfältigen Beobachtungen beruhenden Beschreibung der geologischen Verhältnisse der Neumark, daß dem von Berendt verfolgten Endmoränenzug, der bei Schermeisel beginnt und in zwei einander ziemlich nahen Hügelrücken über Langenpfuhl und Schönw in der Richtung nach Burschen verläuft, auch ein an mächtigen Geschieben reicher, im Taubenberg bei Zielenzig gipfelter Rücken, sowie wahrscheinlich auch die mit Blöcken beschüttete Hügelkette an der Landstraße von Trebow nach Zielenzig zuzu-
rechnen sei.

Die Endmoränen der Provinz Posen sind von Berendt und Keil-
hack³⁾ auf einer Karte zur Darstellung gebracht worden. Sie treten nicht in so geschlossenem Zuge und so hervorragender Ausbildung auf wie die baltische Hauptendmoräne, lassen sich aber doch als ein zusammengehöriger Zug von der russischen Grenze an der Prosna bis zum Rande des Obrathales bei Priment verfolgen. Von diesem Orte bis Golembice sind nur ganz vereinzelte Kuppen beobachtet worden, die zum Teil in der Form von Blockpackung oder Stauwällen auftreten. Gut entwickelt sind nach Berendt die Moränenzüge von Storchnest bis Bojanice südlich von Kriewen. Sie treten als Staumoränen mit Geschiebepackung oder Beschüttung auf. Südlich vom Städtchen Storchnest sind zwei deutlich entwickelte, parallele Endmoränenbogen, von denen der nördliche das Dorf Laune, der südliche das Dorf Trebchen umschließt. Vor diesen Endmoränen liegt ein Beschüttungs- oder Bestreuungsgebiet, welches durch oberen Diluvialsand verdeckt wird. Es zieht sich von Gurzno über Frankowo, den Kankeler Wald bis nach Lissa und findet mit einer Steinanhäufung bei Vorwerk Antonshof seinen Abschluß.

Südlich der Stadt Dolzig finden sich Endmoränenstücke, die sich jenseits des oberen Obrathales von Jezewo über Cerekwica, Pleschen bis zum Prosnatal erstrecken. Nach Siemiradzki finden diese Endmoränen im Gouvernement Kalisch, größtenteils jedoch durch die post-glaciale Erosion zerstört, ihre weitere Fortsetzung.

Die unscheinbaren Endmoränenkuppen bei Pleschen⁴⁾, deren Darstellung auf der Karte im Verhältnis zu den baltischen Endmoränen leider stark übertrieben ist, sind einer schwach welligen Oberfläche des oberen Geschiebemergels aufgesetzt und erinnern „unwillkürlich an die

¹⁾ G. Berendt, Die beiderseitige Fortsetzung der südlichen baltischen Endmoräne. (Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. f. 1888, Berlin 1889, S. 110—122.) — Derselbe, Vier weitere Teilstücke der großen südbaltischen Endmoräne. (Ibid. f. 1894, Berlin 1896, S. 222—234.)

²⁾ E. Höhne-
mann, Zur Heimatkunde von Landsberg a. W. (Beilage zum Programm d. königl. Gymnas. zu Landsberg a. W. Ostern 1896.) — Derselbe, Landeskunde der Neumark. (Schr. d. Ver. f. Geschichte der Neumark. Heft VI, 1897.)

³⁾ G. Berendt u. K. Keilhack, Endmoränen in der Provinz Posen. (Ibid. f. 1894, Berlin 1896, S. 235—251.)

⁴⁾ Berendt u. Keilhack, Endmoränen in der Provinz Posen. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1894, S. 239.)

Spur eines in kurzen Absätzen sich entleerenden Kiesfuhrwerkes". Auch die Geschiebebeschüttungsgebiete werden als weite Ebenen geschildert.

Von dem Endmoränenzuge in Posen zweigt sich bei Gurzno ein 15 km südlich von der Pleschener Endmoräne gelegener Bestreungsstreifen ab, der zwischen Koschmin und Krotoschin auf die Gegend südlich von Kalisch zuläuft und nach Berendt und Keilhack als die älteste Eisrandlage durch eine in die Breite gegangene Endmoräne angedeutet wird.

Nördlich des Warschau-Berliner Hauptthales ist südlich von Gnesen und Tremessen noch ein vereinzelter, 15 km langer, zum großen Teile als Staumoräne ausgebildeter Endmoränenzug nachgewiesen, der sich 3—8 m über seine Umgebung erhebt.

Erwähnt sei noch, daß die bei Taucha und Dahlem unweit Leipzig vorkommenden, aus Sand und Grand bestehenden Hügelzüge, die aus rein nordischem geschichtetem Material mit deutlicher Abrollung bestehen, von H. Credner¹⁾ als Rückzugsbildung des Inlandeises bei einem zeitweiligen Stillstande desselben gedeutet worden sind. Da die Richtung dieser Hügelzüge von Westsüdwest nach Ostnordost, also parallel der alten Gletschergrenze am Fusse des Erzgebirges und rechtwinklig zu den am Dewitzer Berge nachgewiesenen Glacialschrammen verläuft, so hat Credner diese Ablagerung mit den im Alpenvorlande sich findenden Endmoränen, sowie mit den schottischen „Kames“ verglichen.

In den Erläuterungen zu Sektion Lüderitz in der Altmark erwähnt Gruner²⁾ das Vorkommen eines Geschiebewalles im Junkernberge bei Vinzelberg, welcher einen weiten halbkreisförmigen Bogen bildet, dessen konkave Seite nach Westen gewendet ist. Aehnliche Erscheinungen traten auch südlich von Nahrstedt auf. Gruner bemerkt hierzu: „Es unterliegt keinem Zweifel, daß der Junkernberg eine Moräne darstellt, wie solche auch an anderen Punkten Norddeutschlands, so bei Liepe und Chorin, beobachtet wurde. Bemerkenswert aber ist die Thatsache, daß die konkave Seite dieses Blockwalles dem Harze zugewendet ist, der Ursprung der Geschiebe aber trotzdem nach Norden weist.“

Ebenso wie sich die Posener Endmoräne nach Russland hinein fortsetzt, scheint auch die baltische Endmoräne nach Osten zu in den russischen Ostseeprovinzen eine weitere Fortsetzung zu finden. Darauf deuten die jüngsten Veröffentlichungen von Anna Missuna, welche typische Endmoränenzüge an der Düna nachgewiesen hat.

Die im vorhergehenden beschriebenen Moränenzüge sind als „Endmoränen“ von den norddeutschen Geologen bezeichnet worden, weil dieselben von der Ansicht ausgegangen sind, daß diese Ablagerungen unmittelbar vor dem Rande des Inlandeises während einer Periode längeren Stillstandes gebildet wurden. Denn unter „Endmoränen“ sind unserer Ansicht nach nicht nur solche Absätze zu verstehen, welche

¹⁾ H. Credner, Ueber Glacialscheinungen in Sachsen, nebst vergleichenden Bemerkungen über den Geschiebemergel. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XXXII, 1880, S. 588—594.)

²⁾ Gruner, Blatt Lüderitz 1887, S. 20 u. 21.

die äußerste Grenze der Eisausdehnung irgend einer größeren Glacial-epochen angeben, sondern ebenso auch solche Gebilde, die bei jedem längeren Stillstande des Eisrandes am Eisfuße als „Stirnmoränen“ sich anhäuften.

Salisbury¹⁾ hat bei der eingehenden Besprechung der ersten Auflage dieses Buches auf die weitgehenden Unterschiede aufmerksam gemacht, die hinsichtlich des Begriffes und der Entstehung der Endmoräne zwischen den norddeutschen und nordamerikanischen Geologen bestehen. Nach Salisbury würde der ganze baltische Höhenrücken mit seiner Grundmoränenlandschaft, die von ihm einfach mit der Endmoräne identifiziert wird, als Endmoräne aufzufassen sein, während die von den norddeutschen Geologen allein als Endmoränen beschriebenen schmalen, zugartigen Wälle nur eine unbedeutende, am unmittelbaren Eisrande gebildete Unterart der Endmoräne (Dumppmoraines) darstellen sollen. Der gesamte baltische Höhenrücken wird als eine im Randgebiete des Eises unter dem Eisrande entstandene „submarginale“ Endmoräne aufgefaßt, deren eigentümliche Topographie (knob and basin topography) durch unregelmäßige Anhäufung von Moränenmaterial unter dem Eise während seiner Stillstandsperiode entstanden sein soll, wobei aber dem Gletscherdruck nur ein geringer Einfluß zugeschrieben wird. Die schmalen Endmoränenwälle mit ihren Blockpackungen werden als „Dump-“ oder Sturzmoränen bezeichnet und sollen ihre Entstehung dem im Eise eingeschlossenen (englacial) und beim Abschmelzen an die Oberfläche des unmittelbaren Eisrandes gelangten und herabstürzenden Material verdanken. Gegen diese Anschauung läßt sich folgendes einwenden:

Alle unter Mitwirkung der Bewegung des Eises an seinem Grunde sich absetzenden glacialen Schuttbildungen, welche durch Einschlüß von kantabgerundeten und gekritzten Geschieben sich auszeichnen, sind als Grundmoränen zu bezeichnen und gehören nach ihrer Bildung und Ablagerung einer ganzen Vereisungsepoke von Anfang bis zu Ende, solange die Eisbedeckung dauert, an, nicht bloß ihrer Rückzugs- und etwaigen Stillstandsperiode. Im norddeutschen Flachlande unterscheidet sich der Geschiebemergel der flachen und welligen Grundmoränengebiete petrographisch durchaus nicht von demjenigen der eigentlichen kuppigten Grundmoränenlandschaft; es sind genetisch die gleichen Bildungen, sie gehen häufig unmittelbar aus der einen Landschaftsform in die andere über und müssen daher beide zur Kategorie der Grundmoräne gerechnet werden. Da die stark kuppische Grundmoränenlandschaft auf dem pommerschen Höhenrücken, wie Keilhack gezeigt hat, fast immer das Hinterland der wallartigen Züge der Endmoränen bildet, so kann allerdings, wie ich Salisbury zugebe, ein genetischer Zusammenhang zwischen den Endmoränen und der Form der Grundmoränenlandschaft angenommen werden. Die eigentlichen Endmoränenwälle bilden sich jedoch zweifellos unmittelbar vor dem stationären Eisrande, nicht wie Salisbury behauptet, unter dem oscillierenden Rande desselben. Die genaue Untersuchung unserer norddeutschen Endmoränenzüge hat

¹⁾ R. D. Salisbury, The drift of the North German Lowland. (The American Geologist 1892, Vol. IX, Nr. 5, S. 294—319.)

außerdem ergeben, daß diese wallartigen, topographisch meist deutlich hervortretenden Rücken keineswegs, wie anfangs angenommen wurde, nur aus Blockpackungen (Geschiebewällen) bestehen, sondern daß sie vielfach aufgestaute Rücken des tieferen Diluvialuntergrundes, meist mit oberflächlicher Blockbestreuung bilden. Die Staumoräne geht häufig unvermittelt in die Aufschüttungsmoräne (Geschiebewall) über. Die Auffassung Salisburys, die Endmoränenkämme Norddeutschlands als untergeordnete „Dumpmoränen“ zu erklären, die der Hauptendmoräne, dem baltischen Höhenrücken, aufgesetzt sind, ist demnach unzulässig, da diese Annahme auf keine Weise das in Frage stehende Phänomen erklärt. Die Aufstauchung der bogenförmig angeordneten Rücken, die in ihrem Kerne aufgepreßte fluvio-glaciale Schichten des tieferen Untergrundes besitzen, kann nur durch Gletscherschub und -druck des Eisrandes bewirkt worden sein. Aber auch die eigentlichen Block- oder Geschiebewälle können nicht als „Sturzmoränen“ aufgefaßt werden, da nach Salisburys eigenen Untersuchungen in Grönland das im Eise eingeschlossene Material sich ausschließlich auf die Basis des Eises beschränkt und daher bei längerem Stillstande des Eises Schuttwälle bilden muß, die lediglich aus Grundmoränenmaterial unter intensiver Mitwirkung der Schmelzwasser hervorgegangen sind. Daß aber auf dem Inlande genügend viel Schuttmaterial transportiert sein sollte, um am Eisrande Sturzmoränen zu bilden, wie Salisbury¹⁾ damals angenommen hat, scheint mir durch die neueren Resultate der Glacialforschungen in Grönland gänzlich ausgeschlossen zu sein, was er mir jetzt gewiß selbst zugeben wird²⁾.

Daß eine deutliche Trennung der unter dem Eise entstandenen, mit Geschiebemergel bedeckten Grundmoränenlandschaft und der vor dem Eisrande abgelagerten Endmoränen, welche mit den ihnen vorgeschütteten geröllführenden Granden und Sanden die Endmoränenlandschaft bilden, durchführbar ist, habe ich schon 1887³⁾ nachzuweisen versucht, und die Kartenaufnahmen im Bereiche der Moränenlandschaft haben diese Auffassung durchaus bestätigt. Wir stimmen alle darin überein, daß nur die zugartigen Moränenwälle, die die ehemalige Lage des Eisrandes angeben, als „Endmoränen“ zu bezeichnen sind. Auf der im Jahre 1895 erschienenen Karte des Passaicthales ist diese Trennung der Grundmoräne von der Endmoräne auch von Salisbury⁴⁾ durchgeführt worden, allerdings nach vorwiegend topographischen Gesichtspunkten.

Es ist übrigens ein Mißverständnis Salisburys, wenn er der Grundmoränenlandschaft wegen der in ihr häufig auftretenden kuppigen Durchragungen einen sandigen Charakter zuschreibt. Diese Sandkuppen,

¹⁾ Salisbury, A preliminary Paper on Drift or Pleistocene Formations of New Jersey. (From the annual Report of the State Geologist for 1891. Trenton N. J. 1892, S. 82.)

²⁾ Salisbury, Salient points, concerning the glacial geology of North Greenland. II. (Journal of Geology, Vol. IV, Nr. 7, 1896, S. 804—806.)

³⁾ Zur Frage der Oberflächengestaltung im Gebiete der baltischen Seenplatte S. 163.

⁴⁾ Salisbury, Report on Surface Geology for 1894. Trenton N. J. 1895.

welche den Geschiebemergel durchstoßen, treten räumlich sehr zurück, denn sie bilden nur eng umgrenzte sogen. „Brandstellen“ im Lehm Boden, während der Geschiebemergel trotz schwankender Mächtigkeit als gleichmäßige Decke die wellenförmig-kuppigen Sande und Grande des Untergrundes überzieht.

Salisbury hat die Staumoränen als „Kames“ deuten wollen, da erstere jedoch ohne Frage durch Aufpressung entstanden sind, zu nicht geringem Teil oberflächlich aus Geschiebemergel bestehen und meist mehr oder weniger zusammenhängende Bogen hinter der Hauptmoräne bilden, so scheint mir diese Auffassung nicht zutreffend zu sein. Ver einzelte Grandkuppen, die nach meiner Beobachtung bei Boitzenburg in der Uckermark vor der Endmoräne liegen, können mit größerem Rechte als Kames gedeutet werden¹⁾.

Auch die Endmoränen Grönlands werden vor dem Eisrande gebildet, wie v. Drygalski²⁾, Tarr³⁾ u. a. berichtet haben. Salisbury⁴⁾ scheint jetzt geneigt zu sein, für die Entstehung der nordamerikanischen Endmoränen eine neue Hypothese in Betracht zu ziehen. Er hat an einigen grönlandischen Gletschern und Eisdecken beobachtet, daß die untersten schuttführenden Schichten an den Enden und Seiten der Gletscher sich aufwärts biegen. Am äußersten Rande ist dieses Aufbiegen am deutlichsten und wechselt von wenigen Graden bis zu 30 und 40, in einem Falle bis zur völligen Steilstellung. Mit der Entfernung vom Gletscherrande nimmt es mehr und mehr ab, um in einiger Entfernung davon gänzlich zu verschwinden. Der Schutt, der in diesen aufgebogenen Eisschichten enthalten ist, schmilzt an der Oberfläche aus und häuft sich in unregelmäßigen Gürteln und Rücken an, die in einem Falle fünf Schuttwälle hintereinander bildeten und genau das Aus streichen von aufgebogenen schuttführenden Eisschichten bezeichneten. Wo solche Gürtel miteinander verschmelzen, erinnerte ihn die Topographie an die Endmoränen der Vereinigten Staaten. Er hebt jedoch hervor, daß der Kern dieser Gürtel zu einem beträchtlichen Teil aus Eis bestehen wird, welches durch seine Schuttdecke vor dem Abschmelzen geschützt wurde, so daß in Wirklichkeit diese Schuttanhäufungen von nur geringer Mächtigkeit sind. Salisbury ist der Ansicht, daß auch die Seitenmoränen der grönlandischen Gletscher, die nicht wie bei den alpinen Gletschern aus Gehängeschutt hervorgegangen sein können, da der Eisrand gewöhnlich die Thalwände nicht berührt, vorwiegend durch aufgebogene schuttführende Eisschichten entstanden seien, während v. Drygalski sie für echte, aus Grundmoräne entstandene Endmoränen hält und als Randmoränen bezeichnet. Meines Erachtens ist die Hypothese Salisburys nicht geeignet, die ältere Auffassung von der Entstehung der Endmoränenwälle des Inlandeises zu verdrängen.

Die Endmoränen Norddeutschlands sind von ihren Bearbeitern von

¹⁾ Zur Frage etc. S. 162.

²⁾ v. Drygalski, Grönland-Expedition Bd. I, S. 528.

³⁾ Tarr, The Margin of the Cornell-Glacier. (The American Geologist, Vol. XX, Sept. 1897, S. 148, Taf. IX, Fig. 1 u. 2.)

⁴⁾ Salisbury, Salient points concerning the glacial geology of North Greenland. II. Journal of Geology. Vol. IV, Nr. 7, 1896, S. 797.

Anfang an als Rückzugsmoränen der letzten Vereisung aufgefaßt worden, welche mehrere nacheinander auftretende Stillstandslagen beim Zurückschmelzen des Inlandeises bedeuten. Die Gründe für diese Auffassung ergaben sich aus dem Umstände, daß die Grundmoräne sowohl vor als auch hinter der Endmoräne in gleicher petrographischer Ausbildung und auch in gleicher stratigraphischer Stellung auftritt, wie ich J. Geikie gegenüber bemerken möchte. Demnach mußte sie als der letzten Vereisung angehöriger oberer Geschiebemergel bei der geologischen Kartierung dargestellt werden. Für die Deutung als Rückzugsmoränen spricht ferner das Vorhandensein mehrfacher hintereinander liegender Wiederholungen der Endmoränenzüge, sowie die Beobachtung Schröders¹⁾, daß die nordwärts von den südlichsten Moränen befindliche Grundmoräne in zusammenhängenden Decken durch die Lücken der Endmoränen nach Süden zu hindurchgreift, so daß also die Endmoräne nicht zugleich die südlichste Ablagerungsgrenze des Grundmoränenmaterials ein und derselben Vereisung anzeigt. Keine Anzeichen einer stärkeren Verwitterung der Grundmoräne vor den Endmoränenzügen, welche auf ein größeres Alter derselben hindeuten würden, haben sich bisher im norddeutschen Glacialgebiete nachweisen lassen. Auch ein Teil der Endmoränenzüge Nordamerikas ist von einigen der dortigen Geologen als Rückzugsmoränen (*moraines of retrocession*) aufgefaßt worden, auf die man gleichwohl, wie auch Wright²⁾ bemerkt, die Bezeichnung Endmoränen anwenden kann, da sie tatsächlich während eines gewissen Stadiums des Rückzuges eine Zeitlang das Ende der Eisdecke markierten.

Durch die wesentlich theoretischen Ausführungen De Geers³⁾, die er, wie schon S. 103 erwähnt, auf mehreren Karten zur Anschauung brachte, sind einige, namentlich ausländische Geologen veranlaßt worden, die südliche baltische Endmoräne als die Südgrenze einer besonderen Vereisungsperiode zu betrachten, deren Resultat der baltische Eisstrom gewesen sein soll. Als ein Hauptvertreter dieser Ansicht hat sich James Geikie bekannt, indem er in der letzten Auflage seiner „Great Ice Age“ die Grenze der letzten Vereisung in Norddeutschland unter Zugrundelegung der südlichen baltischen Endmoräne festzustellen suchte. Von diesem Gesichtspunkte ausgehend, werden die oberen und unteren Grundmoränen nördlich und südlich dieses Endmoränenzuges und die sie trennenden Interglacialbildungen verschiedenen Glacialperioden zugeschrieben, und um ihr Alter zu charakterisieren, mit besonderen Lokalnamen bezeichnet (Saxonian, Polandian, Mecklenburgian). Diesen Anschauungen ist bereits Keilhack⁴⁾ entgegengetreten und hat im Einverständnis mit seinen Berliner Kollegen die Gründe dargelegt, die sich

¹⁾ Schröder, Bericht über die Aufnahme der Blätter Mohrin und Soldin und über Bereisung des diluvialen Mietzelthales. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1897, S. XLV.)

²⁾ G. Frederick Wright, The ice age in North America 1889, S. 179.

³⁾ G. de Geer, Om Skandinaviens geografiska utveckling Taf. II. (Från Stockholms Högskolas Populära Föreläsningar.)

⁴⁾ K. Keilhack, Die Geikiesche Gliederung der nordeuropäischen Glacialablagerungen. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1895, Berlin 1896.)

gegen die Geikiesche Gliederung anführen lassen. In der darauf erfolgten Erwiderung Geikies¹⁾ sind die Ergebnisse der in Norddeutschland ausgeführten Spezialforschungen viel zu wenig berücksichtigt worden.

Auch muß nochmals betont werden, daß maßgebende finnländische Geologen sowohl den Salpausselkä als auch die Schweden durchquerenden Endmoränenzüge im Gegensatz zu De Geer als Rückzugsmoränen der letzten Vereisung auffassen. Von Sederholm²⁾ ist klar dargelegt worden, daß die Schrammen nördlich und südlich des Salpausselkä in ganz gleicher Weise ausgebildet sind und daher nicht, wie De Geer und J. Geikie angenommen haben, zwei verschiedenen Eiszeitepochen angehören können³⁾. Außerdem sind schon jetzt nach A. Missunas⁴⁾ Forschungen sichere Anzeichen dafür vorhanden, daß die südliche baltische Endmoräne sich nach Russland hinein durch die Ostseeprovinzen fortsetzt, was mit der De Geer-Geikieschen Begrenzung der letzten Eisausdehnung nicht in Einklang zu bringen ist.

c) Kames (Grandkuppen).

Die Bezeichnung „Kames“ ist vielfach irrtümlicherweise als gleichbedeutend mit den einander deckenden „Åsar“ und „Eskers“⁵⁾ angewandt worden. Erst von Chamberlin ist eine genaue Definition derjenigen Bildungen gegeben worden, auf die zweckmäßig der Name Kames allein anzuwenden ist. Hierzu gehören regellos angeordnete Hügel und kurze Rücken von geschichteten Sanden und groben Granden, die durch tiefe thal- und wattenförmige Einsenkungen voneinander getrennt sind und der Landschaft ein eigentümlich unruhiges und doch einförmiges Gepräge verleihen. Nach J. Geikie sind die Kames in Schottland am häufigsten dort zu finden, wo die vergletschert gewesenen Gebirgstäler in das flache Land ausmünden. Sie machen dort gleich der Moränenlandschaft den Eindruck einer wogenden See, doch sind, wie Chamberlin mit Recht hervorhebt, die Formen der Kameslandschaft sanfter. Ein bezeichnender Unterschied scheint mir für Norddeutschland auch darin zu liegen, daß die Moränenlandschaft zahllose Seen einschließt, während die Kameslandschaft, wohl infolge der Durchlässigkeit der sie zusammensetzenden Schichten, sich durch einen Mangel daran auszeichnet.

¹⁾ J. Geikie, The last great Baltic Glacier. (The Journal of Geology, Vol. V, Nr. 4, 1897 Chicago.)

²⁾ Sederholm, Om Istidens Bildningar i det irre af Finland. (Fennia I, 7, Helsingfors 1889, S. 49.)

³⁾ Nach Rosberg, auf welchen sich J. Geikie beruft, ist das jüngere abweichende der beiden Schrammensysteme, welches nicht außerhalb der Endmoräne nachgewiesen werden konnte, durch eine relativ dünne Eisdecke entstanden, auf deren Bewegungsrichtungen die Unebenheiten des Bodens bereits von deutlichem Einfluß gewesen sind. (J. E. Rosberg, Ytbildningar i ryska och finska Karelen med särskild hänsyn till de karelska randmoränerna. Fennia 7, 2, Helsingfors 1892.)

⁴⁾ Anna Missuna, Material zur Erforschung der Endmoränen des Litowschen Gebietes. Kaiserl. Moskauer Ges. f. Naturwiss. Material für die Kenntnis des geologischen Baues des russischen Reiches. Bd. I (russisch).

⁵⁾ Der Name „Eskers“ ist in England und Nordamerika neben dem schwedischen „Åsar“ im Gebrauch.

Die Bildungsweise der Kames ist noch nicht ausreichend aufgeklärt. Zum großen Teil sind sie Randgebilde des Inlandeises, da sie nach den nordamerikanischen Autoren häufig zu den Endmoränen in enger Beziehung stehen oder dieselben ganz und gar vertreten, in welchem Falle sie dann, zwar nicht im einzelnen, aber in ihrer Gesamtheit, quer zur Eisbewegung angeordnet sind. Sie kommen jedoch im nordamerikanischen Glacialgebiete auch in Thälern als Kamerterrassen vor und zeigen auch Uebergänge zu den Asar. Aus der starken Abrollung und Schichtung ihres Materials geht hervor, daß strömende Wasser bei ihrer Bildung in ausgedehntem Maße mitgewirkt haben.

Den nordamerikanischen Kames völlig gleichende Oberflächenformen scheinen mir gewisse Teile der Lüneburger Heide aufzuweisen, die einen höchst merkwürdigen Gegensatz zu den übrigen Landschaftsformen des norddeutschen Flachlandes bilden. Wenn man von dem Städtchen Dannenberg an der Elbe aus über Metzingen, Moisdorf die sogen. Gehrde durchquert, so beobachtet man eine eigentümliche, aus hohen rundlichen Hügeln und Rücken mit tiefen Einsenkungen zusammengesetzte Gegend, die teilweise mit Wald, vorwiegend jedoch mit Heidekraut bedeckt ist, aber auch vielfach an den unteren Abhängen der Anhöhen in der Nähe der Dörfer beackert wird. Die Oberfläche von $1\frac{1}{2}$ —2 m Tiefe wird aus einem sehr groben, geröllführenden Grande gebildet, dessen größere Gerölle meist vortrefflich gerundet sind. Daneben finden sich auf Kuppen in den Grand eingebettet auch Anhäufungen größerer Geschiebe. An mehreren Aufschlüssen ließ sich beobachten, daß diese groben geröllführenden, die Hügel mantelartig umkleidenden Grande von feinen, horizontal geschichteten Diluvialsanden unterlagert werden, die zum Teil eine große Mächtigkeit erreichen. Sehr deutlich war dies in einer Sandgrube östlich der Chaussee zwischen Moisdorf und Witzetze zu beobachten. Ob die obere Grandschicht an einigen Stellen durch Geschiebemergel ersetzt wird oder ob der dortige Geschiebemergel nur im Liegenden des feinen Sandes an den Gehängen der Hügel heraustritt, kann nur durch die Spezialkartierung jenes Gebietes entschieden werden. Beim Dorfe Metzingen konnte ich in einer tief gelegenen Grube beobachten, daß dort der Geschiebemergel unter feinem Sande in steiler Aufpressung hervortrat. Eine größere Anzahl von Fundorten des unteren Geschiebemergels in der Provinz Hannover erwähnt Laufer¹⁾.

Auf einem Ausfluge²⁾, den ich im Herbst 1899 von Dannenberg a. E. nach Uelzen unternahm, beobachtete ich dieselben kamesartigen Geröllzüge wie in der Gehrde. Bereits hinter Carwitz treten nördlich der Chaussee einzelne, mit grobem Geröll bedeckte Kuppen auf, während man am Horizont gegen Westen in der Forst Dragahn scharfe Rücken hervortreten sieht. Die Chaussee nach Uelzen durchschneidet dieselben. Rechts und links der Chaussee zeigen sich mit Heidekraut bestandene

¹⁾ E. Laufer, Das Diluvium und seine Süßwasserbecken im nordöstlichen Teile der Provinz Hannover. (Jahrb. d. königl. preuß. geolog. Landesanst. f. 1884. Berlin 1884, S. 311 u. 312.)

²⁾ F. Wahnschaffe, Ein geologischer Ausflug in die Lüneburger Heide auf dem Rade. (Globus LXXVIII, Nr. 12, 1900, S. 185—187.)

Kuppen, die in Zügen angeordnet sind, aber nicht wie die Åsar kontinuierliche Wälle bilden, sondern immerfort durch tiefe Einsenkungen in Einzelhügel getrennt sind. In kleinen Schürfen erkennt man, daß die Oberflächenschicht dieser Hügel aus groben, wohlgerundeten Geröllmassen besteht, von denen die meisten 14—15 cm Durchmesser besitzen. Daneben treten vereinzelte Blöcke von 35—110 cm Durchmesser auf¹⁾. An dieses Kamesgebiet der Forst Dragahn schließt sich nach Westen ein flachwelliges bis ebenes Sandgebiet an, in dem nur vereinzelt höhere Rücken hervortreten. Auch dieses Gebiet zeigt an der Oberfläche eine Geröllschicht mit darunter liegenden geschichteten Sanden. Nach Uelzen zu flacht sich das Gelände mehr und mehr ab und geht von Hohenziethen aus allmählich in ein Geschiebemergelplateau über. Aus der Besichtigung des Blattes Dannenberg 1:100 000 habe ich den Eindruck gewonnen, daß die Kameslandschaft sich von der Gehrde in südsüdöstlicher bis südlicher Hauptrichtung über die Forst Dragahn nach der Forst Mützingerberg bis zum unteren Drawehn fortsetzt.

Die starke Abrollung der die Kameszüge bedeckenden Blockmassen deutet darauf hin, daß sie unter Mitwirkung stark strömenden Wassers entstanden sein müssen. Man hat daher die Kames als im Wasser abgelagerte Endmoränen aufgefaßt. So viel ist wohl sicher, daß sie innerhalb einer Abschmelzzone des Eisrandes entstanden sind. In diesem speziellen Falle handelt es sich vielleicht um eine Grundmoränendecke, die durch intensive (subglaciale) Schmelzwasserwirkung ausgewaschen und umgelagert wurde.

B. Fluvio-glaciale Bildungen.

Während uns die unmittelbar durch das Eis transportierten Schuttmassen in der Form von Grundmoränen und den aus denselben hervorgegangenen Endmoränen und Kames entgegentreten, besitzen wir, abgesehen von den noch zu behandelnden, eine Sonderstellung einnehmenden Åsar, in dem norddeutschen Glacialgebiete sehr mächtige Schichtenkomplexe fluvio-glaciale Natur, welche unter Vermittelung der Gletscherschmelzwasser aus den Moränen ausgeschlämmt und im Vorlande des Eises abgelagert worden sind. Der Geschiebemergel bildet das Ursprungsmaterial für alle durch die Gletscherwasser abgesetzten Bildungen, deren verschiedenartige Ausbildung nur durch den verschiedenartigen Schlämmprozess bedingt ist. Die tieferen fluvio-glacialen Bildungen des norddeutschen Flachlandes sind allerdings vielfach vermengt mit den leicht zerstörbaren Sanden und Thonen der Tertiärformation, so daß sich die unmittelbar auf derselben liegenden geschichteten Diluvialabsätze gewöhnlich einerseits durch einen hohen Glimmer- und Quarzgehalt, sowie durch häufige Beimengung zerriebener Braunkohle, andererseits durch auffallenden Mangel an Kalkgehalt auszeichnen. Aber nicht allein in vertikaler Richtung nimmt nach unten zu die Zusammensetzung aus rein nordischem Materiale ab, sondern auch in horizontaler Richtung, je mehr wir uns dem Südrande der Vereisung nähern. Durch die von

¹⁾ Vgl. auch Wiegers, Zur Kenntnis des Diluviums der Umgegend von Lüneburg. (Z. f. Nat. Bd. 72, S. 245.)

den Mittelgebirgen herabkommenden Flüsse wurde in der Randzone das nordische Material mit dem Gebirgsdiluvium gemischt, und es entstanden jene Bildungen, welche wir gegenüber dem rein nordischen als gemengtes Diluvium bezeichnen. Schließlich tritt auch dieses zurück und wird durch Gebirgsschotter ersetzt, welche beispielsweise südlich von den Vorbergen des Harzes zum Teil ganz frei von nordischem Materiale sind.

Die Ausschlämmprodukte des Geschiebemergels sind entweder Sande und Grande, welche je nach der Stromgeschwindigkeit der sie transportierenden Wasser eine verschiedene Korngröße besitzen, oder Mergelsande und Thone, die wir als den feinsten Abhub des Gletscherschlammes bezeichnen können. Für die Erkenntnis der völligen Uebereinstimmung, welche zwischen den Sanden und Thonen des skandinavisch-norddeutschen Glacialgebietes mit den noch heute vor sich gehenden Ablagerungen der isländischen Gletscherschmelzwasser besteht, sind die Beobachtungen Torells grundlegend gewesen. In seiner berühmten Abhandlung „Undersökningar öfver istiden“¹⁾ sagt er darüber: „Die überall, z. B. vom Rande des Oraefajöklus, hervordringenden Gletscherströme breiten über die vor dem Eise befindliche Ebene die aus seinen Moränen ausgeschwemmten Gerölle, Grus, Kies und Sand aus, und das Meer wird auch hierdurch so ausgefüllt, daß an solchen Stellen die Häfen fehlen, wohl aber lange und niedrige Sandriffe vorkommen. Die Ströme sind ebenso seicht wie zahlreich, und man kann gewöhnlich über dieselben reiten. Ein und derselbe Strom kann aus mehreren kleineren zusammengesetzt sein, welche sich jedoch schließlich vereinigen. Hornefjot wird solcher Gestalt in der Nähe des Gletschers in ungefähr 30 breite und strömende, aber sehr seichte Arme geteilt, welche bald getrennt sind, bald zusammenfließen. Die Ströme haben folglich keine bestimmten Strombetten, sondern verlegen dieselben unaufhörlich. Die Ursache davon ist ohne Zweifel die stetige Umlagerung der losen Ablagerungen, welche von dem strömenden Wasser ununterbrochen umgearbeitet und mitgeführt werden. Wendet man nun diese Beobachtungen auf Skandinavien und das erratische Gebiet der Eiszeit an und giebt man zu, was ich beweisen zu können glaube, daß das skandinavische Inlandeis sich einmal bis an die Grenze der erratischen Blöcke erstreckte, so meine ich, daß die Bildungen des nord-europäischen Flachlandes vor dem Inlandeis von den zahllosen Gletscherflüssen desselben bearbeitet und teilweise abgetragen werden mußten. Hierdurch konnten neue geschichtete Ablagerungen von derselben Beschaffenheit und Zusammensetzung wie der Diluvialsand und -thon entstehen, für welche in diesem Falle sowohl die unterliegenden Bildungen, als auch die von dem Eise herbeigeschafften fremden Gesteinsarten durch die Wirksamkeit der Gletscherflüsse Material lieferten.“ Da man, wie Torell an einer anderen Stelle anführt, auf Island die schlammführenden Gletscherflüsse als Hvítáar bezeichnet, so ist auf seine Veranlassung, um gleich durch den Namen die Entstehung zu kennzeichnen, auf der von Hummel bearbeiteten Sektion Båstad der schwedischen geologischen Landesuntersuchung für die dem norddeutschen

¹⁾ Oefversigt af Kongl. Vetenskaps-Akademiens Förhandlingar 1872, Nr. 10, S. 64.

Diluvialsand und -thon äquivalenten Bildungen bereits 1877 die Bezeichnung Hvitásand und Hvitálera gebraucht worden¹⁾.

Von großem Interesse für die Beurteilung der nordeuropäischen fluvio-glacialen Bildungen waren auch die Untersuchungen, welche Helland²⁾ über die Gletscher Islands, sowie über die Wasserführung und den Schlammgehalt der dortigen Gletscherflüsse ausführte. Er beschrieb die vor den Gletschern liegenden „Sandr“ als große, wüste Landstriche, die meistens aus mittelgroßen und kleinen Steinen bestehen, während Sand selten allein in ihnen vorkommt. Die Oberfläche derselben ist immerwährend in Veränderung begriffen, weil die von den Gletschern herabkommenden Bäche stetig ihr Bett verlegen und das Material immerfort von einem Ort zum anderen transportieren. Den Grund dafür, daß keiner der Gletscherflüsse Islands in einen großen Fjord mündet, sondern daß sie direkt in das Meer gehen, sieht Helland darin, daß sie durch die großen Mengen von Sand und Schlamm, welche sie dem Meere zuführen, die früher vorhandenen Fjorde bereits völlig ausgefüllt haben.

Sehr eingehend hat auch Keilhack³⁾ die Absätze der Gletscherflüsse im südlichen Teile von Island studiert. Es entwässern hier die großen Gletscher Tindfjalla, Torfa, Merkr, Godaland und Eyjafjalla durch einen gewaltigen Strom, den Markarfljót, der anfangs in einem engen Thale niedertobt, sich aber, sobald er das Tiefland erreicht, in vier große Stromgebiete teilt, deren größere und kleinere Flüsse sich fortwährend gabeln und wieder vereinigen. Die Breite derselben schwankt zwischen 10—80 m. Sie dämmen sich selbst ihren Weg ab, werden aufgestaut, schütten Sand- und Kiesbänke in der Mitte ihres Laufes auf und verlassen ihr altes Bett zeitweise, indem sie ihre Ufer seitlich durchbrechen. An den tiefen Flusseinschnitten des Fulilaekr, dem Ausflusse des Solheimá-Jökull, beobachtete Keilhack eine vorzüglich ausgebildete, an den norddeutschen Diluvialsanden und -granden so häufig auftretende diskordante Parallelstruktur, d. h. eine Wechsellegerung von größerem und feinerem Material, bei welcher die Schichten sich fortwährend gegenseitig kreuzen und abschneiden. Der Sandr des oben erwähnten Markarfljót hat eine Größe von 500 qkm. Großartige Schmelzwasserabsätze hat auch sehr anschaulich J. C. Russell vom Malaspinagletscher im südlichen Alaska beschrieben.

Die Oberfläche der Sand- und Kiesebenen in Island ist nach Keilhack keineswegs horizontal, sondern es kommen Höhendifferenzen bis zu 100 m darin vor, welche der aufschüttenden Thätigkeit des Wassers ihre Entstehung verdanken. Es wird ausdrücklich von ihm hervorgehoben, daß die „Sandr“ Südislands durch ihre Oberflächenformen und durch das Auftreten bisweilen paralleler Rücken und Wellen, welche meiner Ansicht nach hier als primäre Erosions- und Aufschüttungsformen zu betrachten

¹⁾ Hierauf hat Nathorst hingewiesen im Neuen Jahrbuch für Min. etc. 1885, I, S. 75.

²⁾ Arkiv for Mathematik og Naturvidenskab. Kristiania 1882.

³⁾ K. Keilhack, Vergleichende Beobachtungen an isländischen Gletscher- und norddeutschen Diluvialablagerungen. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1883. Berlin 1884.)

sind, an die großen Gebiete unteren Sandes in Norddeutschland erinnern. Keilhack¹⁾ hat aber in seiner Arbeit über den baltischen Höhenrücken in Hinterpommern und Westpreußen meine Ansichten über die Entstehung der Moränenlandschaft unvollständig wiedergegeben, indem er nur anführt, daß nach meiner Meinung die unter dem oberen Geschiebel Lehmb lagernden Sande ihre komplizierte Gestalt durch Wassererosion erlangt haben sollen. Meine Berufung auf die von ihm geschilderten Sande hat er als unzutreffend zurückgewiesen und an das Heidesandgebiet erinnert, welches in seiner Oberflächenform einen außerordentlich auffallenden Gegensatz zur Moränenlandschaft bilde. Doch ist nach seiner eigenen Schilderung das Heidesandgebiet unmittelbar am Rande der Moränenlandschaft noch ziemlich uneben und wird erst, je weiter man sich von derselben entfernt, um so flachwelliger, bis es schließlich nach Süden ganz allmählich in ebene Thäler übergeht. Ich habe allerdings angenommen, daß die im Untergrunde des Geschiebemergels auftretenden Grande und Sande z. T. schon vor Ablagerung der Grundmoräne eine durch Aufschüttung und Erosion unregelmäßig gestaltete Oberfläche darboten, habe jedoch gleichzeitig stets betont, daß die Unregelmäßigkeiten durch Aufpressungen und Zusammenstauchungen bedeutend vermehrt wurden, als das Eis seine Grundmoräne darüber ausbreitete²⁾.

Die fluvio-glaciale Bildungen des norddeutschen Flachlandes besitzen für den ganzen Aufbau des Quartärs eine hervorragende Bedeutung. Mehr als die Hälfte des ost- und westpreußischen Diluviums besteht, wie die Tiefbohrungen ergeben haben, nach Jentzsch³⁾ aus geschichteten Gebilden. Die unmittelbar unter dem oberen Geschiebemergel lagernden, gewöhnlich nur eine mittlere Mächtigkeit von 4—5 m besitzenden Sande beeinflussen das Relief, worauf schon bei der Schilderung der Moränenlandschaft hingewiesen werden mußte, in mehr oder minder hervorragendem Maße. Häufig beobachten wir, daß in den Geschiebemergelgebieten, meist an höher gelegenen Punkten, der Sand die Lehmdede durchdringt⁴⁾. Diese Durchdringungen sind nicht immer als Aufpressungen anzusehen, denn es läßt sich zuweilen in Gruben die horizontale Schichtung des unteren Sandes nachweisen. Viel häufiger allerdings ist der kuppelförmige Aufbau, welcher meist, wie ich schon in einem früheren Abschnitt (S. 109) ausgeführt habe, auf Druckwirkungen des Eises zurückzuführen ist und sich so sehr steigern kann, daß eine Saigerstellung der Sandschichten erfolgt. Ein Beispiel hierfür bietet ein von Laufer in den Erläuterungen zu Blatt Königswusterhausen abgebildetes Profil (siehe Fig. 17) einer durchdringenden Sandkuppe von Brusendorf, welche am Fuße rings von Geschiebemergel umlagert ist.

¹⁾ Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1889, S. 206.

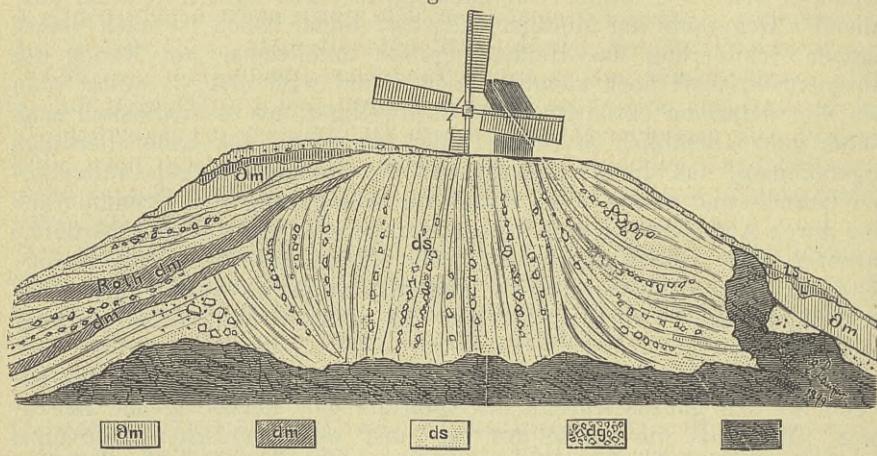
²⁾ Zur Frage der Oberflächengestaltung im Gebiete der baltischen Seenplatte. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanstalt f. 1887, S. 156 u. 159.) — Die Bedeutung des baltischen Höhenrückens für die Eiszeit. (Verhandl. des VIII. deutschen Geographentages zu Berlin 1889, S. 142.)

³⁾ Zeitschr. der deutsch. geol. Ges. 1880, S. 667.

⁴⁾ G. Berendt, Die Umgegend von Berlin I. Der Nordwesten Berlins. (Abhandlungen z. geol. Spezialkarte von Preußen etc. 1877, Bd. II, H. 3, S. 23.)

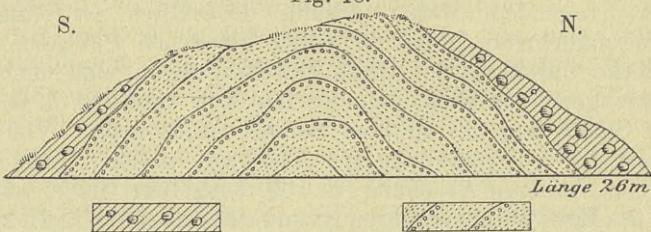
Als ein typisches Beispiel für den kuppelförmigen Aufbau will ich eine Grube nördlich vom Wootzensee bei Fürstenhagen in Mecklenburg-Strelitz an dem nach Rothe Haus führenden Wege erwähnen, in welcher die Schichten des unteren Sandes von der Kuppe aus unter $25-30^{\circ}$ nach allen Himmelsrichtungen hin einfallen. Einen deutlich sattelförmigen Aufbau der Sand- und Grandschichten des unteren Diluviums konnte ich auch in Schonen in der Nähe von Sallerup $1\frac{1}{2}$ km nord-

Fig. 17.



Ob. Ge- Unt. Ge- Unt. Sand Unt. Grand Abrutsch
schiebemergel schiebemergel
Sandgrube südlich von Brusendorf (Laufer 1878).

Fig. 18.



Profil 1,5 km NNO. von Oxie Kyrka bei Malmö (Wahnschaffe 1883).

nordöstlich von der Kirche von Oxie beobachteten. Der Geschiebemergel ist hier auf der nördlichen und südlichen Flanke steil angelagert, während die Schichten im Inneren aufgewölbt sind und nach Nord und Süd zum Teil bis zu 60° einfallen (siehe Fig. 18).

Die durchragenden Kuppen unteren Sandes finden sich sowohl in der stark kupierten Moränenlandschaft des baltischen Höhenrückens, allerdings in Hinterpommern nach Keilhack nicht häufig, als auch in flachen Geschiebemergelgebieten. Vielfach treten jedoch auch die unteren

Sande in ausgedehnten Flächen zu Tage und geben dann der Oberfläche eine eigentümlich kuppige und wellenförmige Gestaltung. Als ein charakteristisches Beispiel der durch diese Sande bedingten Landschaftsformen kann das Gebiet bezeichnet werden, welches südlich von Spandau von den seeartigen Erweiterungen der Havel durchzogen wird und den Grunewald sowie die Umgegend von Potsdam umfaßt. Oestlich und westlich von diesem Gebiet tritt der obere Geschiebemergel einerseits innerhalb des Teltowplateaus, andererseits zwischen Nauen und Ketzin in größen zusammenhängenden Flächen auf. Daß auch das dazwischen liegende Sandgebiet der Havelseen ursprünglich ebenfalls von demselben bedeckt gewesen ist, beweist hier das fetzenartige Vorkommen einzelner Partieen desselben. Ob er jedoch in diesem Sandgebiet in gleicher Mächtigkeit abgelagert wurde, läßt sich schwer entscheiden. Gerade hier befinden sich längs der Havel die höchsten Erhebungen, daher läßt sich vermuten, daß er auf denselben nur in dünner Decke zum Absatz gelangen konnte und während der Abschmelzperiode um so leichter fortgeschafft wurde. Jedenfalls deuten die hier vorkommenden tief eingeschnittenen Rinnen, wie die Seerinne des Grunewald-, des Stolper Lochs und Griebnitzsees darauf hin, daß hier stark strömende Wasser am Schlusse der Eiszeit wirksam gewesen sind.

Zu den feineren, durch die Schmelzwasser des Eises aus der Grundmoräne ausgewaschenen Produkten gehören die Mergelsande und Thone. Beobachtungen in heutigen Gletschergebieten zeigen, wie weit dieses feine Material fortgeschafft wird, bis es schließlich in dem ruhigen Wasser größerer Seebecken zum Absatz gelangt. Ueber den Schlammtransport der Elfen in Lappland und die dabei in den Seen sich bildenden Sedimente hat Svenonius¹⁾ interessante Beobachtungen veröffentlicht, welche uns die Vorgänge, die in der Eiszeit stattgefunden haben müssen, veranschaulichen. Schlammablagerungen in Form großartiger Deltas finden sich in den Seen Lapplands in großer Menge. Beispielsweise ist das Rvikkjokksdelta sehr berühmt wegen der zahlreichen, sich durch dasselbe hindurchziehenden Kanäle, sowie durch seinen raschen Zuwachs. Vom Anfang des Jahrhunderts an hat das 5—6 km lange Delta im Lajdaur jährlich 4—6 m zugenommen. Dieser meilenlange tiefe See, welcher vielleicht das meiste Gletscherwasser in Schweden empfängt, hat oft das Aussehen eines großartigen Thonbreis. Bisweilen ist der Elf an der Stelle, wo er den See verläßt, noch so trübe, daß man 6 cm unter der Wasseroberfläche gelegene Steine nicht mehr sehen kann. Der von den Gletscherelfen mitgeführte Schlamm passiert oft mehrere Klärbecken, ehe er sich einigermaßen absetzt. Durch den Wechsel in der Menge der Schmelzwasser und die dadurch bedingte Verschiedenheit in der Stromgeschwindigkeit derselben bilden sich stets deutlich geschichtete Absätze, wie sie die Diluvialthone zeigen, bei denen die dünnen thonigeren Lagen meist durch ganz feine, oft nur papierdünne Streifchen feinsten Sandes von-

¹⁾ Svenonius, Studier vid svenska jöklar. Geol. fören. Stockholm Förhandlingar. Nr. 85, Bd. VII, H. 1.

einander getrennt sind (Bänderthon). Auch im norddeutschen Flachlande waren während der Eiszeit große Seebecken vorhanden, in denen der feine thonige Gletscherschlamm zum ruhigen Absatz gelangen konnte. Auf diese Weise sind die Thonmergel entstanden, welche zuerst in den tiefen Gruben bei Glindow die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich zogen und welche nachher an vielen Punkten des norddeutschen Flachlandes unter ähnlichen Lagerungsverhältnissen nachgewiesen worden sind, so daß man sie anfangs auf dieses tiefe Niveau beschränkt glaubte. Später wurden jedoch auch zwischen dem oberen und unteren Geschiebemergel ganz analoge Thone nachgewiesen¹⁾.

An der Oberflächengestaltung beteiligen sich sowohl die Diluvialthone, als auch die Mergelsande im allgemeinen nur wenig, da sie meist von jüngeren Diluvialablagerungen bedeckt sind und nur in seltenen Fällen entweder durch Thalerosion oder durch starke Aufpressungen innerhalb der diluvialen Hochfläche zu Tage treten. Klockmann²⁾ erwähnt von dem eingeübneten oberen Diluvium des Blattes Tramnitz in der Priegnitz Schleppsandeinlagerungen, die allerdings nur selten oberflächlich wahrzunehmen sind, aber gleichwohl zum oberen Diluvium gezogen werden müssen. Ferner kommen nach G. Lattermann und G. Müller³⁾ auf Blatt Gerswalde auf dem oberen Geschiebemergel Bänderthon und Mergelsande vor, welche möglicherweise oberdiluvial sind.

Eine ausgedehntere Oberflächenverbreitung besitzt der Deckthon, welche Bezeichnung zuerst auf den geologischen Blättern Elbing, Dirschau und Frauenburg der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg in Preußen für zum Teil fette, thonige, an der Oberfläche auftretende Mergel angewandt wurde. Eingehend untersucht ist diese Bildung von R. Klebs⁴⁾ in der Gegend von Heilsberg. Er ist zu der Ansicht gelangt, daß der Deckthon, welcher zuweilen von Decksand überlagert wird oder auch allmählich in Decksandgebiete in horizontaler Richtung übergeht, zum oberen Diluvium zu rechnen und gewissermaßen als ein Aequivalent des oberen Diluvialsandes anzusehen sei. Demzufolge wird von ihm der Deckthon als ein in der Abschmelzperiode entstandenes Ausschlämmungsprodukt aus dem oberen Geschiebemergel aufgefaßt. Die an der Basis des Deckthones sich häufig findenden Blöcke und Gerölle, welche einen Horizont zur Abgrenzung desselben von den zuweilen darunter auftretenden geschichteten Thonmergeln des unteren Diluviums bilden, werden von Klebs als Vertreter oder Reste des zerstörten oberen Geschiebemergels angesehen. Dem ostpreußischen Deckthon völlig analog sind die Thone resp. Thonmergel, welche Keilhack⁵⁾ innerhalb der Moränen-

¹⁾ F. Wahnschaffe, Ueber das Vorkommen geschiebefreien Thones in den obersten Schichten des unteren Diluviums der Umgegend von Berlin. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1881. Berlin 1882, S. 535 ff.)

²⁾ Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanstalt etc. f. 1888, S. CXXXVIII.

³⁾ Ebenda S. CXXXIII.

⁴⁾ Klebs, Der Deckthon und die thonigen Bildungen des unteren Diluviums um Heilsberg. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. etc. f. 1883, S. 598 ff.)

⁵⁾ Keilhack, Der baltische Höhenrücken in Hinterpommern und Westpreußen, S. 165 ff.

landschaft der Blätter Bublitz und Wurchow in Hinterpommern beobachtet hat. Der dortige Deckthon ist dem oberen Geschiebemergel ohne Sandbedeckung oder -zwischenlagerung unmittelbar aufgelagert. Die Mächtigkeit der Gesamtschicht überschreitet 3 m wohl nur ausnahmsweise, in den kleineren Flächen beträgt sie sogar selten mehr als 1 m. Aus den von Keilhack mitgeteilten Profilen durch den Bahrenberg und Lindenberge auf Blatt Wurchow ist ersichtlich, daß der Deckthon gerade die höchsten Kuppen dieser Anhöhen überkleidet, während er an den Flanken nicht vorhanden ist. Der Reichtum dieser Bildung an Thon, ihr Mangel an Sand, sowie ihre Schichtung lassen auf einen Absatz in einem ruhigen Becken schließen. Was ihre Entstehung anlangt, so meint Keilhack, daß jene Becken, deren Ränder jetzt nicht mehr vorhanden sind, von Eis umschlossen gewesen seien und Seen im Eise, mit der Grundmoräne als Untergrund, gebildet haben, welchen durch supraglacielle Zuflüsse Thon und feinster Sand zugeführt wurden.

Zu den dem obersten Diluvium angehörigen fluvioglacialen Sedimenten gehört auch der von P. Friedrich¹⁾ beschriebene Beckenthon der Umgebung von Lübeck, welcher als eine weit ausgedehnte ununterbrochene Ablagerung in zahlreichen Ziegeleien auf beiden Seiten der Trave von Vorwerk bis Reeke und bei Brandenbaum, beispielsweise auch am Burgthor sehr schön aufgeschlossen ist. Nach Friedrich schmiegt er sich allen Unebenheiten der Oberfläche an, senkt sich allmählich an den Abhängen der Thäler bis zur Thalsohle, indem sich seine Schichten oft 20—30° neigen, und bildet das Liegende mancher mooriger Niederungen.

Åsar (Grandrücke).

Unter der aus der schwedischen Glacialitteratur entnommenen Bezeichnung Åsar versteht man auf weite Erstreckung hin sich fortsetzende, einer bestimmten Richtung folgende wallartige Rücken, die aus Sand-, Grand- und Geröllmaterial bestehen, das durch seine ausgezeichnete Schichtung und die vorzügliche Abrollung selbst der größten Gerölle seinen fluviatilen Ursprung zu erkennen giebt. Diese zuweilen wie Eisenbahndämme erscheinenden Rücken zeigen meist im Längsprofil eine nur mäßig auf- und absteigende Linie, sind einem Flusslauf ähnlich oft schwach gewunden und gekrümmmt und besitzen seitliche Verästelungen, die man als Nebenåsar (Biåsar) bezeichnet hat. Was die Richtung dieser auf den britischen Inseln und in Nordamerika auch als „Eskers“ bekannten, von Geinitz²⁾ in Mecklenburg als „Wallberge“ bezeichneten Grandrücke betrifft, so hat man in den Gebieten, wo durch Schrammen auf dem anstehenden Gestein sich die Bewegungsrichtung des Eises erkennen ließ, feststellen können, daß die Åsar im allgemeinen parallel mit den Glacialschrammen verlaufen. Es mag

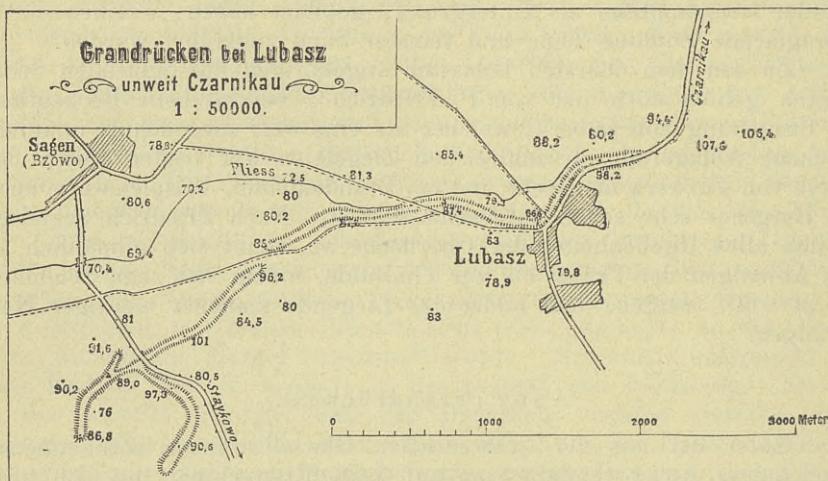
¹⁾ Die Freie und Hansestadt Lübeck. Mit 5 Karten in 6 Blättern. Lübeck 1890. — P. Friedrich, Beiträge zur Geologie Lübecks mit 2 Tafeln. (Festschr. zur Naturforschervers. zu Lübeck 1893.)

²⁾ E. Geinitz, Mitteilungen über einige Wallberge (Osar) in Mecklenburg. XIV. Beitrag zur Geologie Mecklenburgs. Rostock 1892.

noch hervorgehoben werden, daß einige dieser Åsar in Nordamerika nach Davis an ihrem Ende in eine Sand- oder Grandterrasse übergehen.

Während die Åsar in den außerdeutschen Glacialgebieten, zuerst in Schweden, sodann in Dänemark¹⁾, England und Nordamerika, den russischen Ostseeprovinzen und Finnland schon mehr oder weniger lange bekannt waren und eingehend beschrieben worden sind, hat man diese eigentümlichen Glacialbildungen in Norddeutschland erst vor wenigen Jahren und auch bisher nur in beschränkter Anzahl kennen gelernt. Mehrere der zuerst von Berendt aus der Uckermark und von Geinitz aus Mecklenburg als Åsar beschriebenen Rücken sind später durch die Untersuchungen von Schröder als Staumoränen gedeutet worden. Ich

Fig. 19.



Die eingesetzten Zahlen geben die Höhe über Normalnull in Metern an.

halte es jedoch nach den neueren Beschreibungen von Geinitz nicht für gänzlich ausgeschlossen, daß auch echte Åsar in Mecklenburg vorhanden sind, deren deutliche Unterscheidung von den Staumoränen aber noch nicht geglückt ist.

Ein nach meiner Auffassung zweifellos als Ås zu deutender Grandrücken ist von mir bei Lubasch²⁾ in Posen (südlich Czarnikau) nachgewiesen worden. Derselbe hat einen wurmförmig gekrümmten Verlauf von Ostnordost nach Westsüdwest (s. Fig. 19), ist etwas über 4 km lang, hat Böschungswinkel von 25—30°, eine Höhe von 13—18 m und besteht, soweit die Aufschlüsse dies erkennen ließen, aus Sand- und Grandschichten mit diskordanter Parallelstruktur, welche im allgemeinen

¹⁾ In Dänemark ist besonders die Insel Seeland durch charakteristische Åsar ausgezeichnet, wie die geologische Landesaufnahme 1 : 100 000 ergeben hat. Vgl. K. Rördams Kartenblätter Helsingör und Hilleröd, Kopenhagen und Roskilde.

²⁾ Wahnschaffe, Ueber einen Grandrücken bei Lubasz. Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1890. Berlin 1892, S. 277—288.

auf einen vollkommen ungestörten Absatz in horizontaler Bänkung hindeuten. Der Grandrücken macht von Süden aus gesehen ganz den Eindruck eines künstlich aufgeschütteten Eisenbahndamms, wie aus der meiner Arbeit beigegebenen Abbildung ersichtlich ist.

Im westlichen Teil der Provinz Posen, westlich der Eisenbahnlinie zwischen Wierzebaum und Betsche habe ich im Jahre 1893 einen sehr deutlich ausgeprägten Ås aufgefunden, der sich in nordsüdlicher Richtung zwischen den Ortschaften Goray und Scharzig in einer Länge von fast 6 km erstreckt. Der Rücken erhebt sich bis zu 20 m über seine Umgebung, hat einen steilen Abfall nach Ost und West und ist auf seinem Kamme an einigen Stellen nur 5—6 m breit. Obwohl er fast ganz aus Sand und Grand gebildet wird, habe ich an einigen Stellen eine ganz dünne Decke eines sandigen roten Lehmes mit größeren Geschieben oben auf dem Kamme beobachtet. Auch südöstlich von Betsche und östlich von Schilln kommen äsartige Erhebungen vor, die jedoch damals von mir nicht eingehend genug untersucht werden konnten. Sie bestehen, soweit meine Beobachtungen reichen, aus Sanden und Granden, welche am Wege von Schilln nach Eichkreuz horizontal geschichtet sind.

Einen sehr bedeutenden, im allgemeinen ostwestlich verlaufenden Grandrücken, der sich nördlich von Perleberg über mehrere Meßtischblätter verfolgen lässt, muß ich nach meinen vorläufigen Untersuchungen ebenfalls für einen Ås halten. Eine genauere Beschreibung desselben wird im Jahrbuch der königl. preußischen geologischen Landesanstalt erfolgen.

Einen 10 km langen Grandrücken, die „Schiefen Berge“ genannt, fand Th. Wölfer¹⁾ bei dem Dorfe Krschywagura südlich von Wreschen in Posen auf. Der Rücken besteht aus einem mittelkörnigen Sand bis steinigen Grand mit faustgroßen Gerölle. Größere Gerölle wurden dort bisher nicht beobachtet, auch keine Bedeckung von Geschiebemergel, wohl aber an einer Stelle eine kleine Einlagerung desselben. In seinem südwestlichen Teile wird er zuerst auf der westlichen, dann auf der nördlichen Seite von ziemlich bedeutenden, mit Torf erfüllten Rinnen begleitet, die den sogen. Åsgräben entsprechen dürften und auch auf der Nordseite des Lubascher Ås vorkommen.

Zwei gut ausgebildete Åsar sind von Keilhack²⁾ im vorderen Hinterpommern in der Gegend von Stargard bei Jakobshagen und Goldbeck aufgefunden worden. Sie sind auf das flache Grundmoränengebiet beschränkt, das sich hier an die durch die Endmoräne begrenzte Grundmoränenlandschaft anschließt. Ihre Richtung stimmt mit derjenigen der dort vorkommenden Drumlins überein und ist ungefähr senkrecht zum Verlauf der Endmoräne, die hier einen konvex nach Südost gerichteten Bogen bildet. Beide Åsar setzen sich aus einer Anzahl von Teilstücken zusammen, bestehen teils aus schmalen, wallartigen Kämmen,

¹⁾ Th. Wölfer, Bericht über einen Grandrücken bei dem Dorfe Krschywagura südlich Wreschen. Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1891. Berlin 1893, S. 268—271.

²⁾ Keilhack, Die Drumlinlandschaft in Norddeutschland. Jahrbuch etc. für 1896. Berlin 1897, S. 184—186.

teils aus massigen Hügeln und grenzen auf einer oder zwei Längsseiten an alluviale Rinnen an. Das 20 km lange Jakobshagener Ås ist aus horizontal geschichteten steinreichen Granden und grobgrandigen Sanden mit diskordanter Parallelstruktur zusammengesetzt, das 24 km lange Goldbecker Ås dagegen ist ganz und gar aus gleichfalls horizontalen Sanden aufgebaut, denen nur hier und da Schmitzen grandigen Sandes beigemischt sind. Untergeordnet findet sich auch Steilstellung der Schichten, und nach Schröder bei Saatzig eingeprefstes Grundmoränenmaterial.

Ein an der Frankfurt-Drossener Landstraße, 7 km östlich von Frankfurt a. O. bei der Kolonie Bischofssee teils im Walde, teils mitten im Felde verlaufender, aus Kies bestehender Wall, der beim Volke den Namen „Schwedenschanze“ führt, ist von E. Höhnemann¹⁾ als ein typischer Ås erkannt worden.

Ueber die Entstehung der Åsar sind die verschiedensten Ansichten aufgestellt worden. Eine Uebersicht über die einschlägige Litteratur bieten die zum Teil schon citirten Arbeiten von Strandmark²⁾, Wahnschaffe, Geinitz, Döß³⁾ und De Geer⁴⁾. Die gegenwärtig noch in Betracht kommenden Theorien stimmen alle darin überein, daß es sich um Bildungen von Gletscherströmen innerhalb eines noch mit Eis bedeckten Gebietes handelt. Während die von Holst, Upham, Wright, Winchell und Stone vertretene Ansicht auf dem Inlandeis strömende Schmelzwasser voraussetzt, in deren Eisbetten das im Eise enthaltene Schuttmaterial (Innenmoränen Holsts und englacial Drift Uphams, welche nach Upham am Schluß der Eiszeit durch bedeutende oberflächliche Abschmelzung supraglacial geworden war), gerollt und abgelagert wurde, um schließlich beim völligen Abschmelzen des Eises als wallartiger Rücken liegen zu bleiben, ist zuerst von Strandmark die Theorie der subglacialeen Bodenströme aufgestellt worden, die in geschlossenen Kanälen unter dem Eise fortströmten, das im unteren Teil des Eises eingeschlossene Moränenmaterial auf dem Boden ablagerten und beim Zurückschmelzen des Eises in wallartig angehäuften Ablagerungen zurückließen. Auch Nansen⁵⁾ vertritt ganz entschieden die Entstehung der Åsar durch subglaciale Bäche, da nach seinen Beobachtungen auf dem Inlandeise Grönlands (s. S. 82 u. 83) ihre supraglacielle Entstehung völlig ausgeschlossen ist. J. C. Russell⁶⁾ wurde durch seine Unter-

¹⁾ E. Höhnemann, Landeskunde der Neumark. (Schr. d. Ver. f. Gesch. d. Neumark. Heft VI. Landsbg. a. W. 1897, S. 30.)

²⁾ P. W. Strandmark, Om rullstensbildningarna och sättet, hvarpå de blifvit danade. Helsingborg 1885.

³⁾ B. Döß, Die geologische Natur der Kanger im Riga-schen Kreise unter Berücksichtigung ihrer weiteren Umgebung. Riga 1895. Besprechung der gesamten einschlägigen Litteratur der Åsar, auch der Durchragungszüge, Drumlins, Kames S. 60—78.

⁴⁾ De Geer, Om rullstensåsarnes bildningssätt. Geol. Fören. i Stockholm Forhandl. Bd. 19. H. 5. 1897.

⁵⁾ F. Nansen, Auf Schneeschuhen durch Grönland. 1891. II. Bd., S. 453 und 454.

⁶⁾ J. C. Russell, Second expedition to Mount Saint Elias, in 1891. Thirteenth annual report of the United States geological Survey 1891—92. Part II. Washington 1893, S. 81—82.

suchungen am Malaspinagletscher ebenfalls dazu geführt, die subglaciale Entstehung der Åsar anzunehmen, da er am Rande des genannten Eisfeldes gewaltige, mit reichlichen Schottermassen beladene Schmelzwasserströme nach langem subglacialem Lauf aus den Eisgewölben am Rande mit großer Gewalt hervorbrechen sah. Die subglaciale Entstehung ist in Nordamerika namentlich von N. S. Shaler und W. N. Davis vertreten worden, während Chamberlin und Salisbury sich früher sowohl für die supra- als auch subglaciale Bildung der Åsar ausgesprochen haben.

Döß hat für die aus dem Riga-schen Kreise von ihm sehr eingehend beschriebenen „Kanger“ (Ogerkanger, großer und kleiner Kanger), die von ihm als typische Åsar bezeichnet werden, weil sie aus gerolltem Material bestehen und sich als damm-, untergeordnet hügelförmige Höhenzüge außerhalb der eigentlichen Grundmoränenlandschaft im ebenen bis flachwelligen Diluvialgelände hinziehen, dieselbe Entstehungsweise angenommen. Was die Richtung der subglaciale Kangerströme betrifft, so glaubt er, daß dieselbe von der allgemeinen Abdachung des devonischen Untergrundes von Ost nach West, sowie von den von Südwest nach Nordost streichenden flachen Sätteln und Mulden, in die das Devon gefaltet worden ist, abhängig sei. Unter Durchbrechung der niedrigen Sattelachsen trat der der höher gelegenen östlichen Devonmulde parallele Ogerkangerstrom, der Neigung des Terrains folgend, in die westliche, niedriger gelegene Devonmulde über. Um die Flussrichtung der Kangerströme von Südost nach Nordwest bis Ostwest zu erklären, nimmt Döß an, daß beim allgemeinen Rückzug des Inlandeises die livländische Seeschwelle eine Eiskappe zurückbehält, während das westlich von ihr gelegene Tiefland bereits eisfrei war.

In der Arbeit, die E. v. Toll¹⁾ über mehrere Åsar beim Städtchen Shagarren an der kurländisch-litauischen Grenze, sowie bei Takkum (Galgenberg) und bei Mitau (Rullekahn und Kruschkahn) veröffentlicht hat, tritt er der Dößschen Auffassung über die Richtung der subglaciale Kangerströme entgegen und meint, daß die Stromrichtung des Schmelzwassers eine westnordwest-ostsüdöstliche gewesen sei, weil das Westnordwestende aus einer Geschiebepackung bestehe, das Ostostende dagegen aus Sanden aufgebaut sei, aus welchen Umständen Döß die entgegengesetzte Richtung abgeleitet hatte. v. Toll kommt bei seinen Untersuchungen zu dem Schluß, die Åsar als Absatzprodukt subglaciale Gletscherbäche zu bezeichnen, die aus dem Gletscherthore eines sich Schritt für Schritt zurückziehenden Inlandeises hervorbrechen. Auf diese Weise soll sich aus der Vereinigung einer Reihe aufeinander folgender Schuttkegel der Åsrücken gebildet haben.

Eine ganz ähnliche Theorie hat auch De Geer in dem bereits erwähnten Aufsatz aufgestellt. Während die Strandmarksche Theorie einen Absatz auf dem Boden der subglaciale Kanäle in der Richtung des fließenden Wassers annimmt, glaubt De Geer, daß auf diese Weise ein Absatz wegen der großen Gewalt des Wasserstromes nicht

¹⁾ E. v. Toll, Geologische Forschungen im Gebiete der Kurländischen Åsar. Sitzungsberichte der Naturforschergesellschaft bei der Universität Dorpat. Jahrgang 18.

möglich sei. Auch sei das plötzliche Aufhören und seitliche Wieder-einsetzen des Grandrückens, das einer Horizontalverwerfung ähnlich sieht, durch die Strandmarksche Theorie nicht zu erklären. Nach De Geer bildeten sich im Gletscherthor des zurückschmelzenden Eises „Åzentra“ aus besonders grobem Material, und der Ås wuchs rückwärts, also umgekehrt zur Richtung des subglacialen Gletscherbaches, um so zusammen-hängender je gleichmäßiger das Eis zurückschmolz, durch Vereinigung der verschiedenen Åzentren zu einem langgezogenen, mehr oder weniger unterbrochenen Rücken an.

Die Frage über die Bildung der Åsar ist noch keineswegs abgeschlossen, und erschwerend für ihre Lösung scheint der Umstand zu sein, daß man der äußeren Form nach anscheinend gleichartige Bildungen früher als Åsar bezeichnet hat, während sie in ihrem inneren Bau wesentliche Unterschiede zeigten. Bei Erklärung des Lubascher Ås habe ich mich der Strandmarkschen Theorie angeschlossen und möchte auch bis auf weiteres an derselben festhalten, da er in seinem inneren Bau, soweit die Aufschlüsse reichen, keine Andeutung einer Zusammensetzung aus verschiedenen, nacheinander angehäuften Schuttkegeln zeigt. Die Einwände De Geers gegen den Absatz von Geröllbildungen auf dem Boden subglacialer Kanäle scheinen mir nicht beweiskräftig zu sein. In geschlossenen Röhren wird infolge der Reibung des Wasserstromes an den Unebenheiten der Wände die Geschwindigkeit desselben eine verschiedene sein, so daß schon dadurch der Absatz mitgeführten Schuttmaterials erfolgen muß. Ich halte es jedoch auch nicht für notwendig, daß alle Åsar in genau derselben Weise entstanden sind, und es scheint mir sehr wohl möglich, daß auf solche, in deren innerem Bau sich wirklich verschiedene Åzentra nachweisen lassen, De Geers Schuttkegeltheorie anwendbar ist. Schon früher habe ich darauf hingewiesen, daß die Bestreuung mit vereinzelten großen erratischen Blöcken, wie sie bei einigen Grandrücken beobachtet worden ist, auf Grund ihrer subglacialen Entstehungsweise dadurch erklärt werden kann, daß die Blöcke aus dem abschmelzenden Eise auf den Ås herabstürzten. In gleicher Weise ist eine geringe Bekleidung mit Grundmoränenmaterial möglich, wenn das Eis bei einer Senkung des Gewölbes zeitweise auf dem abgelagerten Grandrücken aufsitzen konnte. Auch untergeordnete Störungen und Verdrückungen lassen sich auf diese Weise erklären. Bedeutende Störungen, wenn sie überhaupt vorkommen, halte ich dagegen für sehr selten, da die erhalten gebliebenen Grandrücken Norddeutschlands meiner Ansicht nach der letzten Rückzugsperiode des Inlandeises angehören, also Rückzugsgebilde sind, und allem Anschein nach unter dem stetig abschmelzenden Eise entstanden. Solche Störungen wären nur durch größere Oscillationen des Eisrandes und damit etwa verbundene Änderungen in der Bewegungsrichtung zu erklären.

Während, wie schon hervorgehoben wurde, die Parallelität der Erstreckung der Åsar mit der Bewegungsrichtung des Inlandeises ein charakteristisches Merkmal der typischen Åsar bildet, ist neuerdings von den schwedischen Geologen unter dem Namen Queråsar ein neuer Typus aufgestellt worden, welcher der wissenschaftlichen Deutung noch

viele Schwierigkeiten bereitet. Sie besitzen denselben inneren Bau wie die Längsäsar, verlaufen aber parallel mit der Lage des Eisrandes. Zu diesen Bildungen rechnet Holst auch den finnischen Salpausselkä, der wegen seines vorwiegend geschichteten Aufbaus von der Mehrzahl der finnischen Geologen als eine in das Meer hinein abgelagerte Randmoräne aufgefaßt wird. v. Toll nimmt aber ebenfalls an, daß der Salpausselkä als ein Querås aufzufassen sei, entstanden aus der Vereinigung von Delta-bildungen einer großen Zahl glacialer Ströme, d. i. von Asmündungen.

Auch De Geer unterscheidet die Queråsar von den echten Åsar und meint, daß erstere in tieferem Wasser unmittelbar am Eisrande durch hervortretende Schmelzwasserströme gebildet seien. Er glaubt daher, daß die Queråsar die Lage des Eisrandes bei längerem Stillstande bezeichnen und den Endmoränen gleichwertig sind, wenn es sich um die Feststellung der ehemaligen Eisrandlagen handelt, gegen welche Auffassung Holst protestiert hat. Mit der eigenartigen Ansicht Holsts, den südlichen Salpausselkä als Absatz eines Gletscherflusses aufzufassen, der in ostwestlicher Richtung in einer Eisspalte strömte, die sich auf der in gleicher Richtung verlaufenden Wasserscheide im abschmelzenden Inlandeise bildete, kann ich mich nicht befreunden, da die Höhenlage dieser Wasserscheide mir zu unbedeutend erscheint, um ein Aufreißen des Eises auf eine so weite Strecke zu veranlassen und sich außerdem erst durch die Ablagerung des Salpausselkä die gegenwärtigen Abflußverhältnisse in Finnland ausgebildet haben.

Zum Schluß sei noch hervorgehoben, daß Chamberlin¹⁾ geneigt ist, die Queråsar für echte Åsar zu halten, die kurz vor dem Abschmelzen des Inlandeises entstanden, als die Topographie der Landoberfläche die Richtung der subglacialen Schmelzwasserströme beherrschte, während die Bewegungsrichtung des Eises keinen Einfluß mehr hatte.

3. Die alten Stromthäler und ihre Versandung.

Im Anschluß an die eingangs erwähnten Darlegungen Leopold v. Buchs und Friedrich Hoffmanns, durch die gezeigt wurde, daß die Hauptrichtung des norddeutschen Flachlandes und der ursprüngliche Hauptabzug seiner Gewässer von Südost nach Nordwest gerichtet gewesen sei, unternahm es zuerst Girard, aus den vorhandenen Thalniederungen die alten diluvialen Stromsysteme Norddeutschlands in ihren Hauptgrundzügen abzuleiten und kartographisch darzustellen. Er unterschied bereits im mittleren Norddeutschland drei solcher Thalsysteme, deren Verlauf auf größere Erstreckung im großen und ganzen von Ost nach West gerichtet ist, während sie nach Westen zu mehr und mehr in die Ost-südost-West-nordwestrichtung übergehen. An seine Untersuchungen hat sich später Berendt eng angeschlossen und die drei von Girard unterschiedenen Thäler als Glogau-Baruther, Warschau-Berliner und Thorn-Eberswalder Hauptthal bezeichnet,

¹⁾ Chamberlin, La classification des dépôts pléistocènes. Congrès géologique international. Washington 1893, S. 188.

wozu er dann noch als viertes, südlichstes das Berlin-Hannoversche Thal hinzufügte. Ich bin jedoch der Meinung, daß letzteres besser Breslau-Magdeburger Thal benannt wird, da die weitere Fortsetzung desselben von der Elbe ab westwärts mir nicht genügend begründet erscheint. Schon Berendt hatte erkannt, daß diese Thäler nach einander von Süd nach Nord am Rande des immer weiter nach Norden zurück schmelzenden Inlandeises durch die Schmelzwasser desselben entstanden sind. Durch die weiteren Spezialaufnahmen des norddeutschen Flachlandes von seiten der preußischen geologischen Landesanstalt ist diese Ansicht nicht nur bestätigt, sondern auch bedeutend erweitert und vertieft worden. Vor allen Dingen hat die glaciale Hydrographie Norddeutschlands in letzter Zeit dadurch eine neue Beleuchtung erfahren, daß Keilhack¹⁾ die großen alten Thalzüge mit den durch die Endmoränen angezeigten Rückzugsetappen des Inlandeises in spezielle Beziehung zu bringen gesucht hat. Zahlreiche neuere Arbeiten von ihm haben es sich zur Aufgabe gemacht, die successive Entstehung der großen ostwestlichen Hauptthäler von Süd nach Nord und die durch die Terrassen erkennbaren mehrfachen Niveauschwankungen ihrer Wasserführung zu erklären. Indem das Eis in der letzten Abschmelzperiode etappenweise bis zu einer nördlicheren Stillstandslage sich zurückzog, wurden jedesmal dem Abzuge der bisher durch den Eisrand gestauten Wasser neue Wege eröffnet. Am eingehendsten ist dies von Keilhack an der Entstehungsgeschichte des von ihm neu aufgefundenen und näher untersuchten pommerschen Urstromthales gezeigt worden.

Es dürfte sich empfehlen, die alten Thalzüge unter Benutzung der Karte (Beilage 2) in der Reihenfolge ihres Entstehens von Süd nach Nord zu besprechen. Dieselbe weicht jedoch von Keilhacks Karten insofern ab, als auf ihr nur die bereits genau erforschten Endmoränen eingetragen sind, während Keilhack durch teils erwiesene, teils hypothetische Eisrandlagen einen möglichst lückenlosen Zusammenhang zwischen Thälern und Endmoränen herzustellen gesucht hat. Die Darstellung der Urstromthäler auf meiner Karte konnte sich dagegen nicht im gleichen Maße wie die der Endmoränen auf Spezialforschungen stützen, sondern wird in vielen Einzelheiten der Verbesserung bedürfen.

Das südlichste Urstromthal, das ich, wie schon bemerkt, als Breslau-Magdeburger bezeichnen möchte, folgt dem Lauf der Malapane,

¹⁾ K. Keilhack, Die Oberflächenformen des norddeutschen Flachlandes und ihre Entstehung. (Geographische Zeitschrift, herausg. von A. Hettner. IV. Jahrg. 1898, S. 481—508.) — Derselbe: Die Entwicklung der glaciale Hydrographie Norddeutschlands. (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. L. 1898, S. 77—83.) — Derselbe: Thal- und Seebildung im Gebiete des Baltischen Höhenrückens. (Verhandlungen d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1899, mit Karte, u. Schriften des VII. internat. Geogr. Kongr. zu Berlin 1899.) — Derselbe: Glaciale Hydrographie. (Neuere Forschungen etc. Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1897. Berlin 1899, S. 113—129.) — Derselbe: Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung der pommerschen Küste. (Ibid. f. 1898. Berlin 1899, S. 90—152. Mit 14 Tafeln.) — Derselbe: Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen des Sommers 1898. (Ibid. f. 1898. Berlin 1899. CXCII bis CXCVI.)

findet seine Fortsetzung in dem von der heutigen Oder durchströmten Thalstücke zwischen Malapane- und Katzbachmündung und erstreckt sich von dort in westlicher Richtung quer durch die Flußthäler des Bober und Queis, der Neiße und Spree in das Flußgebiet der Schwarzen Elster. Am Südende des Fläming verläuft dieses Thal bis Aken in westlicher Richtung, hat von hier aus bis Magdeburg eine nordwestliche Erstreckung, um sich dann in einem Bogen nach Nordost zu wenden. In der großen Niederung zwischen Genthin und Jerichow vereinigten sich die Wasser des alten Elbthales mit denjenigen des Glogau-Baruther (Fig. 22) und ergossen sich teils über Rathenow, teils im heutigen Elbthal nach Sandau, fanden aber auch einen seitlichen Abfluß nach Nordwesten durch das heutige Uchtethal.

Es ist von Berendt, sowie auch von Keilhack die Ansicht vertreten worden, daß das alte Elbthal ursprünglich unterhalb Magdeburg in der Gegend der Saalemündung eine weitere Fortsetzung nach Westen durch das untere Saale- und Bodetal, das Große Oschersleber Bruch, das Ilse- und Okerthal besessen habe, um sich schließlich durch die untere Weser in die Nordsee zu ergießen. Berendt bezeichnete dieses Thal als Breslau-Hannoversches, während Keilhack dafür den Namen Breslau-Bremer Thal vorschlug, weil es wohl die Provinz, nicht aber die Stadt Hannover berühre. Ich bin stets auf Grund der Reisen, die ich in jenem Gebiete ausgeführt habe, der Meinung gewesen, daß das während der Abschmelzperiode der letzten Vereisung gebildete alte Elbthal keinen Hauptabfluß durch das untere Saale-, Bode- und Okerthal nach der Weser zu besessen habe, weil diese Thäler zu schmal sind und die Ablagerungen des Elbthales sich nicht in ihnen fortsetzen. Auch B. Kühn, der für das Elbewerk eine eingehende Untersuchung der geologischen und orographischen Verhältnisse des Elbstromgebietes ausgeführt hat, kommt zu ganz demselben Ergebnis, denn er schreibt (S. 200 und 201): „Schon die alluviale Wasserscheide in dieser Thalverbindung zwischen Elbe und Weser liegt ganz nahe der Ilse in einer Meereshöhe von über + 90 m, also erheblich höher nicht nur als die jungdiluviale Thalsohle des Hoyerswerda-Magdeburger Thales oberhalb seiner Ablenkung nach Norden, sondern selbst als die dieses einschließenden Hochflächen in ihren randlichen Teilen. Den dieses Verbindungsglied zwischen Elbe und Weser auf der Höhe begleitenden Schotterablagerungen entsprechen im Oberlaufe des Magdeburger Thales keine Terrassen; selbst die höchstgelegene Thalsohle im Gebiete des letzteren, die Torgau-Dübener Senke, deren Richtung sonst gut mit dem Verlauf des Bodethales übereinstimmt, erscheint, wiewohl ihr Scheitelpunkt höher gelegen ist, als die Thalwasserscheide zwischen Ilse und Bode, in Anbetracht der beträchtlichen Entfernung zwischen beiden noch zu niedrig, als daß man einen zusammenhängenden Flußlauf in ihnen für wahrscheinlich halten dürfte. Die Saale oberhalb ihres Mündungsgebietes und ebenso die Bode sind übrigens ganz schmale Alluvialthäler, über die sich schon von der Linie Kalbe-Bernburg ab das sehr flache Plateau bis zu einer Meereshöhe von + 75 m erhebt.“

Auch unterhalb Magdeburg hat man eine Fortsetzung des alten Elblaues nach Nordwesten erkennen wollen. Schon Friedrich Hoff-Wahn schaffte, Die Ursachen d. Oberflächengestaltung d. norddt. Flachlandes. 2. Aufl. 12

mann¹⁾ hat im Jahre 1824 die Ansicht ausgesprochen, daß das bei Wolmirstedt in die Elbniederung einmündende Orehthal als eine Fortsetzung des früher nach der Aller und Weser zu gerichteten Laufes der Elbe anzusehen sei. Diese Auffassung hat mehrfach in die Litteratur Eingang gefunden, indem Delitsch, Berendt und De Geer den ursprünglichen Lauf der Elbe über Ohre und Aller nach der Weser führten. Berendt²⁾ spricht von einem Dresden-Magdeburg-Bremer Hauptthal, welches eine jüngere Phase oder Ablenkung von dem schon genannten, weit älteren Breslau-Hannoverschen Hauptthal sein soll. Nach meinen Untersuchungen³⁾ steht jedoch das an seiner Mündung in die Elbthalniederung nur 400 m breite Orehthal in keinem Verhältnis zu dem 6 km breiten Elbthal. Das schmale Orehthal kann demnach keine Hauptabflußrinne des großen diluvialen Elbstromes gewesen sein. Auch Keilhack⁴⁾ hat früher die von Hoffmann vertretene Ansicht in folgenden Worten bekämpft: „Das Orehthal mündet erst ganz kurz vor vollendetem Durchbruch des Elblaufes durch den Höhenzug zwischen Barby und Burg und kommt von den Höhen desselben herunter. Die Elbe hätte demgemäß denselben Höhenzug erst in der einen, dann wieder rechtwinklig abbiegend in der anderen Richtung durchbrochen, um sich schließlich ebenso wie vorher südlich von demselben zu befinden.“ Gegen diese Beweisführung hat B. Kühn in genanntem Elbstromwerk Einspruch erhoben, indem er hervorhebt, daß die Gewässer des Magdeburger Thales zwischen Barby und Burg keinen Höhenzug zu durchbrechen hatten, sondern, nach der Höhenlage der angrenzenden Hochflächen zu urteilen, sich hier ein verhältnismäßig niedriges Gelände befand, dem die Wasser naturgemäß folgen mußten. Nach Kühn und dem Verfasser ist die Thalstrecke zwischen Barby und Wolmirstedt kein jüngeres Durchbruchsthal, sondern das ursprüngliche Hauptthal. Als Hauptgrund dafür, daß das Orehthal nicht den alten Elblauf gebildet haben kann, führt Kühn den Umstand an, daß das Orehthal ein entgegengesetztes Gefälle besitzt, und daß die Drömlingsniederung reichlich 10 m höher liegt als die alluviale Thalsohle der Elbe bei Wolmirstedt. „Hieraus und da sich keine Thalsohle in entsprechend höherem Niveau und entgegengesetzter Neigung findet, erscheint es als eine durchaus ungestützte Annahme, daß seit der Abschmelzperiode Wasser aus dem Magdeburger Thal über die Ohre, Aller und Weser zum Meere abgeflossen sind.“

Das in genau paralleler Richtung nördlich vom Breslau-Magdeburger Thal verlaufende Glogau-Baruther Urstromthal folgt zuerst der Thalniederung des Bartsch, benutzt dann auf kurze Strecke

¹⁾ Annalen der Physik, 16. Bd., S. 67.

²⁾ G. Berendt, Geogr. Beschreibung der Umgegend von Berlin, S. 13, Anmerk. — Vorwort zur XXXV., XXXVIII. und XLII. Lieferung der geol. Spezialkarte von Preußen u. s. w. S. 1, Anmerk.

³⁾ F. Wahnschaffe, Die Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg. (Abhandl. z. geol. Spezialkarte von Preußen u. s. w. VII, 1, 1885. Mit einer Karte des Elbthales von der Saalemündung bis Burg.)

⁴⁾ K. Keilhack, Ueber alte Elblaüfe zwischen Magdeburg und Havelberg. (Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. 1886, S. 250.)

das heutige Oderthal zwischen Glogau und Neusalz, erstreckt sich weiter zwischen dem Grüneberger und Freystadter Höhenzuge hindurch nach dem Spreewalde zu, um über Lübben, Baruth, Luckenwalde und Brück nach einer Gabelung in zwei Arme sowohl in der Richtung auf Plaue, als auch auf Genthin zu in das Elbthal zu münden.

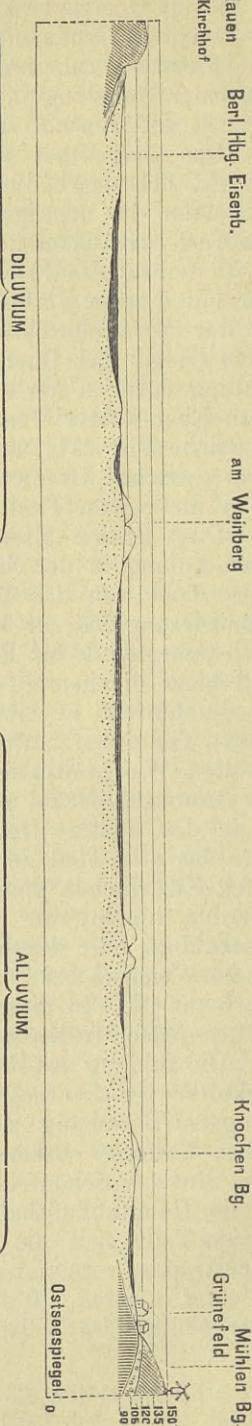
Das demnächst folgende Warschau-Berliner Urstromthal erstreckt sich durch die Niederungen der Bzura und des Ner und benutzt dann das heutige Warthethal bis Moschin, um sich durch das Obrabruch nach dem heutigen Oderthal hinzuziehen, in welchem es bis zur Niederung des Friedrich-Wilhelm-Kanals verbleibt, der Spree und Oder miteinander verbindet. Alsdann verläuft dieses alte Thal in der von der Spree durchzogenen Niederung, um über Berlin, Spandau, Nauen (siehe das Querprofil Fig. 20), Friesack in westnordwestlicher Richtung nördlich der schmalen Landzunge von Friesack sich mit dem Thorn-Eberswalder Thale zu vereinigen (Fig. 22). Ein breites Querthal (siehe Fig. 21), dem der nordsüdlich gerichtete Flußabschnitt der Havel zwischen Oranienburg und Hennigsdorf folgt, verbindet schon vorher die beiden Thäler.

Das Thorn-Eberswalder Urstromthal nahm nach Girard seinen Anfang in der Niederung, die heute vom Bug durchströmt wird, folgte dann von der Mündung des Bug in den Narew der letzteren Flußniederung bis zur Weichsel, die jedoch nur auf der Strecke von Nowo-Georgiewsk bis Fordon dieses Thal benutzt. Bei letztgenannter Stadt biegt die heutige Weichsel in eine nordnordöstliche Richtung um und durchbricht in einem anfangs schmalen, mit steilen Ufern versehenen Thale den baltischen Höhenrücken. Die eigentliche Fortsetzung des alten Weichselthales liegt jedoch in dem weiten Thale, das sich über Bromberg, Nakel und Küstrin, dem Netze- und Warthethal folgend, bis an das heutige Oderthal hinzieht. Von Küstrin bis Niederfinow folgte das alte Thal der Oderniederung. Das nördliche Plateau sendet bei Alt-Küstrin einen scharf hervortretenden Vorsprung in die Oderniederung hinein, der ursprünglich mit der Neuenhagener Insel zusammenhing, aber durch den gegenwärtigen Oderlauf, der hier ebenso wie die Weichsel bei Fordon scharf nach Nordnordost umbiegt, von ihr abgetrennt ist. In diesem Durchbruchsthale fließt die Oder nach Stettin zu, hatte jedoch früher noch einen anderen Abfluß durch das Randowthal.

Die Bildung des Randowthales und des von Nordost einmündenden Casekower Trockenthales steht, wie Beushausen¹⁾ nachgewiesen hat, in engster Beziehung zu den weiter nördlich gelegenen Endmoränenstücken Carmzow-Cremzow-Grenz-Wollin-Grünz-Pencun-Petershagen, bzw. Storkow-Schönenfeld-Tantow-Radekow-Nadrense. Das Randowthal war ein Hauptabflußthal am Schlusse der zweiten Vereisung, in dessen unterem Teile sich die von Südwest, Nord und Nordost kommenden Schmelzwasser vereinigten, um nach Süden abzufließen. Das Vorhandensein einer höheren, 20 m hohen Thalsandstufe im Randowthale, welche weiter südlich im Welsethal fehlt, deutet darauf hin, daß diese nicht

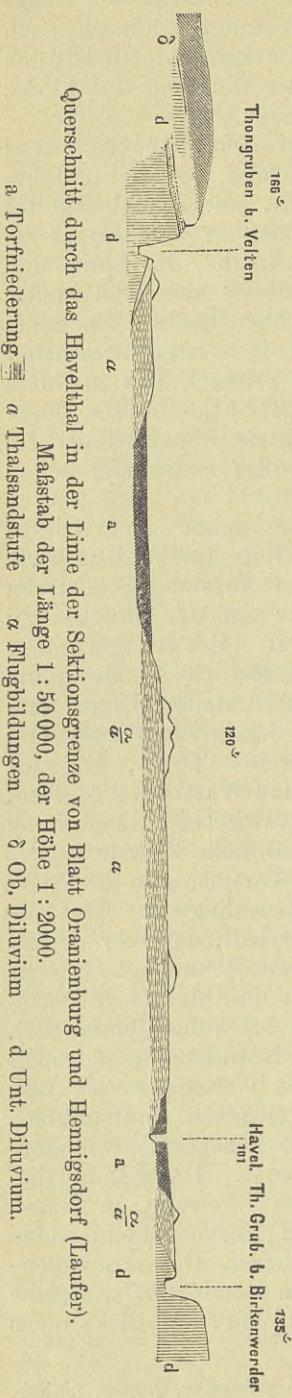
¹⁾ Mitteilung über die Aufnahme der Blätter Polssen, Passow, Cunow. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1894. Berlin.)

Fig. 20.



Querschnitt durch das Berliner Hauptthal in der Gegend von Nauen (Berendt). Maßstab der Länge 1:60000, der Höhe 1:3000.

Fig. 21.



Querschnitt durch das Havelthal in der Linie der Sektionsgrenze von Blatt Oranienburg und Hennigsdorf (Laufer).

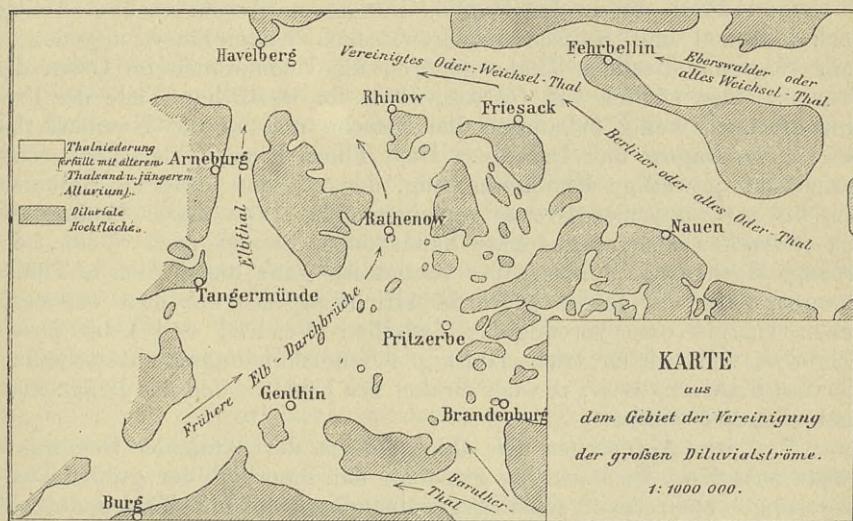
Maßstab der Länge 1:50000, der Höhe 1:2000.

a Torfniederung α Thalsandstufe α Flugbildung d Ob. Diluvium ð Unt. Diluvium.

der Oder zugeschrieben werden kann, sondern die Oder benutzte erst später nach dem Zurückweichen des Eisrandes dieses Thal, was aus dem Umstände hervorgeht, daß die tieferen Terrassen des Randowthales mit den Terrassen zwischen Gartz und Stettin korrespondieren. Beus hausen vermutet postglaciale Niveauveränderungen, um die Thatsache zu erklären, daß kein Abzug für die anfangs südlich in einen Stausee mündenden Abschmelzwasser des Randowthales vorhanden zu sein scheint, weil die höchste Terrasse des Eberswalder Thales bei 40 m gelegen ist.

Von Niederfinow ab folgte, wie Girard und Berendt dargelegt haben, das alte Thorn-Eberswalder Thal der Niederung des Finowkanals über Eberswalde und erstreckte sich in nahezu westlicher Richtung nördlich am Glien und dem Ländchen Bellin vorüber, um sich

Fig. 22.



westlich davon mit dem alten Warschau-Berliner Thal zu vereinen und mit ihm gemeinsam bei Havelberg in das Elbthal einzutreten (Fig. 22).

Nach Berendt und Keilhack stehen diese ost-westlichen Urstromthäler in innigem Zusammenhange mit Stillstandsperioden beim Rückzuge des letzten Inlandeises. Als Beweise für die verschiedenen Stillstandslagen des Inlandeises gelten Keilhack in erster Linie die Endmoränenzüge, sodann das Auftreten der charakteristischen Grundmoränenlandschaft, die fast überall eng mit den Endmoränen verknüpft ist, aber auch dort, wo sie ohne Endmoränen vorhanden ist, nach Keilhack einen längeren Stillstand des Eises anzudeuten scheint, und drittens die ausgedehnten Ablagerungen fluvioglacialer Bildungen, welche vor dem Eisrand in der Form von Sandebenen, „Sandr“, sich ausbreiteten. Nach Keilhack entspricht dem sogen. Breslau-Bremer Thale eine durch kurze Endmoränenstücke in der Altmark und auf dem Fläming angedeutete Stillstandslage des Eises.

Wie schon hervorgehoben, ist nach meiner Ueberzeugung ein zusammenhängendes einheitliches Thal von der Saalemündung über Braunschweig bis Bremen, wie es Keilhack auf seiner ersten Karte im Februarheft der Verhandlungen der Gesellschaft für Erdkunde 1899 angedeutet hat, nicht nachzuweisen. Infolgedessen erscheint es auch fraglich, ob die geringen, noch wenig bekannten Reste von Endmoränen auf dem Fläming und in der Altmark einer gleichzeitigen Eisrandlage angehören. Keilhack hat auf der erwähnten ersten Karte das Magdeburger Thalstück der Elbe ganz fortgelassen, es auf seiner zweiten Karte (Stillstandslagen etc.) wieder eingefügt, aber die Ohre- und Saalemündungen als Fortsetzungen des Elbthales angedeutet, um sich auf der dritten, zum Geographischen Kongreß erschienenen Karte meinen Anschauungen anzuschließen.

Die Lage des Eisrandes bei der Bildung des Glogau-Baruther Thales ist durch die in der Provinz Posen von Storchnest über Dolzig nach Pleschen und Kalisch nachgewiesenen Endmoränen angedeutet, zum Warschau-Berliner Thale gehören die Endmoränen im Osten der Provinz Posen südlich von Gnesen, sowie im westlichen Teile der Provinz die noch wenig bekannten bei Betsche und in der Neumark bei Schwiebus, Lagow und Drossen. Dem Thorn-Eberswalder Thale entspricht der gewaltige Endmoränenzug, der von der jütischen Halbinsel sich bis zur russischen Grenze verfolgen läßt. Von dieser Endmoräne aus erstrecken sich ausgedehnte Sandebenen (Sandr) nach Süden, die anfangs Hochebenen bilden, aber schließlich ganz unmerklich in Thäler übergehen und als solche in Nord-Südrichtung sich mit dem ost-westlichen Hauptstrome vereinigen. Zwischen Weichsel und Oder lassen sich etwa vier solcher trichterförmigen Sandrmündungen unterscheiden, die vom Schwarzwasser, von der Brahe, der Küddow und der Drage noch heute benutzt werden.

Bei den Aufnahmen des Odergebietes der südlichen Uckermark wurde zuerst die Beobachtung gemacht, daß innerhalb der großen Thalniederungen mehrere, oft scharf gegeneinander abstößende Thalsandterrassen in verschiedener Höhenlage auftreten. Bei weiterer Verfolgung dieser Terrassen in dem alten Thorn-Eberswalder Hauptthale zeigte es sich, daß die Oberflächen derselben einerseits von Ost nach West allmählich an Höhe abnehmen und dadurch die Richtung des ehemaligen Stromlaufes anzeigen, daß aber auch andererseits auf längere Erstreckung innerhalb des Thallaufes diese Terrassen dieselbe Höhenlage beibehalten. Aus diesem Umstande hat Keilhack geschlossen, daß dieses am Eisrande gebildete Sammelthal zwei große Stauseen besessen habe, die er als Thorner und Küstriner Stausee bezeichnet. Wo das Thorn-Eberswalder Urstromthal aus dem Weichselgebiet über den 70 m hohen Bromberger Paß in das Netzegebiet übertritt, liegen östlich ausgedehnte, um 25 m tiefere Niederungen, in denen sich die Schmelzwasser ansammeln mußten, da ihnen der Abfluß nach Norden durch den vorliegenden Eisrand verwehrt war. Der Thorner Stausee erstreckte sich weit nach Polen hinein und sein Spiegel lag über 70 m.

Der Stausee der mittleren Oder, der Küstriner Stausee, dehnte sich von dem Gebiet östlich Landsberg bis nach Frankfurt a. O. und

Niederfinow aus. Seinem höchsten Wasserstande entspricht die 40 m-Terrasse. Diese Höhe besitzt die an die Endmoräne sich anschließende Terrasse von Oderberg und Neuenhagen, sowie die Oberfläche des Trockenthales von Niederfinow-Eberswalde. Dieser Stausee dehnte sich 10 Meilen von Nord nach Süd, 20 Meilen von Ost nach West und besaß eine Tiefe bis zu 40 m. Er empfing die Schmelzwasser vom Eisrande und von Südosten die sämtlichen Zuflüsse der Oder, während die überflüssigen Wassermassen über die Eberswalder Pforte zur Elbe abgeführt wurden. Mit dem Zurückweichen des Eisrandes sank das Wasser des Stausees auf ein tieferes Niveau, da durch das Freiwerden niedriger gelegener Pässe für das Wasser ein Abzug nach Norden zu geschaffen wurde. Schröder¹⁾ hat in der südlichen Uckermark drei Terrassen im Odergebiete unterscheiden können, deren Entstehung mit dem Zurückschmelzen des Inlandeises in Zusammenhang gebracht wird.

Das nördlichste der großen Urstromthäler, das pommersche Urstromthal, ist erst durch die eingehenden Untersuchungen Keilhacks bekannt geworden. Das Inlandeis hatte sich in dem Gebiete westlich der Weichsel von dem Kamm des baltischen Höhenrückens weiter nach der Ostsee hin zurückgezogen, so daß keine vom Eisrand kommenden Schmelzwasser über den Kamm hinüber nach Süden zum Thorn-Eberswalder Thal mehr gelangen konnten. Es bildete sich daher hart am Eisrande ein Sammelthal aus, das in der Gegend nördlich von Kartaus in Westpreußen in 150 m Meereshöhe begann und sich in der Richtung nach Südwesten hin bis zur Oder auf 30 und 25 m senkte. Zwischen den nach Südwesten gesenkten Thalsandstufen schieben sich auf beträchtliche Strecken an drei Stellen horizontale Terrassen ein, die glacialen Stauseen entsprechen. Ihre Entstehung erklärt Keilhack durch spornartig bis unter das Inlandeis sich vorschreibende Ausläufer des baltischen Höhenrückens, an denen sich die Schmelzwasser bis zur niedrigsten Stelle anstauen, um dann über diesen Paß nach Westen abzufliessen. Auf diese Weise bildeten sich der Rummelsburger Stausee, dessen höchste Terrasse bei 120 m liegt, der Persante-Stausee mit einer höchsten Terrasse von 60 m und der Haff-Stausee mit einer höchsten Terrasse von 25 m über dem Meere. Daß diese Seen nach Norden zu zum Teil unmittelbar durch den Rand des Inlandeises angestaut worden sind, geht nach Keilhack aus dem Umstande hervor, daß die Terrassen vielfach nach Norden zu keine natürliche Begrenzung besitzen, sich demnach nicht an höheres Terrain anlehnen, sondern von tieferen, durch Geschiebemergel gebildeten Landstrichen begrenzt werden. Da seit dem Bestehen der Terrassen keine Erosion nachweisbar ist, die hier das Land erniedrigt haben könnte und lokale Landsenkungen ganz ausgeschlossen erscheinen, so kann an den betreffenden Stellen nur der einst vorhandene Eisrand das Nordufer des Sees gebildet haben.

Keilhack hat in der bereits angeführten Arbeit über „die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwick-

¹⁾ Schröder, Karte der Endmoränen u. Terrassen in der südlichen Uckermark. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. 1897, Taf. II.)

lung des pommerischen Küstengebietes“ elf verschiedene Phasen in der Lage des Eisrandes unterschieden und durch Karten veranschaulicht. Die durch diese verschiedenen Eisrandlagen bedingten hydrographischen Verhältnisse werden von ihm folgendermaßen charakterisiert: „Hinterpommern wird von einem außerordentlich komplizierten Systeme von Thälern durchzogen, die sich in zwei große Gruppen trennen lassen. Die einen besitzen einen im allgemeinen ost-westlich, also spitz zum Verlaufe der Küste gerichteten Lauf und sind zweifellos Thäler, die entlang dem Südrande des Inlandeises während der verschiedenen Rückzugsphasen ausgefurcht wurden. Ein zweites Thalsystem besitzt einen annähernd nord-südlichen Verlauf und stellt subglaciale Schmelzwasser-rinnen dar. Mit jeder kleinen Rückzugsbewegung des Eises wurden den Wassern durch die frei gewordenen subglacialeen Rinnen aus den südlicher gelegenen Randthälern neue, bequemere, weil tiefer gelegene Abfluswege nach Norden hin bis zum nächsten Randthale eröffnet, und aus der Kombination dieser beiden Arten von Thälern erklärt sich in ungezwungener Weise der sonst gar nicht zu verstehende, komplizierte Lauf der hinterpommerschen Küstenflüsse, die nacheinander zwei, drei und vier solcher Längsthäler streckenweise benutzen und in engen, nord-südlich verlaufenden Thälern von einem Längsthale zum anderen sich durcharbeiten.“

Ein großes Interesse bietet die geologische Geschichte des Haffgebietes, in welcher der pommersche Urstrom eine bedeutsame Rolle spielt. In der letzten Eiszeit bildete dieses Haffgebiet die zentrale Depression eines sich südlich bewegenden individualisierten Eislobus des großen Inlandeises, den Keilhack als Odergletscher bezeichnet hat. Ihm entspricht der halbkreisförmige Endmoränenbogen zwischen Fürstenwerder in der Uckermark und Nörenberg im vorderen Hinterpommern. Als sich dieser Gletscher nach mehrfachen längeren, in der Uckermark und Neumark durch Endmoränen angedeuteten Stillstandslagen ziemlich rasch auf eine Linie zurückgezogen hatte, die durch die Lage der Städte und Ortschaften Platthe, Gützow, Pribbernow, Alt-Sarnow, durch den Südrand der Inseln Usedom und Wollin, sowie durch Friedland in Mecklenburg und Demmin in Vorpommern gekennzeichnet ist, wurde der größere Teil der zentralen Depression eisfrei; und da die Wasser der Oder und des alten Weichselthales nicht mehr über die 40 m hohe Pforte bei Eberswalde abfließen konnten, weil ihnen nach dem Rückzuge des Eises durch das im heutigen Flusgebiete der Tollense und des Trebel verlaufende mecklenburgisch-pommersche Grenzthal in einer Meereshöhe von 20—25 m ein Abflusweg geboten wurde, so nahmen sie ihren Lauf nach Stettin zu und bildeten zugleich mit den Wassern des pommerschen Urstromes in der zentralen Depression den Haffstausee, dessen höchste Terrasse in 25 m Meereshöhe liegt. Als sich dann das Eis weiter nach Norden zurückzog, bildete das Penethal die Abflusrinne des Haffstausees. Der dadurch bedingten Senkung seines Wasserspiegels entspricht die in 10—12 m Höhe verlaufende Terrasse. Die Bildung einer dritten zwischen 5—8 m über dem Meere liegenden Terrasse steht in Beziehung zu einem darauf folgenden Abflusse des Haffstausees durch den die Insel Rügen vom pommerschen Festlande trennenden Strelasund.

Durch das System der großen diluvialen Hauptthäler hat das norddeutsche Flachland eine deutliche Gliederung erhalten. Diese Thäler bildeten, wie schon Berendt hervorhob, beim Rückzuge des Eises die großen Sammelrinnen, welche quer vor dem Eisrande entstanden und mit ihm sich successive nach Norden verlegten. Dadurch, daß die südlichen Hauptströme unter Benutzung toter nord-südlicher Schmelzwasser-rinnen nach dem parallelen nördlich gelegenen Thale durchbrachen oder auch nur Versuche zu solchen Durchbrüchen machten, erhielten die zwischen den großen Thälern liegenden Diluvialhochflächen eine weitere sehr komplizierte Gliederung. Ein treffliches Beispiel für ein durch solche Thalniederungen zerschnittenes und in einzelne Inseln aufgelöstes Diluvialplateau bildet die nördlich vom Baruther Thal gelegene Gegend von Mittenwalde, Zossen, Trebbin und Beelitz¹⁾. Die Niederungen der wendischen Spree, Notte und Nuthe sind als Durchbruchsversuche anzusehen, welche der Glogau-Baruther Hauptstrom machte, um sich mit dem Berliner Hauptthale zu vereinigen. Ein gleiches gilt von der Brandenburger Gegend. Ebenso zerschnitten ist auch das Gebiet, in welchem die drei großen Hauptströme des alten Glogau-Baruther, Warschau-Berliner und Thorn-Eberswalder Thales mit dem alten Elbthale zusammentrafen (siehe Fig. 22). In der Rathenower Gegend²⁾, wohin die Elbwasser in einem seitlichen nordöstlich gerichteten Durchbruchsthale von Burg und Genthin aus gelangten, ist die diluviale Hochfläche in eine Zahl kleiner, aus der Niederung aufragender Inseln aufgelöst worden. Das Westhavelland hat dadurch seinen eigentümlichen landschaftlichen Charakter erhalten.

Der heutige Warthelauf, der aus dem breiten Warschau-Berliner Thale bei Moschin in einer nur 2—5 km breiten Rinne in Süd-Nordrichtung über Posen nach der breiten Thalniederung bei Obornik-Rogasen durchbricht, bietet durch mehrere diese Richtung durchkreuzende Thalrinnen ein besonderes hydrographisches Interesse dar. G. Maas³⁾, der den südlichen Teil dieses Gebietes geologisch kartierte, hat den Versuch gemacht, diese Thalbildungungen durch den durch zahlreiche Tiefbohrungen bekannt gewordenen geologischen Bau der Gegend zu erklären. Nach diesen Bohrungen zeigt die Oberfläche des unteren Geschiebemergels in der diluvialen Hochfläche der Umgebung von Posen fast überall die gleiche Meereshöhe von 70—72 m, und nur in zwei parallelen, scharf begrenzten Gebieten läßt sie eine deutliche Einsenkung erkennen, der auch eine gleiche Einsenkung der Unterkante entspricht, nämlich in dem Thale der Bogdanka und seiner südöstlichen Fortsetzung, dem Thale der unteren Cybina einerseits und in der oberflächlich nur schwach angedeuteten Senke zwischen Junikowo, Fabianowo, Zabikowo und Gurtchin, sowie ihrer südöstlichen Fortsetzung, dem breiten Thale des Koppelbaches andererseits. Da das Posener Tertiär in diesem Gebiete ebenfalls von Nordwesten nach Südosten gerichtete Sättel bildet, so ist

¹⁾ Vergl. die geogn. Uebersichtskarte von Berlin und Umgegend 1:100 000.

²⁾ F. Wahnschaffe, Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Rathenow. Rathenow 1886.

³⁾ G. Maas, Ueber Thalbildungungen der Gegend von Posen. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1898. Berlin 1899, S. 66—89.)

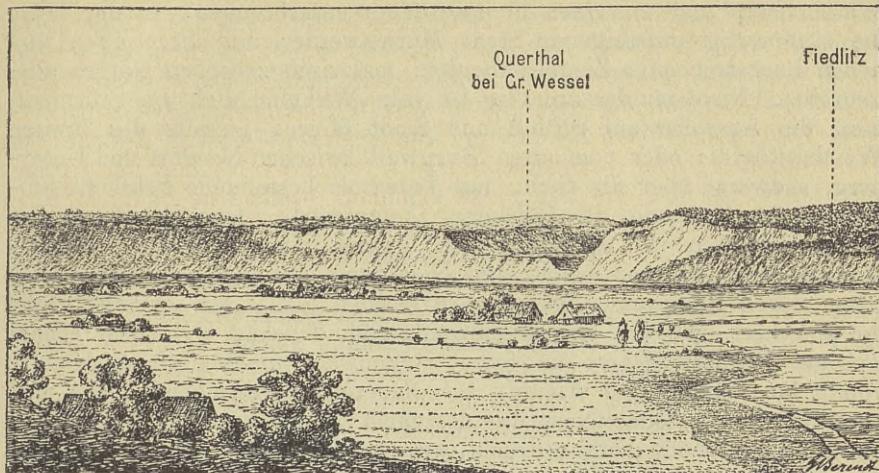
Maas geneigt, die genannten Thäler für Synklinalen anzusehen, die mit den Aufragungen des Tertiärs in Zusammenhang stehen. Nach ihm waren diese Thalfurchen schon zur Interglacialzeit vorhanden, weil die unteren Sande in ihnen an Mächtigkeit zunehmen, und sind auf tektonische Faltungen zurückzuführen. Die Rinnen blieben auch während der letzten Vereisung erhalten und dienten beim Abschmelzen derselben als Abflusfrinnen, die anfangs dem Warschau-Berliner Thale tributär waren und zum Teil durch Erosion vertieft, sowie mit neuen Ablagerungen erfüllt wurden (Bogdanka-Thonmergel). Erst später brach beim Zurückweichen des Eises die Warthe nach Norden durch, und zwar scheint ein älterer Durchbruch durch die Senke zwischen Santomischel, Kurnik, Gondek und Kobylepole, sowie durch das Koppelbachthal stattgefunden zu haben, was aus verschiedenen entwickelten Terrassen gefolgt wird.

Sowohl das Warthethal¹⁾ als auch das in dasselbe einmündende Rogasen-Oborniker Thal ist durch deutliche Terrassen ausgezeichnet. Im Warthethal konnten drei Diluvialterrassen unterschieden werden, die sich thalabwärts, sowie vom Rande nach der Mitte des Thales zu allmählich senken. Die höchste, welche meist aus grobem Thalgrande gebildet wird, liegt in einer Meereshöhe von 72—65 m, die mittlere, ebenfalls aus grandigen Sanden bestehend, erreicht 65—55 m, während die unterste Terrasse meist aus mittelkörnigem Thalsand zusammengesetzt, bei 55—50 m liegt.

Mag nun auch der nahezu parallele, von Ost nach West, bzw. Ost-südost nach West-nordwest gerichtete Lauf der Urstromthäler in erster Linie durch die Lage des Eisrandes bedingt gewesen sein, so sind doch noch andere Ursachen dafür in Betracht zu ziehen, vor allen Dingen die orographische Gliederung Norddeutschlands. Dass dieselbe für die Thalbildung in mancher Hinsicht maßgebend gewesen ist, dafür sprechen einige Anzeichen. Im allgemeinen stimmen die Richtungen der großen diluvialen Urstromthäler mit dem Hauptstreichen des älteren Gebirgsuntergrundes überein, der in Norddeutschland, soweit erkennbar, vom hercynischen und erzgebirgischen System beherrscht wird. Ob diese Uebereinstimmung eine zufällige ist, oder ob in der That die Ausbildung der Thäler zu den tektonischen Grundlinien nähere Beziehungen hat, ist wegen der großen Mächtigkeit der diluvialen Ablagerungen sehr schwer zu entscheiden. Dass vor der letzten Vereisung in gewissen Teilen der großen Thalzüge schon während der ersten Eiszeit entstandene oder auch präglaciale Erosionsfurchen und Mulden vorhanden waren, geht aus verschiedenen Beobachtungen hervor. Berendt hat nach v. Koenens Vorgang die Ansicht ausgesprochen, dass sowohl bei dem Berliner als auch bei dem Glogau-Baruther Thal Grabenversenkungen vorliegen könnten, denen die Wassermassen der großen Diluvialströme folgten. In dem Kapitel über jüngere Schichtenstörungen ist darauf hingewiesen worden. Da ferner in dem Bohrloch der Kriegs-

¹⁾ Wahnschaffe, Mitteilung über Ergebnisse seiner Aufnahmen in der Gegend von Obornik in Posen. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1896, S. LXXVIII.)

Fig. 23.



Das Weichselthal mit dem westlichen Steilgehänge (Berendt).

schule von Glogau das Tertiär 6 m unter Oberfläche oder 6,5 m über dem Nullpunkte des Glogauer Pegels erreicht und bei 60 m unter der Oberfläche oder 54 m unter der Sohle des Oderthales noch nicht durchsunken wurde, während sämtliche im Oderthale selbst niedergebrachten Bohrlöcher sogar bis zu 63 m unter Thalsohle das Tertiär noch nicht erreichten, so glaubt Berendt daraus folgern zu dürfen, daß entweder die einstige Ausfurchung des meilenbreiten Thales mindestens bis zu der genannten Tiefe hinabreichte, oder daß hier eine gewaltige Grabenversenkung vorläge. Ein ähnliches Verhältnis liegt bei Havelberg vor, wo nach mir mitgeteilten Brunnenbohrungen das Tertiär im Diluvial-plateau erreicht, im Elbthal selbst aber nicht angetroffen wurde. Ferner sei hier nochmals auf Berendts Ansicht verwiesen, daß das Berliner Hauptthal im Weichbilde der Stadt Berlin schon während der mittleren Haupteiszeit und sogar während der ersten Eisbedeckung, wofür ihm die Paludinenschichten als Beweis dienen, eine Stromrinne bildete (S. 63 u. 64). Aehnlich verhält es sich im Randgebiet des norddeutschen Flachlandes, wo die diluviale Decke an Mächtigkeit abnahm und die Oberflächenformen deutlicher abformte als im inneren Teile Norddeutschlands. So hat z. B. die Grauwacke bei Magdeburg¹⁾ einen bestimmenden Einfluß auf die Ablenkung der Elbe ausgeübt und derselben sehr früh, vielleicht schon in präglacialer Zeit, eine nördliche Richtung gegeben.

Das jüngere Durchbruchsthal der Weichsel ist ein tief eingeschüttetes Erosionsthal mit steilen Gehängen. In hervorragendem Maße ist dies zwischen Neuenburg und Fiedlitz der Fall, von welcher Gegend Jentzsch²⁾ folgende Schilderung entwirft: „Wahrhaft schön ist das Gehänge des Weichselthales (siehe Fig. 23). Von der Weichsel

¹⁾ Wahnschaffe, Die Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg, S. 87.

²⁾ Jentzsch, Blatt Marienwerder, 1889, S. 9.

her zeigt es sich als fortlaufendes, wohlgebautes Gelände, von Wasserrissen und einzelnen Steilabstürzen unterbrochen, in der Mitte die stufenartig aufsteigende Stadt Marienwerder mit ihren alten und neuen hochstrebenden Ziegelrohbauten, malerisch zwischen Gärten ausgebreitet. Nicht minder anmutig ist vom „Wilhelmsblick“ bei Stürmersberg die Aussicht auf Schloß und Stadt Mewe, jenseits des breiten Weichselthales; oder vom alten „Burgwall“ zwischen Neudorf und Unterberg, südwärts über die tiefe, mit Laubholz bestandene Schlucht hinweg in der Richtung des Gehänges thalaufwärts. Geologisch am bedeutungsvollsten ist ein Blick von irgend einem Punkte südwärts Marienwerder. Ueber der breiten Niederung mit fast zahllosen parallelen, durch Baumreihen kenntlichen Gräben glänzt als schmaler Streif die Weichsel, von den Segeln einzelner Kähne belebt. Darüber erhebt sich um 200 Fuß (60 m) ein steiler, stellenweise unersteiglicher Absturz von 9 km Länge, von Fiedlitz bis Neuenburg hinziehend. Die fast geradlinig fortlaufende Oberkante desselben ist nur zweimal, bei Wessel, bis auf halbe Höhe herabgedrückt, wo zwei Hochthäler über 30 m über der Weichsel münden.“

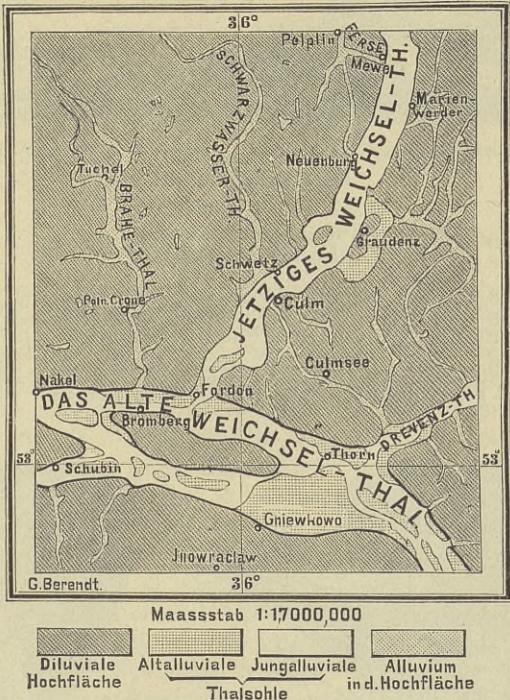
Die Frage, welche Umstände die Ablenkung der Flüsse aus ihren ursprünglichen Betten veranlaßt haben, ist früher, ehe man die nord-südlichen Schmelzwasserrinnen des zurückweichenden Inlandeises in Betracht ziehen konnte, von Geologen und Geographen vielfach erörtert und auf die verschiedenste Weise erklärt worden. Man hat jene gleichmäßige Ausbiegung nach rechts als eine Folge des von K. E. v. Baer aufgestellten Gesetzes hinzustellen versucht. Es steht unzweifelhaft fest, daß auf der nördlichen Hemisphäre die von niederen in höhere geographische Breiten strömenden Flüsse, weil sie infolge der Erdrotation mit einer größeren Umdrehungsgeschwindigkeit an Punkte gelangen, die eine geringere besitzen, eine Stoßrichtung auf ihr rechtes Ufer ausüben müssen. Genaue mathematische Untersuchungen haben jedoch gezeigt, daß dieser durch die Umdrehung der Erde nach Ost ausgeübte Druck viel zu gering ist, um eine erhebliche mechanische Arbeitsleistung verrichten zu können. Außerdem haben zahlreiche Beobachtungen ergeben, daß das Steilufer der Flüsse keineswegs immer auf der Ostseite gelegen ist, wie es das Baersche Gesetz verlangt.

Schon Girard hat sich mit der Ablenkung der Weichsel bei Fordon und der Oder südlich von Frankfurt eingehend beschäftigt. Er wies darauf hin, daß der jetzige Weichsellau von Fordon ab nur in einem schmalen Abzugskanal eingeschnitten sei, welcher gegenüber dem breiten von Thorn über Bromberg und Nakel verlaufenden Thal deutlich als ein Nebenthal erscheine. (Siehe die von Berendt gezeichnete Skizze Fig. 24.) Bei hohem Wasserstande soll die Weichsel nach und nach einen Durchbruch nach Norden hin versucht haben, wodurch allmählich ihr altes Bett zwischen Brahe und Netze zum toten Thale wurde und zum Teil auch durch Aufschüttungen der Netze versandete, bis sich schließlich die Weichsel so tief eingeschnitten hatte, daß sie ihr altes Bett gar nicht mehr benutzte und nur noch in der Durchbruchsrinne ihren Abfluß fand. Nach Berendt sind die von den Schmelzwässern des sich zurückziehenden Inlandeises in nord-südlicher oder

nordost-südwestlicher Richtung ausgebildeten Rinnen später von der Oder und Weichsel benutzt worden. Je tiefer diese Furchen eingeschnitten waren, um so eher werden die Wasser der hochangeschwollenen Hauptthäler diese Wege benutzt haben, besonders dann, als der Eisrand so weit zurückgeschmolzen war, daß er den Abfluß der Wasser in nördlicher Richtung nicht mehr verhinderte. Auf diese

Fig. 24.

DAS ALTE WEICHSEL-THAL
und seine spätere Ablenkung nach Norden



Weise versandeten allmählich nacheinander, je mehr sich das Eis nach Norden hin zurückzog, die großen diluvialen Hauptthäler.

Während man früher die zum Teil steinfreien gleichkörnigen Sande, wie sie beispielsweise die Thalschale des Berliner Thales auf weite Erstreckung hin zeigt, vom Diluvium getrennt, zum Altalluvium gerechnet und als Thalsande bezeichnet hatte, wies zuerst Berendt¹⁾ darauf hin, daß zwischen den geschiebeführenden oberen Diluvialsanden der Hochfläche, die sich zuweilen in deutlich ausgesprochenen Rinnen befinden, und den Thalsanden kein Altersunterschied bestehe. Nur die Abschmelzperiode des Inlandeises vermag die großen Massen strömenden

¹⁾ Berendt, Die Sande im norddeutschen Tieflande und die große diluviale Abschmelzperiode. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. etc. f. 1881, S. 482 ff.)

Wassers zu erklären, welche die Hauptthäler erfüllt und den Sand auf ihrem Grunde abgelagert haben müssen.

Während das Eis auf den Hochflächen abschmolz und durch die Einwirkungen der Schmelzwasser die geschiebeführenden oberen Diluvial-sande (Geschiebesande) als Rückstand der ausgeschlämmten Moränen liegen blieben, sammelten sich die Schmelzwasser in den Rinnen und

Fig. 25.



Blick von den Holzbergen im Ländchen Bellin nach Südosten in das alte Oderthal (Berendt).

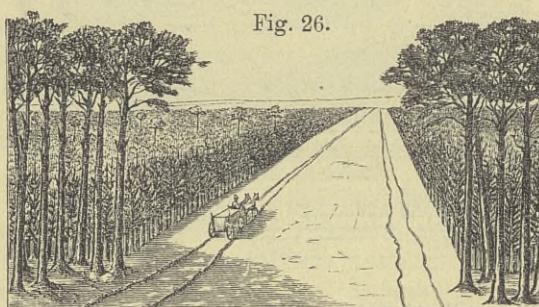
δ Diluviale Hochfläche.

α Thalsandterrasse.

a Alluviale Moorbildung.

sonderten hier das mitgeführte Material, so daß man nach dem Plateau zu ansteigend immer größer werdende Sedimente findet. Keilhack¹⁾ hat nachgewiesen, daß die an der Mündung der die Barnimhochfläche durchziehenden Kaulsdorfer und Dahlwitzer Rinnen in das Berliner

Fig. 26.



Durch Thalsand (Berendt).

Thal hineingeschobenen grandigen Thalgeschiebesande als Deltabildungen aufzufassen sind, welche gleichzeitig mit dem Thalsande entstanden.

Die ausgedehnten Thalsande, welche in völlig ebener und nur durch spätere Moorbildungen unterbrochener Fläche die zum Teil anderthalb Meilen breiten Thäler erfüllen, geben denselben einen ganz besonders eintönigen Landschaftscharakter (siehe Fig. 25). Schon Girard²⁾

¹⁾ K. Keilhack, Ueber Deltabildungen am Nordrande des Fläming und über Gehängemoore auf demselben. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. etc. f. 1868, S. 143—144.)

²⁾ Die norddeutsche Ebene S. 1.

macht darauf aufmerksam, daß der Reisende, welcher das norddeutsche Flachland mit den Eisenbahnen durchquert, über die außerordentliche Einförmigkeit erstaunt ist. Der Grund dafür liegt darin, daß die Hauptseisenbahnlinien die großen diluvialen Längsthäler und die sie verbindenden Durchbrüche benutzten, weil man soviel als möglich alle Terrainschwierigkeiten und damit alle größeren Kosten zu vermeiden suchte. Nach Berendt¹⁾ ist es der Thalsand, „der so recht eigentlich mit seinen geraden tiefen Sandwegen in endlos scheinender Perspektive die Mark Brandenburg ihres Sandes, oder wie der Volksmund sagt, ihres märkischen Schnees halber in Verruf gebracht hat“. Er erläutert dies durch eine kleine Abbildung, welche eine schnurgerade durch Kiefernwald quer durch das Berliner Thal führende Landstraße darstellt (siehe Fig. 26) und bemerkt dazu, daß auch die große Friedrichstraße in Berlin ihre fast genau eine halbe Meile lange, vollkommen gerade und zugleich horizontale Linie in erster Reihe dem Thalsande verdankt, auf welchem sie in der Hauptsache erbaut ist.

4. Der Löß am Rande des norddeutschen Flachlandes.

Am äußersten Rande des norddeutschen Flachlandes findet sich ein schmäler, mit Löß und lößartigen Bildungen bedeckter Streifen, der in allgemeinen UmrisSEN zuerst von Penck²⁾ auf einer Karte zur Darstellung gebracht ist. Dieses mit Löß bedeckte Gebiet gehört teilweise nicht mehr zum eigentlichen Flachlande, da hier bereits das ältere Gebirge oft so nahe an die Oberfläche tritt, daß es die Hauptgrundzüge des geologischen Baues jener Gegenden bedingt. Es reichen jedoch in diesen Landstrich die älteren nordischen Bildungen noch hinein und werden ebenso wie das ältere Gebirge von den Lößbildung in gleichmäßiger Decke überlagert. Für diese Lößlandschaft, die namentlich im nördlichen Teile des Königreichs Sachsen, in der Umgegend von Halle und in der Magdeburger Börde sich charakteristisch entwickelt zeigt, ist die flachwellige Oberfläche bezeichnend. Sie bietet, obwohl sie sich durch große Fruchtbarkeit und infolgedessen durch intensive landwirtschaftliche Bewirtschaftung auszeichnet, wegen ihres völligen Waldmangels einen einförmigen Anblick dar. Infolge der großen Durchlässigkeit des Lösses und der ihn häufig unterlagernden diluvialen Grandschichten sind die von ihm bedeckten Gebiete meist arm an Quellen. Die kleineren meist bis auf den Untergrund des Löß eingeschnittenen Bäche der Lößgebiete trocknen im Hochsommer meist völlig aus, schwollen dagegen bei starkem anhaltendem Regen oft sehr bedeutend an, da das in den Boden eindringende und die Schichten des Untergrundes schnell erreichende Wasser den Zufluß der Bäche rasch vermehrt.

Der Löß stellt in seiner ursprünglichen Ausbildung eine hellgelbe, kalkhaltige, feinsandige Bildung dar, die infolge des geringen

¹⁾ G. Berendt, Der Nordwesten Berlins, S. 14.

²⁾ Penck, Mensch und Eiszeit. (Archiv f. Anthropologie Bd. XV, H. 3, 1884.)

Thongehaltes im nassen Zustande nur geringe oder gar keine Plastizität, wohl aber durch ihre Feinkörnigkeit im trockenen Zustande einen bedeutenden Zusammenhalt besitzt. Hierdurch erhält der Löß die Neigung, an den Rändern von Thälern und Schluchten in steilen Wänden abzubrechen. Durch Schlämmanalysen ist festgestellt, daß das Schlämmprodukt bei einer angewandten Schlämmgeschwindigkeit von 2 mm in der Sekunde, was einer Korngröße von 0,05—0,01 mm Durchmesser entspricht, bedeutend überwiegt. Nach meinen Untersuchungen schwankte es bei den Bördelössen zwischen 55—72 %¹⁾. Der im echten Löß enthaltene Sand bleibt in seiner Korngröße unter 0,1 mm Durchmesser zurück. Die feinerdige Beschaffenheit, der geringe Thongehalt, das mehlartige Abfärben beim Zerreiben zwischen den Fingern, die Neigung zu senkrechtem Absturz, das leichte Zerfallen im Wasser sind charakteristische Eigenschaften, welche dem Löß anderer Gebiete ebenfalls eigen sind. Durch seine vollkommen gleichmäßige Zusammensetzung ist sein Mangel an Schichtung bedingt, welcher nur ausnahmsweise in den unteren Teilen durch Zwischenlagerung ganz feiner Sandstreifen aufgehoben wird. Ueberall besitzt der Löß infolge seines Mangels an feinsten Teilen eine lockere poröse Struktur und enthält feine ihn nach allen Richtungen hin durchziehende Kanäle und Röhrchen, welche oft mit Kalk ausgekleidet sind. Der Quarz bildet den klastischen Hauptgemengteil, so daß der Kieselsäuregehalt bis auf 73 % steigt.

Was die Entstehung der Lößbildungen betrifft, so sind die Ansichten darüber sehr geteilt, wie aus einer Zusammenstellung der einschlägigen Litteratur hervorgeht²⁾. Eine große Anzahl von Geologen hat sich neuerdings für die v. Richthofensche äolische Theorie ausgesprochen; hinsichtlich der norddeutschen Lößbildungen sind namentlich Nehring, Jentzsch, Sauer und Zimmermann für Windabsatz eingetreten. Nehring wurde zu diesen Anschauungen durch die Auffindung einer fossilen Steppenfauna in den an der Oberfläche des Gipses von Thiede und Westeregeln auftretenden Spalten geführt, welche letztere von lößartigen Bildungen erfüllt und von Löß überlagert sind. Jentzsch, welcher anfangs die fluviatile Entstehung des Löß vertreten hatte und die v. Richthofensche Theorie zu widerlegen suchte³⁾, hat sich später derselben Theorie zugewendet und den Gletscherschlamm auf soeben vom Eise verlassenen Gebieten, sowie die der oberflächlichen Saigerung ausgesetzte, freigelegte Grundmoräne als Ursprungsmaterial der Lößbildungen angesehen⁴⁾. Die hauptsächlichsten petrographischen Eigenschaften (senkrechte Zerklüftung, Zerfallen im Wasser) kommen nach

¹⁾ F. Wahnschaffe, Die Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg, mit besonderer Berücksichtigung der Börde. (Abhandl. z. geolog. Spezialkarte von Preußen etc. Bd. VII, H. 1.)

²⁾ Wahnschaffe, Die lößartigen Bildungen am Rande des norddeutschen Flachlandes. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1886, S. 353.)

³⁾ Jentzsch, Ueber das Quartär der Gegend von Dresden und über die Bildung des Löß im allgemeinen. 1872. — Schriften der phys.-ökon. Ges. 1877, S. 168.

⁴⁾ Jentzsch, Beitrag zum Ausbau der Glacialhypothese in ihrer Anwendung auf Norddeutschland. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. etc. f. 1884, S. 522.)

Jentzsch jedoch allen gleichgekörnten losen Accumulaten, also auch Schlämmprodukten zu.

Von Sauer¹⁾ sind als Hauptbeweis für die äolische, oder wie neuerdings gesagt wird, subäerische Entstehung des Löß die im norddeutschen Flachlande vorkommenden und auch unter dem Löß Sachsens nachgewiesenen Dreikanter oder Kantengeschiebe herangezogen worden. Doch können die letzteren nach meiner Ansicht deshalb nicht als Beweis für die äolische Entstehung des Löß gelten, da durch mehrfache Beobachtungen gezeigt worden ist, daß solche Gebilde auch noch heutzutage durch die Einwirkung des Windes hier zu Lande entstehen können²⁾. Ein weiterer Grund für Sauer ist die deutliche, häufig sogar vollendete Abrundung der Quarzkörner im Löß von Meissen, welche sich bis zu den winzigsten Dimensionen der Körner von 0,003 mm herab findet. Dem steht gegenüber, daß die Quarzkörner sowohl anderer sächsischer Lößvorkommen als auch der Magdeburger Börde deutlich eckig-splittrig sind und besonders in letzterem Gebiet nur vereinzelt in größeren Dimensionen eine Abrundung erkennen lassen. Da v. Richthofen gerade für den typischen Löß die eckig-scharfkantige Form der Quarzkörner in Anspruch nimmt, so läßt sich allerdings die Form derselben kaum ausschließlich zu gunsten der einen oder anderen Theorie verwerten. Besonderes Gewicht legen die Vertreter der äolischen Theorie auf das Vorkommen einer Landschneckenfauna im Löß und glauben das Auftreten von Süßwasserkonchylien, vor allem im Rheinlöß, auf eine besondere Abteilung desselben, den sogen. Sandlöß, welcher wegen seiner oft deutlichen Schichtung als Wasserabsatz angesehen werden muß, beschränkt. Im sächsischen Löß sind an bestimmten Punkten zahlreiche Landschnecken aufgefunden worden, im typischen Bördelöß fehlen sie, von einigen Gehängelössen abgesehen, nach meinen Beobachtungen vollständig, nur bei Thiede und Westeregeln sind sie von Nehring und Wollemann, mit ganz vereinzelten Süßwasserkonchylien vermischt, nachgewiesen worden. Nehring³⁾ geht, gestützt auf seine wertvollen Untersuchungen über die Steppenfauna, von der Ansicht aus, daß sich aus einem als richtig zugegebenen steppenartigen Hauptcharakter der Landschaft mit kontinentalem Klima viele andere Schlußfolgerungen von selbst, namentlich auch in Bezug auf die Mitwirkung des Windes bei Bildung der lößartigen Ablagerungen bei Thiede und Westeregeln ergeben. Dem gegenüber habe ich darauf hingewiesen, daß die Steppen zwischen Wolga und Irtysch, auf welche Nehring immer Bezug nimmt, nach den Untersuchungen russischer Geologen oberflächliche Bildungen von sehr verschiedenartiger Entstehung (marine Thone und Sande des aralo-kaspischen Beckens, sowie fluviatile lößartige Terrassenlehme am West- und Ostabhang des Ural) aufweisen. Man kann daher aus dem Vorkommen einer Steppenfauna wohl mit Recht auf den steppenartigen

¹⁾ A. Sauer, Ueber die äolische Entstehung des Löß am Rande der norddeutschen Tiefebene. (Zeitschr. f. Naturwissenschaften Bd. LXII, Halle 1889.)

²⁾ Wahnschaffe, Beitrag zur Lößfrage. (Jahrb. d. königl. geol. Landesanstalt f. 1889, S. 332.)

³⁾ Nehring, Ueber den Charakter der Quartärfauna von Thiede bei Braunschweig. (Neues Jahrb. f. Min. etc. 1889, I, 86.)

Charakter der Landschaft (Steppenvegetation, Waldarmut) in einem bestimmten Zeitraum schließen, nicht aber auf die Entstehungsweise der in der Steppe auftretenden geologischen Bildungen, welche sehr verschiedenen Ursprungs sein können.

Auch E. Zimmermann¹⁾ hat die Lößfrage neuerdings kritisch behandelt. Wegen der lockeren, schüttigen Struktur des Löß hält er es für unmöglich, daß derselbe unter dauernder Wasserbedeckung in Staubecken abgelagert sein könne. Demgegenüber möchte ich bemerken, daß die lockere Struktur des Löß und seine Schichtungslosigkeit mir eine Folge seiner Gleichkörnigkeit zu sein scheint. Der geringe Gehalt an feinsten thonigen Teilen bedingt es, daß die Poren dieses Feinsandes, aus dem der Löß zum größten Teile besteht, bei seinem Absatz im Wasser nicht zugeschlämmt werden konnten. Ein anderer Umstand, den Zimmermann für die äolische Entstehung verschiedener Lößvorkommen in Thüringen angeführt hat, ist ihr einseitiges gesetzmäßiges Auftreten an den im Windschatten gelegenen Flanken der Thäler. Dagegen läßt sich anführen, daß die Windverhältnisse zur Ablagerungszeit des Löß nicht notwendig dieselben wie heutzutage gewesen zu sein brauchen. Erst durch die Angriffe des Windes und der Atmosphaerilien können die jetzt lößfreien Thalflanken ihre früher ebenfalls vorhandene Lößbedeckung verloren haben.

In gleicher Weise kommt J. Früh²⁾, der den postglacialen Löß im St. Galler Rheintal eingehend behandelt und mit anderen Lößvorkommen verglichen hat, zu dem Schluß, den Löß des Rheinthalens als eine äolische Aufschüttung anzusehen.

Durch meine Untersuchungen bin ich in Uebereinstimmung mit Klockmann³⁾ zu der Ansicht gelangt, daß der Löß in der Magdeburger Börde, sowie überhaupt am Rande des norddeutschen Flachlandes als ein Wasserabsatz zu betrachten ist, entstanden in mehreren, miteinander in Verbindung stehenden Staubecken, welche sich in der Abschmelzperiode der letzten Vereisung zwischen dem zurückschmelzenden Eisrande und dem Nordrande der deutschen Mittelgebirge bildeten. In die Becken, welche einen langsam Abfluß nach Nordwesten und demnach eine schwache Strömung besaßen, so daß die feinsten thonigen Teile fortgeführt wurden, ohne zum Absatz zu gelangen, mündeten sowohl die von den Mittelgebirgen nach Norden fließenden Wasser, als auch die vom Eisrande kommenden, von ihrem groben Material bereits befreiten Gletscherschmelzwasser. Diese brachten den feinen Abhub der kalkhaltigen Grundmoräne mit, woraus sich der Kalkgehalt des Löß erklärt. Erst nach Trockenlegung dieser Gebiete, in welchen der Löß als eine gleichmäßige Decke alle Unebenheiten verhüllt, aber nicht

¹⁾ E. Zimmermann, Einiges zur Lößfrage. (I. Bericht des nordoberfränk. Ver. f. Naturgeschichts- und Landeskunde. Hof 1896.)

²⁾ J. Früh, Der postglaciale Löß im St. Galler Rheintal mit Berücksichtigung der Lößfrage im allgemeinen. (Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. in Zürich. Jahrg. XLIV, 1899.)

³⁾ Klockmann, Die südliche Verbreitungsgrenze des oberen Geschiebemergels und deren Beziehung zu dem Vorkommen der Seen und des Lösses in Norddeutschland. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanstalt etc. f. 1883, S. 238 ff.)

ausgeglichen hatte, entstand auf dem fruchtbaren Absatz eine üppige, steppenartige Grasvegetation. Die Wurzelrückstände der Gräser gaben Veranlassung zu kleinen Kalkröhren, welche beim Abschlämmen des Löß zurückbleiben. Die sich selbst überlassene, alljährlich absterbende Grasvegetation verursachte eine Anreicherung des Humusgehaltes in der Oberkrume, welche in der Magdeburger Börde eine in feuchtem Zustande tiefschwarze, in trockenem dagegen grau- oder braungefärbte Deckschicht von $\frac{1}{2}$ m Mächtigkeit bildet und dort als eigentlicher Bördeboden gilt. Derselbe stimmt völlig überein mit gewissen Schwarzerden Russlands (Tschernosjom), soweit sie aus dem Löß hervorgegangen sind. Die durchschnittliche Höhengrenze des typischen Löß liegt nach Sauer in Sachsen bei 280 m oder etwa 900 pr. Dezimalfuß, während er am Harzrande bis zu 600 Fuß hinaufgeht.

Es ist von mehreren Geologen die Ansicht vertreten worden, daß der Löß im Randgebiete des norddeutschen Flachlandes eine interglaciale Stellung einnähme und mit den als interglacial angesprochenen Lößablagerungen von Taubach bei Weimar und im Vorlande der Alpen zu parallelisieren sei. Auch Steinmann¹⁾ hat in seiner Gliederung der diluvialen Bildungen dem Bördelöß eine interglaciale Stellung zugewiesen und denselben mit der Neudecker Stufe J. Geikies parallelisiert. Manche Forscher möchten überhaupt keinen post- oder jungglacialen Löß anerkennen, aber die Beobachtungen von Früh scheinen mir jeden Zweifel in dieser Hinsicht zu beseitigen. Nach meinen Beobachtungen in der Magdeburger Gegend möchte ich den dortigen Löß ebenfalls, wie bisher, als eine jungglaciale Bildung auffassen, da derselbe nirgends von jüngeren Glacialablagerungen bedeckt wird. Das von mir publizierte Profil aus dem Tagebau der Grube „Eintracht“ bei Uellnitz²⁾ zeigt unter dem Löß mit seiner Steinsohle eine Grundmoräne in Form des Geschiebemergels, die durch Thone mit Verwitterungszone von einer unteren lokalen Grundmoräne, aus Muschelkalk- und nordischen Blöcken bestehend, getrennt ist. In den Braunkohlentagebauen von Nachterstedt und Frose³⁾ bildet eine 1 m mächtige Lößschicht die Oberfläche, während darunter zwei Geschiebemergelbänke folgen, zwischen denen sehr mächtige, im wesentlichen aus Hercynmaterial bestehende Schotter eingeschaltet sind. Welchen Vereisungen diese Grundmoränen zuzurechnen sind, läßt sich vorläufig noch nicht entscheiden. Ich habe stets der Ansicht zugeneigt, daß die letzte Vereisung noch in das Gebiet der Magdeburger Börde hineinreichte.

Nach v. Richthofen⁴⁾ sind Wüsten die Regionen äolischer Abraumung und Aufbereitung mit Zurücklassung des Gröberen, Steppen dagegen die Hauptgebiete der feinerdigen äolischen Ablagerung. Infolge dieser Anschabung müßte also, da die Anhänger der äolischen Lößtheorie jetzt nicht mehr in dem kalkarmen Verwitterungsstaub der Gebirge das Ursprungsmaterial des Löß sehen, das norddeutsche Flach-

¹⁾ Steinmann, Die Entwicklung des Diluviums in Südwest-Deutschland. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1898, S. 83—106.)

²⁾ Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1888, S. 267.

³⁾ Ebenda 1899, S. 41—42.

⁴⁾ v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende, 1886, S. 505.

land das Wüstengebiet sein, welchem der an seinem Südrande abgelagerte Steppenboden durch nachträgliche äolische Abräumung entnommen ist. Aber nicht nur der norddeutsche Randlöß, sondern sogar auch der Rheinlöß soll aus den kalkhaltigen Glacialbildungen Norddeutschlands ausgeweht sein, so daß dieselben einer höchst energischen oberflächlichen äolischen Aufbereitung unterworfen gewesen wären. Betrachtet man daraufhin den Boden des norddeutschen Flachlandes, so ergiebt sich, daß derselbe keineswegs die Einförmigkeit eines solchen Wüstengebietes besitzt und nicht darauf schließen läßt, daß heftige Winde während einer langen Periode gleichmäßig seine Oberfläche bestrichen haben. Auf den Diluvialplateaus finden sich sehr häufig sandige und lehmige Bildungen in kleinen Partieen dicht nebeneinander, wie durch die Spezialaufnahmen in den verschiedensten Gebieten nachgewiesen worden ist. Die zum Teil ausgedehnten Sand- und Grandflächen an der Südabdachung des baltischen Höhenrückens stehen nachweisbar in engster Beziehung zu den Endmoränen, die kleineren Durchrاغungen unteren Sandes und die größeren zu Tage tretenden Partieen dieser Bildung sind rings von Geschiebemergel umgeben und die in den Niederungen weit verbreiteten Thalsande sind zweifellos Flußabsätze. Es blieben also als Gebiete äolischer Abräumung vorzugsweise nur die großen Geschiebesandflächen und Ablagerungen feinerer Sande in der Zone der südlichen Höhenrücken oder Grenzwälle übrig, deren äolische Aufbereitung wohl nicht hingereicht haben dürfte, um den Absatz des norddeutschen Randlöß, geschweige denn denjenigen des Rheinlöß zu erklären.

Leppla¹⁾), der ebenfalls stets für die fluviatile Entstehung des Löß eingetreten ist, sieht einen Hauptbeweis dafür in der gleichmäßigen Verteilung des Calciumcarbonats im Löß, welches jedes Körnchen in dünner Haut überzieht und nur als ein chemischer Niederschlag aus Wasser angesehen werden kann. Durch Beobachtungen, die ich im Herbst 1899 und im Frühjahr 1900 an dem Löß und Auelehm in der Umgebung von Geisenheim gemacht habe, sowie namentlich auch durch die geologischen Exkursionen, welche im Anschluß an die allgemeine Versammlung der deutschen geologischen Gesellschaft von Frankfurt a. M. aus im Herbst 1900 in die Lößgebiete bei Wiesbaden und in der Wetterau unternommen wurden, bin ich in völliger Ueber-einstimmung mit Leppla, der die Gegend von Geisenheim geologisch kartiert hat, mehr denn je in meiner bisherigen Annahme bestärkt worden, die dort auftretenden zum Teil Süßwassermollusken, sowie auch größere, nicht vom Winde transportierte Steinchen enthaltenden Löss ebenso wie den Bördelöß als einen fluviatilen Absatz anzusehen.

Gleichwohl ist jedoch die Frage nach der Entstehung vieler Lößvorkommen noch als eine offene zu betrachten und bedarf noch sorgfältiger weiterer Untersuchungen.

¹⁾ A. Leppla, Zur Lößfrage. (Geognost. Jahreshefte. II. Jahrg. 1889. Kassel, S. 176—187.)

5. Die Seen.

Die Betrachtung einer guten oro-hydrographischen Karte lässt erkennen, daß die Gebiete früherer intensiver Vergletscherung sich den nicht vergletschert gewesenen Gebieten gegenüber durch einen großen Reichtum an Seen auszeichnen. Diese Beobachtung kann man in Skandinavien, Finnland, den Alpen und in Nordamerika, sowie auch im norddeutschen Flachlande machen. Es ist ganz zweifellos, daß ein ursächlicher Zusammenhang zwischen der Eisbedeckung und dem Vorkommen der Seen besteht.

Während aber die Entstehung der Seen, namentlich in vergletschert gewesenen Gebirgsgegenden, zu den schwierigsten und am meisten umstrittenen Fragen gehört, vereinfacht sich die Erklärungsweise im norddeutschen Flachlande, wo die Seen meist nur in das lockere Aufschüttungsmaterial der Eiszeit eingesenkt sind. Hinsichtlich der Verbreitung der Seen macht sich hier eine bedeutende Verschiedenheit geltend, da dieselben im Gebiete des baltischen Höhenrückens dicht zusammengedrängt liegen, während sie in der inneren Zone mehr oder weniger zerstreut sind und westlich der Elbe fast ganz fehlen. Die Frage nach der Entstehung der Seen lässt sich nur von Fall zu Fall auf Grund einer genauen geologischen Untersuchung der Bildungen entscheiden, welche sie umgeben. Erst seitdem die Annahme einer Inlandeisbedeckung bei uns festen Fuß gefaßt hatte, war es möglich, eine befriedigende Antwort auf die Frage nach der Seebildung zu geben. Die Versuche, welche in dieser Richtung gemacht worden sind, knüpften zuerst fast ausschließlich an die Schmelzwasser des Inlandeises an. Berendt wies anfangs auf die große Ähnlichkeit hin, welche zwischen den Seen der durch v. Zittel und Désor beschriebenen Moränenlandschaft und den ostpreußischen Seen besteht¹⁾. Bald darauf deutete er, wie bereits ausgeführt, die mit Wasser oder Moorbildungen erfüllten Puhle als große Riesenkessel, welche durch die in Spalten des Inlandeises herabstürzenden Schmelzwasser entstanden²⁾. Während in diesen beiden Arbeiten die Seenfrage nur gestreift wurde, gab er später eine eingehendere Darlegung der Seebildung in der näheren Umgebung Berlins³⁾, indem er folgendes ausführte: „Von großer Bedeutung ist es daher, wenn wir sehen, daß hier in Uebereinstimmung mit den ebenso hoch und höher gelegenen Gegenden Mecklenburgs und Pommerns die Seebildung stets und ausnahmslos in engster Verbindung steht mit der Rinnenbildung. Die Seen bilden geradezu Teile dieser nord-südlichen Rinnen und ihrer seitlichen Verbindungen, ja haben, wie in geognostischer Hinsicht durch den Verfolg allerjüngster Alluvialbildungen, torfiger Verwachsungen bewiesen wird, bis in verhältnismäßig neue Zeit hinein noch größere Teile der Rinnen teils durch ihren Zusammen-

¹⁾ Berendt, Gletschertheorie oder Drifttheorie in Norddeutschland? (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1879, S. 20.)

²⁾ Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1880, S. 56 ff.

³⁾ Berendt und Dames, Geogn. Beschreibung der Umgegend Berlins. 1885, S. 24—26.

hang, teils durch dazwischen liegende, jetzt verschwundene Seen eingenommen.“ So zutreffend diese Erklärung für eine beträchtliche Anzahl von Seen ist, so wenig verständlich erscheint mir Berendts Auffassung, daß die Seen als Teile der nord-südlichen Schmelzwasserrinnen durch allmäßliche Senkung bezw. durch Zurückbleiben bei allgemeiner Hebung des Gesamtplateaus in diese relativ tiefere Lage gekommen sein sollen. Zugestanden, daß eine solche allgemeine Hebung eines größeren Landstriches stattgefunden hätte, so könnten dabei doch nicht einzelne kleinere Teile und gerade nur die am tiefsten gelegenen von dieser Hebung ausgeschlossen gewesen sein.

Klockmann¹⁾, welcher die Seen, Rinnen und Sölle der Umgegend von Schwerin in Mecklenburg beschrieb, gelangte zu der Ansicht, daß man dort zwei Arten von Seen zu unterscheiden habe, welche allerdings meist miteinander kombiniert vorkämen, nämlich Falten- und Erosionsseen. Die ersten sollen von den Erscheinungen der Eiszeit im wesentlichen unabhängig sein und im engsten Zusammenhange stehen mit der nordwestlichen Erstreckung des mecklenburgischen Landrückens und den in gleicher Richtung streichenden Mulden und Sätteln des in der Tiefe anstehenden älteren Gebirgskernes. Der nördliche Teil des Ziegelsees, des Medereger-, Lankower-, Neumähler-, Ostorfer-, Faulen Sees, sowie der südliche Abschnitt des Schweriner Sees sollen, da ihre größte Ausdehnung in die Südost—Nordwest-Richtung fällt, als Wasser- ausfüllungen der Thäler und tiefsten Einsenkungen der Diluvialdecke aufzufassen sein, deren Entstehung durch die orographische Beschaffenheit des Untergrundes bedingt ist. Wiewohl die Möglichkeit derartiger Verhältnisse im Bereiche des baltischen Höhenrückens zuzugeben ist, so kann ich mich doch nicht mit Klockmanns Auffassungen einverstanden erklären, nachdem ich die Umgegend von Schwerin aus eigener Anschauung kennen gelernt habe. Wenn auch die südost-nordwestliche Streichungsrichtung der mecklenburgischen Seenplatte im großen und ganzen durch den älteren Gebirgskern bedingt sein mag, so sind doch die Oberflächenformen im einzelnen durch ein im gleichen Sinne streichendes Faltensystem, welches vom tieferen Untergrunde abhängig sein soll, nicht beeinflußt worden. Mir wenigstens ist es unmöglich, in dem von Klockmann gegebenen Kartenabschnitt nordwestlich streichende Landrücken zwischen den Seen zu erkennen, sondern ich sehe hier nur, und zwar besonders nördlich vom Ostorfer See hinter den Endmoränenwällen des Galgenberges eine ganz unregelmäßig gestaltete Moränenlandschaft, wie sie so vielen Teilen des baltischen Höhenrückens eigenmäßig ist.

In Widerspruch mit den Klockmannschen Auffassungen stehen außerdem die von Geinitz²⁾ mitgeteilten Tiefbohrungen, welche im Untergrunde der Stadt Schwerin Diluvialablagerungen bis zu 92 m Tiefe nachgewiesen haben. Die höchste westlich von Schwerin gelegene Erhebung des Terrains beträgt 74 m, es reicht demnach das Diluvium,

¹⁾ Klockmann, Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Schwerin. (Archiv d. Vereins d. Freunde d. Naturgesch. in Meckl. H. 36, 1883, S. 20 ff.)

²⁾ Geinitz, XII. Beitrag zur Geologie Mecklenburgs. (Archiv etc. 1890.)

soweit bis jetzt nachgewiesen, mindestens noch 18 m unter den Ostseespiegel hinab und es kann daher nicht davon die Rede sein, daß die zwischen den Seen gelegenen Teile der Hochflächen durch eine Faltung des Gebirgsuntergrundes bedingt seien. Wir haben es hier mit mächtigen Aufschüttungen der Eiszeit zu thun.

Was die andere Art der von Klockmann unterschiedenen Seen, die Erosionsseen betrifft, so liegt ihre Hauptstreckung in der Richtung von Nord nach Süd. Sie wurden durch die erodierende Kraft der gewaltigen Schmelzwasser gebildet, welche dem nach Nord zurückweichenden Rande des Inlandeises in der letzten Abschmelzperiode entströmten. Hierin hat sich Klockmann vollständig den Auffassungen Berendts angeschlossen, indem er Sölle, Rinnen und Seen als nur graduell verschiedene Bildungen des Gletscherschmelzwassers ansah.

Jentzsch¹⁾ hat sich bei der Durchforschung der an Seen so reichen Provinzen Ost- und Westpreußen eingehend mit der Frage der Seenbildung beschäftigt. Das vielgestaltige Relief der Moränenlandschaft, dessen integrirenden Bestandteil die Seen bilden, entstand nach ihm durch die aushobelnde, ausgleichende Thätigkeit des sich auf fester Unterlage fortschiebenden Eises, während gleichzeitig die erodierende Kraft subglacialischer Wasser dem entgegen wirkte. Ausgehend von den Berichten der Dänen und Schweden über das grönländische Inlandeis suchte er anschaulich zu machen, daß auch unter dem norddeutschen Inlandeise mächtige subglaciale Ströme vorhanden gewesen sein müssen, die der Bewegungsrichtung des Eises entgegengesetzt, ihren Abfluß unter dem Eise nach Norden in das Weltmeer fanden. Die subglaciale Schmelzwasser vermochten, wenn das Eis bis auf den Wasserspiegel herabreichte, sich nach dem Prinzip des Fließens in geschlossenen Röhren zu bewegen. „Die Richtung seiner Bewegung war nicht, wie bei den gewöhnlichen Wasserläufen, von der Richtung der Schwerkraft, sondern von dem Verlaufe der Wandungen abhängig. Das Wasser vermochte streckenweise bergauf zu laufen, konnte an engen Stellen des Kanals eine bedeutende Geschwindigkeit annehmen und demnach auch bergauf Sand und Schlamm, wohl selbst größere Geschiebe transportieren, also Wannen aushöhlen, die uns heute als Seen erscheinen. Jede einmal vorhandene Vertiefung mußte zum Sammelbecken der im Eise herabfließenden Wässer werden; und da diese sich in Spalten so lange anstaute, bis sie sich schließlich nach irgend einer Richtung einen Ausweg bahnten, so bestand die Tendenz, daß jede Hohlform sich mehr und mehr vertiefe.“

Wir müssen zugeben, daß in dieser Weise eine Anzahl Seen durch subglaciale Schmelzwassererosion entstanden sein wird. Nansen²⁾ hebt hervor, daß unter der an vielen Stellen vielleicht 5—6000 Fuß mächtigen grönländischen Eisdecke im Winter und Sommer ein starkes

¹⁾ Jentzsch, Das Profil der Eisenbahn Konitz-Tuchel-Laskowitz. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. etc. f. 1883, S. 563—64.) — Ueber die Bildung der preußischen Seen. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1884, S. 699—702.) — Beiträge zum Ausbau d. Glacialhypothese etc. S. 519.

²⁾ Nansen über seine Durchquerung Grönlands. (Verhandl. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, Bd. XVII, S. 452.)

Abschmelzen stattfinden muß, denn er hat selbst im strengen Winter Gelegenheit gehabt, Flüsse zu beobachten, die sich in Kanälen unter dem Eise einen Abfluß nach der Küste suchen. Er sagt: „Diese Flüsse, die unter dem enormen Druck der Eismasse fließen und außerdem durch hydraulischen Druck unter der Eisdecke vorwärts gepreßt werden, müssen auch eine große erodierende Thätigkeit ausüben und haben jedenfalls zu der Erosion des Eises während der früheren Eiszeit in Europa, sowie jetzt in Grönland beigetragen. Ich glaube, daß durch die Erscheinung sich auch das Bilden der Åsar in Schweden, oder der Kames in Schottland, England und Irland, sowie in Amerika sehr leicht erklären läßt.“ Am Rande des Muirgletschers beobachtete G. Frederick Wright¹⁾ zwei subglaciale Ströme, welche bei ihrem Hervortreten aus dem Eise gleich Fontänen zwei oder drei Fuß empor sprangen.

Später hat Jentzsch²⁾ seine Ansichten über die Seebildung wesentlich modifiziert. Im Anschlusse an die v. Koenenschen Untersuchungen hält er sehr jugendliche Störungen in Ost- und Westpreußen für wahrscheinlich. Er führt die Seen und Seehäler auf Grabenversenkungen zurück, die durch die Erosion umgestaltet, aber noch nicht verwischt worden sind. Wenn Jentzsch ausführt, daß bei eingehendem Studium der zwar kleinen, aber scheinbar chaotischen Terrainformen Ost- und Westpreußens sich das Chaos in ein Netz regelmäßiger Linien auflöse, wie sie Daubrées Lithoklasen entsprechen, so ist darauf zu erwidern, daß der Beweis für solche Ansichten durch den geologischen Bau jener Gebiete bisher nicht erbracht worden ist.

Die von Penck³⁾ früher vertretene Ansicht, daß bei dem gänzlichen Verschwinden der Eisfläche die Flüsse, welche am Schluß der Eiszeit dem nördlich von der Seenplatte gelegenen Eisrande zuströmten, durch Veränderungen der Geoidfläche außer Betrieb gesetzt und zu Seen umgewandelt wurden, ist von Jentzsch widerlegt worden. Er wies darauf hin, daß selbst das mächtigste Inlandeis nicht so große Lotablenkungen hervorzubringen vermöge, wie sie auf Grund jener Hypothese zur Erklärung des in der Längsrichtung der preußischen Seen bis 14° betragenden Gefälles angenommen werden müßten. Später hat Penck⁴⁾ diese Hypothese zu gunsten der gleich zu besprechenden Geinitzschen Auffassung aufgegeben.

Eine eingehende Untersuchung der Seen Mecklenburgs⁵⁾ verdanken wir letztnanntem Forscher. Nach ihm ist die Hauptmasse der Seen in der Abschmelzperiode des Inlandeises entstanden, indem die Schmelzwasser desselben eine verhältnismäßig plötzliche Erosions-

¹⁾ Wright, *The ice age in North America*. New York 1889, S. 47.

²⁾ Jentzsch, *Ueber die neueren Fortschritte der Geologie Westpreußens*. (Schriften d. naturf. Ges. zu Danzig, 1888, Bd. VII, H. 1, S. 23—25.)

³⁾ Penck, *Ueber Periodicität der Thalbildung*. (Verhandl. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1884, S. 19.)

⁴⁾ Penck, *Das deutsche Reich*, S. 508—509.

⁵⁾ F. E. Geinitz, *Ueber die Entstehung der mecklenburgischen Seen*. (Archiv 39 d. Vereins d. Fr. d. Nat. in Meckl.) — *Die Seen, Moore und Flußläufe Mecklenburgs*. Güstrow 1886.

und Denudationswirkung in Form von Stromschnellen und Wasserfällen auf die Oberfläche ausübten. Hierdurch bildeten sich sowohl die breiten Flufthäler, als auch ein großer Teil der Seen, Sumpfe, Kessel und Sölle. Geinitz unterscheidet zwei Arten der Erosion, einmal die horizontal wirkende des fließenden, zweitens die vertikale des herabstürzenden strudelnden Wassers. Durch den Einfluß des letztgenannten Faktors, für welchen er den Ausdruck Evorsion eingeführt hat, soll der größte Teil der Seen des mecklenburgischen Höhenrückens hervorgerufen sein. Es werden fünf verschiedene Evorsionsformen von ihm unterschieden:

1. Sölle; 2. isolierte Kessel und flachere Depressionen; 3. Thaldepressionen, zum Teil perlchnurartig aneinander gereiht; 4. kurze Seitenkessel; 5. Erosionsthäler, sich aus obigen Formen entwickelnd, daher der charakteristische Thalbeginn. Aus der Summierung der Uferhöhe und der Tiefe der Seen oder der Alluvionen in den Einsenkungen hat er den Evorsionsbetrag zu 20—40 m, in seltenen Fällen sogar bis zu 80 m berechnet. Aus allen seinen Ausführungen geht hervor, daß die vertikal wirkende Thätigkeit stürzender Gletscherschmelzwasser nicht nur für die Seenbildung, sondern auch für die ganze Oberflächengestaltung der mecklenburgischen Seenplatte von wesentlichstem Einfluß gewesen sein soll.

Meine Arbeiten im uckermärkischen Teile des baltischen Höhenrückens führten mich zu der Ansicht, daß allerdings Evorsionsseen im Sinne von Geinitz dort vorkommen, daß jedoch die Evorsionsthätigkeit der Schmelzwasser keineswegs in dem Umfange die Seebildung veranlaßte, wie dies von ihm angenommen worden ist. Die gleichmäßige Bedeckung weiter Landstrecken mit einer verhältnismäßig wenig mächtigen Decke von oberem Geschiebemergel, der vielfach von den höchsten Punkten bis an die Ränder der Seen und Moore hinabreicht und oft auf den kleinen, inselförmig aus den Alluvionen herausragenden Woorten wieder zum Vorschein kommt, beweist, daß hier die Erosion an der Oberflächengestaltung nur wenig Anteil gehabt haben kann. Zu denselben Auffassungen ist auch Schröder¹⁾ bei seinen Untersuchungen in der Uckermark und in Ostpreußen gelangt, indem er hervorhebt, daß die Kuppen der Grundmoränenlandschaft nicht als Erosionsformen gedeutet werden können, sondern im wesentlichen in der Form erhalten geblieben sind, wie sie sich unter dem Inlandeise gebildet haben.

Den Typus der oft völlig ab- und zufluslosen, zum Teil sehr unregelmäßige Umrisse zeigenden Seen, deren Boden ein genaues Abbild der eigentlich bewegten Oberfläche der Grundmoränenlandschaft ist, habe ich als Grundmoränenseen²⁾ unterschieden. In der uckermärkischen Grundmoränenlandschaft finden sich sehr charakteristische Beispiele von diesem Seeentypus. Von besonderem Interesse

¹⁾ H. Schröder, Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1885, S. 227 und f. 1888, S. 191—192 und 201.

²⁾ F. Wahnschaffe, Zur Frage der Oberflächengestaltung im Gebiete des baltischen Höhenrückens. (Jahrb. etc. f. 1887, S. 161.)

war der kleine beim Dorfe Wichmannsdorf gelegene Haussee. Ich habe die Gestalt dieses Beckens (siehe Fig. 27) durch Lotungen zu ermitteln gesucht, indem ich dieselben in bestimmten Richtungen, sowie in Abständen von 50 m ausführte. Hierdurch ergab sich, daß dieser 24 m tiefe See keine vom Rande aus nach dem tiefsten Punkte zu steil abgeböschten Wände besitzt, sondern daß er, im gleichen Längen- und Höhenverhältnis im Profil dargestellt, als eine verhältnismäßig flache Mulde erscheint, wie sie auch höher gelegene, nicht mit Wasser erfüllte Teile der Geschiebemergelhochfläche zeigen. Derartige ganz abflußlose oder nur mit unbedeutenden schmalen Abflüssen versehene, rings von Geschiebemergel umgebene Becken sind in jener Gegend, sowie überhaupt in der Grundmoränenlandschaft des baltischen Höhenrückens häufig anzutreffen. Recht typische Beispiele dafür, um nur einige näher von mir in dortiger Gegend untersuchte zu nennen, sind: der Haus-See bei Arendsee, der Fürstenauer See, der Wootzen-See, sowie der Große und

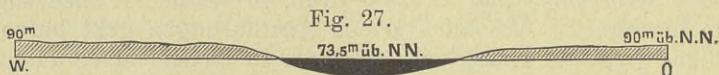
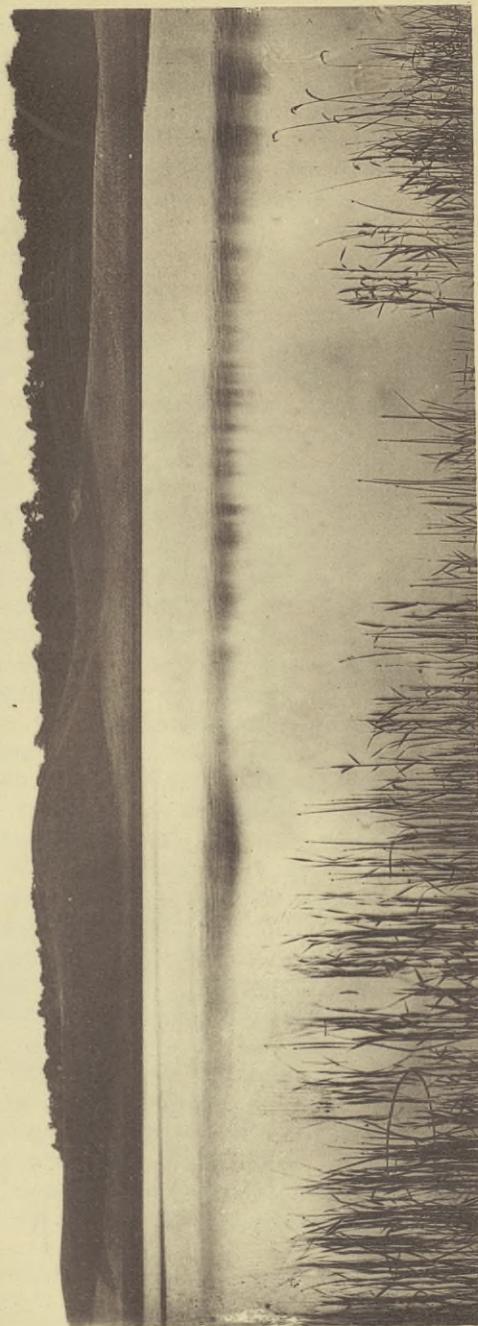


Fig. 27.

Profil durch den Haus-See bei Wichmannsdorf in der Uckermark (Wahnschaffe). Maßstab 1 : 12000, Höhe: Länge = 1 : 1; Tiefe des Sees 24 m.

Kleine Karpensee bei Fürstenhagen und der einen weit größeren Umfang als alle genannten besitzende Große See mit dem östlich benachbarten Damm-See bei Fürstenwerder. Bei diesen letztgenannten größeren Seen tritt uns auch die schon hervorgehobene Erscheinung des Auftretens verschiedener größerer und kleinerer Inselchen entgegen, die zum Teil mit oberem Geschiebemergel bedeckt sind. Das Vorhandensein desselben müßte befremden, wenn sie etwa die letzten übriggebliebenen Landreste eines durch Wassererosion oder -evorsion gebildeten Sees sein sollten. Auch der östlich von Strelitz an der Steinmühle gelegene schmale Grünower See, welcher einen entschieden rinnenartigen Charakter besitzt und in einem über den Mühlenteich und Grammertiner See nach dem Godendorfer See zu entwässernden Wasserzuge liegt, ist an seinen Steilabhängen bis fast an den Wasserspiegel herab mit oberem Geschiebemergel bekleidet, der so dicht und fest ist, daß er nicht an den Gehängen herabgerutscht oder herabgeschwemmt sein kann. Es zeigt dies die Präexistenz dieser Rinne vor der letzten Vereisung oder ihre Entstehung durch dieselbe (direkte Erosion). Ihr folgte das Eis dieser Periode und überzog sie mit Grundmoränenmaterial, ohne sie damit gänzlich auszufüllen. Die Schmelzwasser der Abschmelzperiode sind dieser Einsenkung sowie vielen anderen bereits vorhandenen allerdings auch gefolgt, so daß an einigen Stellen, z. B. am Gehänge westlich der Steinmühle, der den Geschiebemergel unterteufende grandige geschichtete Sand hervortritt, aber sie haben doch keine Abschnittsprofile hervorzubringen vermocht. Ebenso bietet die Gegend westlich von Feldberg viele Beispiele typischer Grundmoränenseen. Hierher gehören, um nur einige näher von mir untersuchte zu nennen, der Sprockfitz-, Weitendorfer- und der Hecht-See (93 m über Normal-



Photographiert von F. Wahnschaffé.

Verlag von J. Engelhorn in Stuttgart.

Lichtdruck von Rommel & Co.

Hecht-See, westlich von Feldberg in Mecklenburg, von SO. nach NW.

Grundmoränenlandschaft.

null). Das letztgenannte rundliche, nur 500 m breite Seebecken stellt die beigelegte Abbildung (Beilage 8) dar, welche zugleich den welligen Charakter der aus Geschiebemergel bestehenden Gehänge erkennen läßt.

Geinitz¹⁾ hat, wiewohl er an der Evorsionstheorie für die meisten mecklenburgischen Seen festhält, meine Erklärung der Grundmoränenseen für viele solcher einfachen Wannen als zutreffend anerkannt und zugegeben, daß dadurch leichter das tiefe Hinunterreichen des Geschiebemergels an den Gehängen zu erklären sei, als durch Abrutschen an der steilen evortierten Böschung. Aber nicht nur einfache Wannen, sondern auch viele reich gegliederte und inselführende Seeformen sind meiner Ansicht nach den Grundmoränenseen zuzurechnen.

Auch Keilhack²⁾ ist bei Durchforschung des baltischen Höhenrückens in Hinterpommern und Westpreußen im Gegensatz zu Geinitz und Jentzsch zu der Ansicht gelangt, daß die Formen der Grundmoränenlandschaft nur in äußerst geringem Maße durch die Erosion beeinflußt sein könne, und daß die Seen hier einfach Ansammlungen von Wasser in tiefen Einsenkungen darstellen, welches bei der Un durchlässigkeit des Untergrundes nicht in tiefer liegende durchlässige Schichten versickern konnte. Er hebt hervor, daß dieser Typus von Seen heute nicht mehr so häufig ist, daß aber ursprünglich weitaus die Mehrzahl demselben angehörte, wie man aus den zahllosen, innerhalb der Moränenlandschaft liegenden Moorbecken ersehen kann. Ihre geschlossene Lage macht sie besonders geeignet für den Vertorfungsprozeß. Ein treffliches Beispiel dieser Art bietet das Seen- und Moor gebiet zwischen Neustettin und Bublitz. Aus der von Keilhack gegebenen Skizze (siehe Fig. 28) ersieht man, wie der Lüters-, Veltow-, Dreibchow-, Glunow-, Gr. Briesen-, Gr. und Kl. Musterfiet- und Witt-See als letzte Reste eines früher ausgedehnten, inselreichen, mannigfach zerlappten, jetzt aber zum größten Teil mit Torf erfüllten Beckens anzusehen sind. Ebenso zeigen die von Keilhack auf Grund von Lotungen in den Papenzin-See eingetragenen Isobathen den unregelmäßig bewegten Seegrund im südlichen Teile des Beckens mit mehreren Inseln, welche ebenso wie die Gehänge des Sees aus Geschiebelehm bestehen.

Ueber die „Tiefenverhältnisse der masurischen Seen“ verdanken wir W. Ule³⁾ genaue Beobachtungen. Die allgemeinen Ergebnisse seiner Tiefenmessungen faßt er in folgenden Sätzen zusammen: „Die Oberflächengestalt unterhalb des Seespiegels entspricht vollständig derjenigen oberhalb desselben. Dieser Satz gilt ebensowohl für die flächenhaft sich ausbreitenden wie für die flußartig sich erstreckenden Wasserbecken. Die Uebereinstimmung des Seeuntergrundes mit der Umgebung ist so groß, daß man ohne weiteres aus der Gestaltung der letzteren auf die des ersten schließen kann. Ein Sinken oder Steigen des Wasserspiegels würde also den Charakter der Landschaft nicht zu verändern imstande sein.“ Auch er hebt hervor, daß bei vielen der dortigen

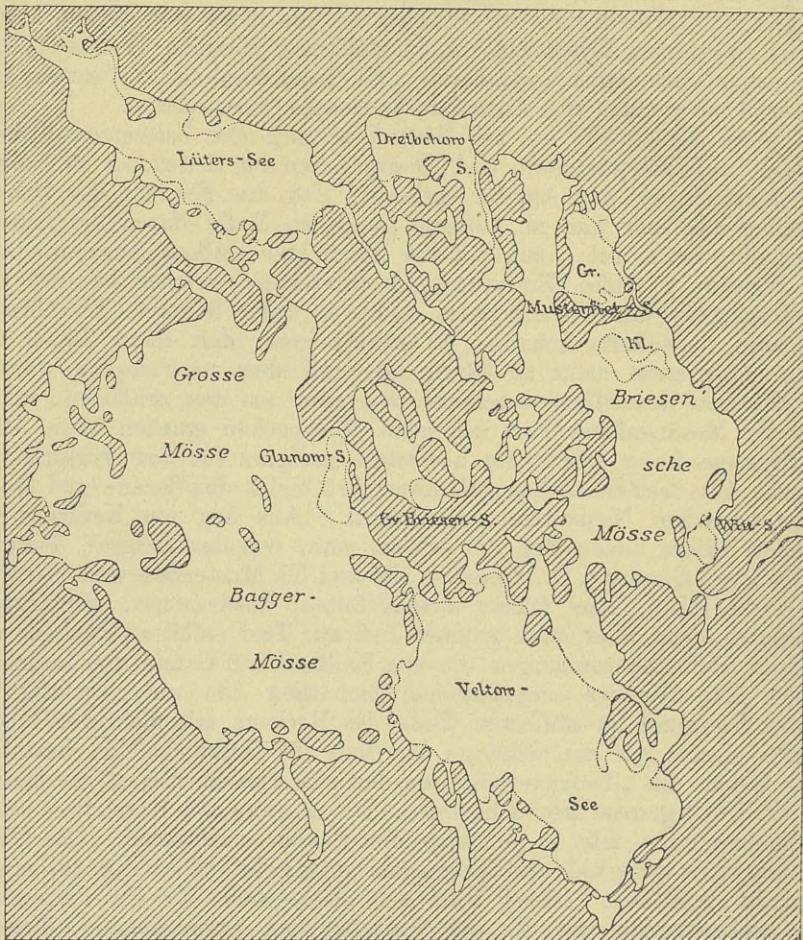
¹⁾ F. E. Geinitz, Ueber die südliche baltische Endmoräne. (Zeitschrift d. deutsch. geol. Ges. Bd. XL, H. 3, S. 586.)

²⁾ Keilhack, Der baltische Höhenrücken in Pommern und Westpreußen, S. 195 u. 208.

³⁾ Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. etc. f. 1889, S. 4 ff.

Seen der Geschiebemergel und der obere Decksand bis unmittelbar an den Wasserspiegel herantritt und sich sehr wahrscheinlich auch unter dem Wasserspiegel weiter fortsetzt. Obwohl er in solchen Fällen eine einheitliche Entstehung der gesamten Oberfläche annimmt, unabhängig davon, ob dieselbe mit Wasser bedeckt ist oder nicht, so kommt er

Fig. 28.



Moränenlandschaft zwischen Neustettin und Bublitz (Keilhack). 1:50 000.

Der weiße Grund bezeichnet die Ausdehnung der früheren Seen, die punktierten Linien geben den Umfang der heutigen Seen an. Der schraffierte Teil umfaßt stark kippierte Grundmoränenlandschaft.

doch zu dem Schluß, daß die wichtigste modellierende Kraft in der baltischen Seenplatte die Schmelzwasser des Gletschers gewesen seien. Eine wirklich nachweisbare aufschüttende Thätigkeit desselben hat sich nach ihm nur in der Bildung von Geschiebestreifen bemerkbar gemacht; er führt daher die glaciale Aufschüttung unter den Faktoren der See-

bildung nicht an. Ich kann mich, wie vorher auseinandergesetzt, dieser Ansicht nicht anschließen, sondern halte vielmehr nach Ules Ausführungen einen Teil der masurischen Seen für echte Grundmoränenseen. Erwähnt sei hier noch, daß bereits Ule einige der Sölle (Pfuhle) des baltischen Höhenrückens in ähnlicher Weise zu erklären versucht hat wie Steusloff (siehe S. 125). Er nimmt an, daß beim Abschmelzen des Inlandeises die immer dünner werdende Eisschicht sich schließlich in einzelne Schollen auflösen mußte. Diese konnten in den vorher durch Wassererosion geschaffenen Bodenvertiefungen liegen bleiben, von Schutt umhüllt und vor schnellem Abschmelzen geschützt werden.

An die Grundmoränenseen schließt sich eine Art von Seen an, deren Becken sich ebenfalls durch glaciale Aufschüttung bildete. Hierher gehören die Seen, welche mit den Endmoränenzügen des baltischen Höhenrückens in Beziehung stehen und als Endmoränen- oder Stauseen bezeichnet werden können. In den Gebieten, wo die Endmoräne einen zusammenhängenden und sich über das Hinterland erhebenden festen Wall bildete, mußten sich die Schmelzwasser des sich zurückziehenden Inlandeises überall, wo die Topographie dazu Gelegenheit bot, zu flachen Seebecken anstauen. Von Berendt¹⁾ sind zwei typische Beispiele dieser Art in der Gegend von Joachimsthal beschrieben worden (s. Fig. 12). Die hier im allgemeinen von Südost nach Nordwest streichende Endmoräne bildet größere und kleinere, nach Südwest zu gekrümmte halbkreisförmige Bogen. Innerhalb der Moränenbögen hatten sich beim Rückzug des Inlandeises zwei große Stauseen gebildet, als deren Ueberreste in dem südlichen Bogen der Paarsteiner, Serwster und große Plagen-See, in dem nördlichen der Grimnitz-, Mellin- und die beiden Prüßnick-Seen erhalten geblieben sind. Die in der Umgebung dieser Seen befindlichen Alluvionen, vor allem aber die aus feinem Sande bestehenden ebenen Flächen, in welche die Seen ganz flach eingesenkt sind, lassen die ehemalige Ausdehnung des alten Seebodens, welche bei dem Joachimsthaler Stausee mehr als eine Quadratmeile betrug, deutlich erkennen. Die Messungen haben ergeben, daß der Grimnitz-See nur 5—6 m tief ist, während der im Südwesten vor der Endmoräne liegende Werbellin-See, welcher als eine Auswaschungsfurche der über den Geschiebewall hinwegstürzenden Wasser angesehen werden muß, über 20 m tief ist. Der Spiegel des Grimnitz-Sees liegt 22 m höher als der des Werbellin-Sees und da die Ufer des letzteren in unmittelbarer Nähe über 30—40 m ansteigen, so ergiebt sich hier ein Erosionsbetrag von 50—60 m. Berendt macht darauf aufmerksam, daß auch bei Chorinchen, wo die schluchtenartige Ausbildung einer Ausspülungsrinne fehlt, eine von der Höhe des Geschiebewalles aus weithin zu verfolgende Wiesen schlange, aus der eine Anzahl kleiner Wasserbecken hervorleuchten, die später zugeschlammte und vertornte Rinne anzeigt. Namentlich an dem Endmoränenbogen nordwestlich von Joachimsthal kann man sehen, daß die angestauten Wasser des alten Stausees vielfach den Moränenwall durchbrochen, sich außerhalb desselben Abflußrinnen in das Vorland ein-

¹⁾ Berendt, Die südliche baltische Endmoräne. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanstalt etc. f. 1887, S. 306 ff.)

geschnitten und dadurch den alten Seeboden zum größten Teil trocken gelegt haben.

Von den als Erosionsseen aufzufassenden Rinnenseen ist schon ausführlich die Rede gewesen. Sie sind keineswegs vorzugsweise auf das Gebiet des baltischen Höhenrückens beschränkt, sondern sind auch sehr zahlreich in gewissen Gegenden des mittleren Teiles Norddeutschlands. Die Entstehung derselben kann auf verschiedene Ursachen zurückgeführt werden. Im wesentlichen wird das dem Inlandeise entströmende Schmelzwasser hier in Betracht zu ziehen sein, welches sowohl in Kanälen unter dem Eise, als auch in dem eisfreien Vorlande seine erodierende Thätigkeit ausüben konnte. Man findet die Rinnenseen häufig in Sandgebieten, wo die Schmelzwasser des Inlandeises in hervorragender Weise thätig gewesen sind und entweder den oberen Geschiebemergel erodiert oder mit jüngeren Sanden beschüttet haben. Daher sind sie auch vielfach an dem südlichen Abhang des baltischen Höhenrückens anzutreffen, aber auch innerhalb der Moränenlandschaft sind sie nicht selten. Keilhack hebt hervor, daß die Rinnenseen einfache Mulden darstellen, in denen der tiefste Punkt zumeist in der Mitte liegt. Häufig zeigen sie an ihren Rändern scharfe Abschnittsprofile, auf welche allerdings auch die Postglacialzeit eingewirkt haben kann, die jedoch ursprünglich der einschneidenden Thätigkeit stark strömenden Wassers ihre Entstehung verdanken.

Sehr scharf tritt der Gegensatz zwischen Aufschüttungs- und Erosionsseen bei Feldberg in Mecklenburg hervor. Der nördlich gelegene breite Lucin-See und der südwestlich davon befindliche Hausee stellen Becken vom Typus der Endmoränen-Stauseen dar, während die im Süden sich an den Lucin-See anschließende, mit schmalen Abschnittsprofilen versehene Rinne des schmalen Lucin-Sees sehr deutlich ihre Entstehung durch die in südsüdwestlicher Richtung aus dem breiten Lucin-See abfließenden Gletscherschmelzwasser zu erkennen giebt (Fig. 12). Die Rinnenseen bilden häufig Teile von heutigen Flußläufen. Es herrscht unter ihnen im allgemeinen die nord-südliche Richtung entschieden vor, während ost-westlich verlaufende viel seltener sind. Ihre Entstehung ist nicht immer auf die Abschmelzperiode der letzten Vereisung zurückzuführen, denn es kommen durch ihre langgestreckte schmale Gestalt sich als echte Rinnen erweisende Seen vor, bei denen sich der Geschiebemergel bis an die Ränder hinabzieht, so daß demnach die Grundmoräne sich einer bereits vorhandenen Erosionsrinne angeschmiegt haben muß. Doch ist bei diesen Seen auch an Eiserosion zu denken.

Die seeartigen Erweiterungen der Havel in der Potsdamer Gegend sind als Typen echter Rinnenseen zu bezeichnen. Es durchschneiden sich in dieser Gegend zwei Rinnensysteme, von denen das eine von Nordost nach Südwest, das andere von Südost nach Nordwest gerichtet ist. In dem ersten Rinnensystem fließt die Havel nordöstlich und südwestlich von Potsdam bis zum Schwielow-See, während sie von hier aus den anderen Rinnenzug durch den Großen und Kleinen Zernsee nach Ketzin zu benutzt. Wahrscheinlich sind auch diese Rinnen z. T. älteren Ursprungs, so daß sie das Inlandeis bei seinem zweiten Vorrücken bereits vorfand. Ich habe schon früher die Ansicht ausgesprochen, daß

das skandinavische Inlandeis bei seinem Vorrücken im norddeutschen Flachlande verschiedentlich Gletscherzungen vorschob, die auf die lockeren Ablagerungen erodierend einwirkten und sich zum Teil tiefe Rinnen gruben. Wenn bei weiterem Vordringen der großen Inlandeisdecke die Mächtigkeit der vorgeschobenen Gletscher zunahm, so übten letztere einen starken Seitendruck auf die sie einengenden Uferränder aus, welche seitwärts zusammengeschoben und sattelförmig aufgepreßt werden mußten. Auf diese Weise erkläre ich die schon von Berghaus hervorgehobene häufige Randstellung bedeutender Höhenpunkte an den Ufern der tieferen Rinnenseen, sowie auch die von Laufer¹⁾ beobachtete Regelmäßigkeit der Sattelbildung des Glindower Thons parallel den Seerändern bei Werder.

Der Typus der Senkungs- oder Einsturzseen ist nur in sehr geringer Anzahl im norddeutschen Flachlande vertreten, weil Gips oder Steinsalz, deren Auslaugung Veranlassung zu unterirdischen Hohlräumen und nachfolgenden Einstürzen hätte geben können, nur selten oder in so großen Tiefen vorhanden sind, daß sie auf die Gestaltung der Oberfläche keinen Einfluß mehr besitzen. Als Beispiel führt Geinitz den See von Probst-Jesar im Salzgebirge von Lübtheen an. Der ganz ver einzelt in der Altmark gelegene Arendsee hat nach Halbfass²⁾ Untersuchungen eine Maximaltiefe von 49,5 m. In Einhards Fränkischen Annalen wird berichtet, daß im Jahre 822 ein Erdfall neben diesem See, der also bereits vorhanden war, stattgefunden habe. Ein zweiter Erdfall trat im Jahre 1685 ein, durch den ein Teil des südlichen Uferrandes in den See versank. Halbfass leitet aus der von ihm hergestellten Tiefenkarte des Sees die Ansicht ab, daß der Erdsturz vom Jahre 1685 einen weit geringeren Einfluß auf die Gestaltung des Beckens ausgeübt habe, als der vom Jahre 822. Er nimmt an, daß der See schon zur Diluvialzeit vorhanden gewesen und als ein durch die Schmelzwasser des abziehenden Inlandeises ausgehöhlter Kesselsee zu betrachten sei, der durch die beiden Erdfälle an zwei an Umfang sehr verschiedenen Stellen eine bedeutend veränderte Gestalt erhalten habe, jedoch nicht in dem Sinne wie die Mansfelder Seen und der Probst-Jesarer See zu den eigentlichen Einsturzseen zu rechnen sei.

Es lassen sich demnach im norddeutschen Flachlande ihrer Entstehung nach etwa folgende Seetypen unterscheiden, die entweder an einem See allein oder auch in Kombination auftreten können:

1. Grundmoränenseen, die Vertiefungen der kupierten Grundmoränenlandschaft einnehmend;
2. Stauseen, durch die Endmoränen angestaut;
3. Rinnenseen, zum Teil subglacial, zum Teil extraglacial durch strömendes Wasser entstanden;
4. Ausstrudelungsseen (Evorsionsseen) durch vertikal oder schräg wirkende Gletscherschmelzwasser ausgekolkkt;

¹⁾ E. Laufer, Die Lagerungsverhältnisse des Diluvialthonmergels von Werder und Lehnin. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1881. Berlin 1882, S. 501 ff.)

²⁾ W. Halbfass, Der Arendsee in der Altmark. Petermanns geogr. Mitteil. 1896, S. 173—187.)

5. **Faltenseen**, durch Wasseransammlungen innerhalb glacialer faltenartiger Aufstauchungen entstanden;

6. **Eiserosionsseen**, durch unmittelbare Glacialerosion gebildet;

7. **Einsturzseen**, auf Auslaugung des älteren Untergrundes zurückzuführen, in Sandgebieten vielleicht auch durch Schmelzen von fluvioglacial verschüttet gewesenen Inlandeisresten entstanden.

Nach den Forschungen von W. Halbfass¹⁾ besitzt unter allen Landseen Norddeutschlands, soweit bis jetzt bekannt, der Dratzigsee in Pommern die größte absolute Tiefe von 83 m. Dieser durch zahlreiche Buchten und Zipfel mit reich entwickelter Gliederung versehene See gehört nach Halbfass zu dem von mir aufgestellten Typus der Grundmoränenseen, obwohl die größere nördliche Hälfte bereits im Gebiete des Heidesandes liegt. Die gewaltig tiefen Kessel im Südstück werden auf Evorsion im Sinne von Geinitz zurückgeführt. Trotz der großen Maximaltiefe besitzt der mit seinen Inseln 18,79 qkm bedeckende See infolge der großen Seichtheit der Buchten nur eine mittlere Tiefe von 20 m, während die mittlere Tiefe des Arendsees 29,3 m beträgt, so daß letzterer als der relativ tiefste See Norddeutschlands anzusehen ist.

Der größte See des norddeutschen Flachlandes, die Müritz, besitzt eine größte Länge von $3\frac{3}{4}$ und eine größte Breite von $1\frac{3}{4}$ Meilen, so daß man auf einer Fahrt von Waren nach Röbel an einer Stelle in der Längsrichtung das gegenüberliegende Ufer nur undeutlich erkennen kann. Der Flächeninhalt dieses großen Wasserbeckens beträgt 2,42 Quadratmeilen. Der See gliedert sich in drei Teile, nämlich in einen kleinen schmalen Teil im Norden, die innere Müritz, an dessen Nordende die Stadt Waren liegt, sodann in den flachen mittleren Teil, die große Müritz und in den südlichen Teil, der eine lange Nord-Südreihe von Einzelbecken bildet, die die Bezeichnung „die Vipperowschen Wasser“ führen. Die innere Müritz hat in Ost-West-Richtung eine größte Breite von 2,8 km und in Nord-Süd-Erstreckung von 1,8 km. Die durchschnittliche Tiefe beträgt 10—11,5 m, die größte Tiefe 22 m. Die große Müritz misst in Nordwest-Südost-Richtung 14,5 km, bei einer Breite von Nordost nach Südwest von 7,5 km. Ihre mittlere Tiefe beträgt im nördlichen Teile 5,7 m, im südlichen 8,5—10 m, während die größte Tiefe mit 21 m 3 km nordöstlich vom Steinhorn erreicht wird. Die südliche Müritz, welche aus mehreren nebeneinander liegenden selbständigen Depressionen sich zusammensetzt, hat eine durchschnittliche Tiefe von 2,8—4,3 m. Die größte Tiefe fand sich westlich vom Trinkensee und im nördlichen Teil der Nebel zu 8,5 m. Ueber den Kölpin-, Fleesen- und Plauer See besteht durch den Eldefluß eine Verbindung mit der Elbe zur Nordsee, durch die Abflüsse zu der Mirower Seereihe im Osten eine Verbindung zur Havel und durch die Kanäle zur Oder und Ostsee²⁾.

Im Anschluß hieran mögen einige Tiefenangaben norddeutscher Seen hier mitgeteilt werden.

¹⁾ W. Halbfass, Der Dratzigsee in Pommern. (Globus LXXVIII v. 7. Juli 1900.)

²⁾ Nach F. E. Geinitz, Die Seen, Moore und Flußläufe Mecklenburgs. Güstrow 1886, S. 59—67 u. Geolog. Führer durch Mecklenburg. Berlin 1899, S. 117.

Bezeichnung der Seen	Größte Tiefe m	Lage des Spiegels über Normalnull	Lage des Seebodens über oder unter Normalnull
----------------------	-------------------	--------------------------------------	--

Seen in Mecklenburg.

Schweriner See	43,4	37	— 6,4
Neustädter See bei Neustadt ¹⁾	28	33	+ 5
Probst-Jesarer See ¹⁾	13	17	+ 4
Cambser See (v. d. B.) ²⁾	31	29	— 2
Neukloster See	10,5	24,5	+ 14
Tessiner See (v. d. B.)	11	52,5	+ 41,5
Wariner See (v. d. B.)	10	20,5	+ 10,5
Tempziner See (v. d. B.)	20	17,1	— 2,9
Keezer See (v. d. B.)	24	21,7	— 2,3
Labenzer See	30,5	23,2	— 7,3
Großer Sternberger See (v. d. B.)	7	9,2	+ 2,2
Trenntsee (v. d. B.)	30	9,2	— 20,8
Binnensee von Gr. Raden (v. d. B.)	20	9,2	— 10,8
Upahler See (v. d. B.)	6	42	+ 36
Woseriner See (v. d. B.)	24	38	— 14
Dobbertiner See (v. d. B.)	9	46	+ 37
Goldberger See (v. d. B.)	3	46	+ 43
Krakower See (v. d. B.)	30	48	+ 18
Plauer See ³⁾	32	62	+ 30
Fleesensee	28	62	+ 34
Malchower See	12	62	+ 50
Kölpinsee	16,5	62,4	+ 45,9
Jabelsche See	12,4	62,5	+ 50,1
Müritzsee	22	62,5	+ 40,5
Woteritzsee	4	59	+ 55
Schulzensee bei Peetsch	13	—	—
Vilzsee	14	ungef. 58	+ 44
Labussee bei Wesenberg	24	57	+ 33
Peetschsee W. Fürstenberg	31	—	—

¹⁾ W. Halbfass, Ueber einige Seen im Stromgebiet der Elbe. (Archiv d. Ver. d. Freunde d. Naturgesch. Mecklenburgs 50, 1896.)

²⁾ v. d. B. bedeutet, daß die Tiefenangaben aus: Von dem Borne, Die Fischereiverhältnisse des Deutschen Reiches u. s. w., Berlin 1880, entnommen sind.

³⁾ Nach einer mir gemachten Angabe des Steuermanns Pieper in Plau.

Bezeichnung der Seen	Größte Tiefe m	Lage des Spiegels über Normalnull	Lage des Seebodens über oder unter Normalnull
Glambecker See bei Neustrelitz ¹⁾	24,5	66,2	+ 41,7
Gr. Fürstenseer See (v. d. B.)	35	64,2	+ 29,2
Brückentinsee (v. d. B.)	28	—	—
Dabelowsee.	25	—	—
Schleser See (v. d. B.)	25	65	+ 40
Dolgener See bei Feldberg (v. d. B.) . .	16	98,6	+ 82,6
Schmale Lucinsee	31,4	84	+ 53,4
Haussee bei Feldberg (v. d. B.)	18	84	+ 66
Wrechener See (v. d. B.)	25	91,5	+ 66,5
Rossbauer See (v. d. B.)	25	97,5	+ 72,5
Cantnitzer See (v. d. B.)	25	87,6	+ 62,6
Ratzeburger See (v. d. B.)	25	4,5	— 20,5
Schaalsee ¹⁾	60	35	— 25
Dümmersee.	21,6	46	+ 24,4
Tolziner See	8,5	50	+ 41,5
Schlieffenberger See	10	29	+ 19
Radener See	4	25,8	+ 21,8
Teterower See (v. d. B.)	15	2,3	— 12,7
Malchiner See (v. d. B.)	15,7	0,6	— 15,1
Cummerower See (v. d. B.)	30	0,2	— 29,8
Tollensesee (v. d. B.)	31	14,6	— 16,4

Altmark.

Arendsee ²⁾	49,5	23,5	— 26,0
----------------------------------	------	------	--------

Westprignitz.

Rudower See bei Lenzen a. d. Elbe ²⁾ . .	5,8	16	+ 10,2
---	-----	----	--------

¹⁾ Nach W. Halbfass (Globus LXXVIII, 7. Juli 1900).

²⁾ Nach W. Halbfass, Der Arendsee in der Altmark. (Petermanns geogr. Mitteil. 1896, S. 173—187.)

Bezeichnung der Seen	Größte Tiefe m	Lage des Spiegels über Normalnull	Lage des Seebodens über oder unter Normalnull
----------------------	-------------------	---	--

U c k e r m a r k, Gegend von Boitzenburg (Wahnschaffe).

Haussee südlich von Hardenbeck	22	66,2	+ 44,2
Schumellensee.	15,5	67,5	+ 52
Haussee bei Wichmannsdorf	24	73,5	+ 49,5
Kleiner Suckowsee	3	70	+ 67
Mittlerer Suckowsee	8	70	+ 62
Großer Suckowsee	8	69	+ 61
Kuhzer See	10	70	+ 60
Trebowsee	5,5	75	+ 69,5
Großer Warthesee	32	69,9	+ 37,9
Kleiner Warthesee	3,8	69,9	+ 66,1

U m g e g e n d v o n B e r l i n.

(Sämtliche Tiefenangaben nach von dem Borne.)¹⁾

Sacrower See	30	30,1	+ 0,1
Gr. Glienicker See	9,5	32,3	+ 22,8
Glindower See	ungef. 12	29,8	+ 17,8
Plessower See.	ungef. 12	29,8	+ 17,8
Seddinsee südlich Potsdam	18	38,9	+ 20,9
Wandlitzsee	16	49,3	+ 33,3
Müggelsee	13	32,3	+ 19,3
Motzener See	15	36,9	+ 21,9
Straufäsee	16	65,7	+ 49,7
Bötzsee	14	59,3	+ 45,3
Lange See (Wendische Spree)	13	32,3	+ 19,3
Zeuthener See (Wendische Spree)	13	32,6	+ 19,6
Crossinsee	9,4	33	+ 23,6
Wernsdorfer See.	15	33	+ 18
Seddinsee	15	33	+ 18
Hinterster Paetzer See	15	35,4	+ 20,4
Schermützelsee bei Buckow	47	26,3	- 20,7
Scharmützelsee südlich Fürstenwalde	30	36	+ 6

¹⁾ Die von dem Borneschen Angaben haben sich in einzelnen Fällen als zu hoch herausgestellt.

Bezeichnung der Seen	Größte Tiefe m	Lage des Spiegels über Normalnull	Lage des Seebodens über oder unter Normalnull
----------------------	-------------------	--------------------------------------	--

Hinterpommern, Neustettin-Bublitzer Gegend (Keilhack).

Dratzigsee ¹⁾	83	128	+ 45
Stepener Mühlensee	33	189,2	+ 156,2
Papenzinsee	40	175,6	+ 135,6
Tessenthinsee	31	156,1	+ 125,1
Höllen-Pinnowersee	27	158,3	+ 131,3
Gr. Studnitzsee	28	141	+ 118
Virchowsee	22	140,6	+ 118,6
Labessee	15	153,8	+ 138,8
Dolgensee	14	138,2	+ 124,2
Gr. Pinnowersee	14	158,3	+ 144,3
Kl. Pinnowersee	13	159,4	+ 146,4
Gr. Klewesee	12	152	+ 140
Gr. Damensee	12	141	+ 129
Saatsee	12	137,4	+ 125,4
Damerowsee bei Stepen	9	144	+ 135
Lüterssee	8	139	+ 131
Dorfsee bei Sparsee	5,5	138	+ 132,5
Priebssee	4	150	+ 146
Gr. Schmaunzsee	4	139,5	+ 135,5
Kl. Schmaunzsee	4	139,5	+ 135,5
Campsee	4	139,7	+ 135,7
Schwarzsee westlich Stepen	4	140	+ 136
Dorfsee bei Stepen	4	143	+ 139
Kütersee südlich Stepen	3,5	139	+ 135,5
Lankensee	3,5	141,8	+ 138,3
Scharpensee	2,5	139	+ 136,5
Wurchower Dorfsee	2,1	141	+ 138,9
Plötschensee	1,5	139,2	+ 137,7

¹⁾ Nach W. Halbfaß, Der Dratzigsee in Pommern. (Globus LXXVIII Nr. 1, 1900.)

Bezeichnung der Seen	Größte Tiefe m	Lage des Spiegels über Normaleu	Lage des Seebodens über oder unter Normalnull
----------------------	-------------------	------------------------------------	--

Provinz Preußen (Ule).

Mauersee	38,5	116,4	+ 77,9
Schwenzaitsee	24	116,4	+ 92,4
Dargainensee	29,5	116,4	+ 86,9
Kissainsee	28	116,4	+ 88,4
K. Steinorter See	5	116,4	+ 110,9
Lababsee	14	116,4	+ 102,4
Dobenscher See	19,5	116,4	+ 96,9
Löwentinsee	37	116,8	+ 79,1
Jagodnersee	34	117,1	+ 83,1
Gr. Henselsee	26	117,1	+ 91,1
Gurkler See	8	117,1	+ 109,1
Kl. Henselsee	3	117,1	+ 114,1
Gr. Schimonsee	3	117,1	+ 114,1
Kl. Schimonsee	12	118,6	+ 106,6
Gr. Kottecksee	2,5	117,1	+ 114,6
Taltowiskosee	35	117,1	+ 82,1
Lawkersee	17	120,2	+ 93,2
Orlenersee	20	124,3	+ 104,3
Oloffsee	24	122,1	+ 98,1
Rheinscher See und Talter Gewässer	51	117,1	+ 66,1
Beldahnsee	31	117,4	+ 86,4
Spirdingsee	25	117,1	+ 92,1
Luknainer See	5	117,4	+ 112,4
Warnoldsee	5	117,1	+ 112,1
Biallolafker See	35	117,1	+ 82,1
Nariensee bei Mohrungen ¹⁾	43,3	106,7	+ 63,4
Lyckersee ¹⁾	57?	119,9	+ 64,9
Lanskersee bei Allenstein ¹⁾	57?	126,5	+ 69,5

¹⁾ Nicht durch Ule vermesssen.

Bezeichnung der Seen	Größte Tiefe m	Lage des Spiegels über Normalnull	Lage des Seebodens über oder unter Normalnull
O s t - H o l s t e i n ¹⁾ .			
Großer Eutiner See	17,0	26,9	+ 9,9
Keller See	27,5	24,4	- 3,1
Dieksee	38,6	22,0	- 16,6
Behler See	43,2	22,0	- 21,2
Suhrer See	24,0	22,0	- 2,0
Höftsee	19,0	22,0	+ 3,0
Schöhsee	30,2	22,5	- 7,7
Trammer See	25,0	21,0	- 4,0
Vierer See	17,7	20,8	+ 3,1
Kleiner Plöner See	34,5	20,0	- 14,5
Großer Plöner See	60,5	20,8	- 39,7
Ascheberger Teil	29,0	21,0	- 8,0
Bosauer Teil	60,5	20,8	- 39,7

6. Die Gliederung der Glacialbildungen.

Wie wir in den früheren Abschnitten gesehen haben, sind die gesamten losen Bildungen der Eiszeit im norddeutschen Flachlande entweder Grundmoränen oder solche Absätze, die erst infolge weiterer Aufbereitung durch Wasser aus der Grundmoräne hervorgegangen sind. Schon vor Aufstellung der Glacialtheorie war eine rein stratigraphische Gliederung des Diluviums versucht worden, und man hatte entweder zwei Abteilungen, das obere und untere Diluvium, oder drei, das obere, mittlere und untere Diluvium unterschieden. Obwohl damals bereits durch die im norddeutschen Flachlande ausgeführten Spezialuntersuchungen festgestellt war, daß mehrere übereinander liegende und durch geschichtete Sande, Grande und Thone, zum Teil mit eingeschlossenen faunistischen Resten, voneinander getrennte Geschiebemergelbänke vorhanden waren, so glaubte Torell trotzdem, als er zuerst die Ansicht einer allgemeinen Eisbedeckung Norddeutschlands aussprach, diese Vereisung als eine einheitliche Periode auffassen zu müssen. Das Vorkommen verschiedener Grundmoränen übereinander wurde von ihm auf größere Oscillationen des Eises zurückgeführt, während je nach der verschiedenen Mächtigkeit desselben sich von den Reliefformen abhängige Ströme

¹⁾ Nach W. Ule, Die Tiefenverhältnisse der ostholsteinschen Seen. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1890.)

ausbildeten (baltischer Eisstrom). Diese Ansicht einer einheitlichen, von größeren Oscillationen begleiteten Eiszeit wird auch noch gegenwärtig von einigen Geologen aufrecht erhalten. So sind namentlich in neuerer Zeit Warren Upham, N. O. Holst, L. Holmström und J. C. Moberg für dieselbe eingetreten. Im nachstehenden sollen die Beobachtungen mitgeteilt werden, die die Mehrzahl der heutigen Glacialisten dazu geführt haben, nicht eine einheitliche Eiszeit, sondern mehrere, durch längere Interglacialzeiten voneinander getrennte Vereisungen anzunehmen.

Was Norddeutschland betrifft, so gebürtet Helland und Penck das Verdienst, bereits 1879 aus der Lagerung und Beschaffenheit der Glacialablagerungen mehrere Vereisungen abgeleitet zu haben. Indem sich Helland¹⁾ auf die Thatsache stützte, daß von den norddeutschen Geologen der Hauptsache nach zwei Grundmoränen (der obere und der untere Geschiebemergel) unterschieden wurden, hielt er es für wahrscheinlich, daß daselbst zwei größere Gletscherinvasionen stattgefunden hätten. Penck²⁾ dagegen hat schon damals eine später von ihm auch für die Alpen bewiesene, dreimalige Vergletscherung für das norddeutsche Flachland angenommen, indem er meinte, daß die nordischen Sande, Grande und Thone, welche unter den ältesten faunaführenden geschichteten Bildungen im Liegenden des unteren Geschiebemergels auftreten, auf eine noch ältere Vereisung hindeuteten. Diese Auffassung Pencks hat neuerdings dadurch eine Bestätigung erfahren, daß durch Tiefbohrungen bei Rüdersdorf und Hamburg, wie weiter unten mitgeteilt werden soll, eine wirkliche Grundmoräne unter dem sogen. unteren Geschiebemergel nachgewiesen worden ist. Die Annahme von zwei längeren Interglacialperioden für Norddeutschland, die gegenwärtig von der Mehrzahl der deutschen Glacialisten, sowie auch vom Verfasser geteilt wird, beruht in erster Linie auf dem Nachweis von Resten einer Fauna und Flora gemäßigten Charakters in geschichteten Bildungen zwischen zwei Grundmoränen, woraus ein vollständiges Zurückschmelzen des Inlandeises während eines milderden Klimas und ein darauf folgendes erneutes Vorrücken gefolgert werden kann. Eine weitere Fassung des Begriffes „interglacial“ ist zuerst von Penck, später von Keilhack³⁾ und Weber⁴⁾ vertreten worden, indem sie betonten, daß eine Ablagerung nicht nur dann als interglacial betrachtet werden müsse, wenn sie durch zwei Grundmoränen eingeschlossen sei, sondern daß auch fluvioglacielle Sedimente, wenn sie gleichzeitig mit den Grundmoränen⁵⁾

¹⁾ Helland, Ueber die glacialen Bildungen der nordeuropäischen Ebene. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1879, S. 91—93.

²⁾ Penck, Die Geschiebeformation Norddeutschlands. (Ebenda S. 200—201.) — Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig, 1882.

³⁾ Neuere Forschungen auf dem Gebiete der Glacialgeologie in Norddeutschland etc. Keilhack, Stratigraphie. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1897, S. 78—80.)

⁴⁾ Weber, Zur Kritik interglacialer Pflanzenablagerungen. (Abh. d. naturw. Ver. zu Bremen 1896, Bd. XIII, H. 3, S. 484.)

⁵⁾ Zu den Glacialbildungen von grundmoränenartigem Charakter gehören in Norddeutschland der Geschiebemergel als typische Grundmoräne, die mit nordischem Material gemischte Lokalmoräne und der blockreiche Geschiebesand. Die hier in Frage kommenden fluvioglaciellen Bildungen bestehen meist aus Sanden oder grandigen Sanden mit kleinen Steinen.

im Randgebiete der Vereisung gebildet seien, dieselben vertreten könnten.

Die faunistischen Reste auf interglacialer Lagerstätte werden entweder gebildet durch die Skelettteile der diluvialen Säugetiere oder durch die Schalen von Mollusken, bei denen wir Süßwasser-, brackische und echt marine Formen unterscheiden können. Die pflanzlichen Reste sind in der Form von Torf und Blätterkohlen erhalten und finden sich nur an ganz vereinzelten Punkten im norddeutschen Flachlande zerstreut.

Da die Fossilien der letzten oder zweiten Interglacialzeit am längsten bekannt sind und man zuerst aus diesen Vorkommnissen eine Interglacialzeit ableitete, so sollen dieselben hier auch zuerst besprochen werden.

Was zunächst die Fauna der großen diluvialen Säugetiere betrifft, so hatte Dames, der als einer der ersten die Inlandeistheorie annahm und in seinen Vorlesungen vortrug, stets darauf hingewiesen, daß eine zweimalige Vereisung stattgefunden haben müsse, weil diese Tierreste zwischen zwei Grundmoränen in geschichteten Granden sich fänden. Dames¹⁾ gliederte die Eiszeit in folgende Abschnitte: 1. Präglacialzeit, 2. Zeit der ersten Eisbedeckung, 3. Interglacialzeit, 4. Zeit der zweiten Eisbedeckung, 5. Zeit des abschmelzenden Eises, welche Einteilung ich bei der Gliederung der Magdeburger Quartärbildungen (1885) ebenfalls zur Anwendung gebracht hatte. Auf demselben Prinzip beruhen auch die Gliederungen der Diluvialbildungen Westpreußens von Jentzsch (1888), auf die wir noch ausführlicher zurückkommen werden, und Schleswig-Holsteins von Zeise²⁾ (1889). H. Munthes³⁾ Gliederung von 1892 gehört auch hierher, sie schließt sich an diejenige der Quartärbildungen in Schonen und Dänemark an, die Nathorst bereits im Jahre 1873 aufstellte. Die Hauptfundorte für die diluviale Säugetierfauna bilden in der Berliner Gegend die Sand- und Grandgruben von Rixdorf, Tempelhof, Britz, Halbe, Müggelsheim und Phöben, wo sie überall das sogen. Rixdorfer Niveau zwischen dem oberen und unteren Geschiebemergel einnehmen. In gleicher Lagerung finden sie sich auch beim Fort Neudamm bei Königsberg i. Pr. und in der näheren Umgebung von Posen. In der Berliner Umgegend ist bisher folgende Fauna nachgewiesen worden: *Elephas primigenius* (Mammut), *E. trogontherii* (nur ein Zahn), *Rhinoceros antiquitatis* (wollhaariges Rhinoceros), *Rhinoceros Merckii* (nur ein Zahn), *Equus caballus* (Wildpferd), *Ovibos fossilis* (Moschusochs), *Bos primigenius* (Urochs), *Bison priscus* (Wisent oder Auerochs), *Rangifer groenlandicus* (arktisches Ren), *Cervus alces* (Elch), *C. euryceros* (irischer Riesenhirsch), *C. elaphus* (Edelhirsch), *Canis lupus*, *Ursus* sp., *Felis leo* (nach Schröder und Nehring).

¹⁾ Dames, Die Glacialbildungen der norddeutschen Tiefebene. Berlin 1886. (Sammlung gemeinverständlicher wissenschaftlicher Vorträge, herausg. von Rud. Virchow und Fr. v. Holtzendorf. XX. Serie, Heft 479.)

²⁾ Zeise, Beitrag zur Kenntnis der Ausbreitung, sowie besonders der Bewegungsrichtungen des nordeuropäischen Inlandeises in diluvialer Zeit. Inaug.-Dissert. Königsberg i. Pr. 1889.

³⁾ Munthe, Studier öfver baltiska hafvets quartära historia I. Stockholm 1892.

Von Fort Neudamm bei Königsberg i. Pr. werden von Schirrmacher¹⁾ auf gleicher Lagerstätte zwischen dem oberen und unteren Geschiebemergel folgende Säugetierreste angegeben: *Elephas primigenius*, *Rhinoceros antiquitatis*, *Equus caballus*, *Bos* sp. Nach G. Maas²⁾ kommen in der Umgegend von Posen auf interglacialer Lagerstätte folgende Säugetierreste vor: *Elephas primigenius*, *Rhinoceros antiquitatis*, *Equus caballus*, *Cervus elaphus*, *Cervus tarandus* (*groenlandicus*?), *Cervus capreolus*, *Cervus* sp., *Bison priscus*, *Bos* sp., *Ursus* sp. Außerdem fanden sich Reste dieser Fauna auf sekundärer Lagerstätte bei Baggerungen im Warthebett und in der Mittel terrasse der zwischen 65—55 m gelegenen Thalsandstufe bei Obornik³⁾), die wahrscheinlich aus zerstörten interglacialen Sand- und Grandschichten aufgebaut ist und daher dem Rixdorfer Niveau entspricht (siehe S. 186).

Ueber die in der Provinz Hannover bisher aufgefundenen fossilen und subfossilen Reste quartärer Säugetiere hat Struckmann⁴⁾ eine übersichtliche Zusammenstellung gegeben. Unter den verschiedenen Fundorten kommt außer den nach Struckmann wahrscheinlich interglacialen Kiesschichten des Weserthales am Sintelberge bei Hameln namentlich Honerdingen in Betracht. An erstgenanntem Orte fanden sich: *Elephas primigenius*, *Rhinoceros antiquitatis*, *Cervus elaphus*, *Bison priscus*, *Bos primigenius*, *Equus caballus*, *Ovibos fossilis*, *Felis spelaea*. Es ist von Interesse, daß nach Struckmann auch das Renntier in mehreren Resten in der Provinz Hannover aufgefunden worden ist, besonders häufig aber im Schlamme des Dümmer Sees, so daß das Ren noch in altalluvialer Zeit in dortiger Gegend gelebt haben mag.

Von Honerdingen giebt Weber⁵⁾ auf Grund eigener und der Lauferschen Beobachtungen folgendes Profil an:

- a) Oberer Geschiebesand.
- b) Diskordant geschichteter Quarzsand.
- c) Sandiger Torf.
- d) Lebertorf und seine Aequivalente mit darüber liegender Moostorfbank.
- e) Süßwasserkalk, an den Rändern mit eingelagerten Grandbänken.
- f) Ungeschichteter weißer Quarzsand.
- g) Unterer Geschiebesand.

In dem Süßwasserkalk sind *Castor fiber*, *Cervus elaphus*, *Megaceros* sp., *Bos primigenius* und *Bison priscus* aufgefunden worden. Unter der Annahme einer dreimaligen Vereisung Norddeutschlands und der

¹⁾ Schirrmacher, Die diluvialen Wirbeltierreste der Provinzen Ost- und Westpreußen. Diss. inaug. Königsberg i. Pr. 1882, S. 11.

²⁾ Maas, Ueber Thalbildungen in der Gegend von Posen. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst f. 1898, S. 82.)

³⁾ Wahnschaffe, Mitteilung über Ergebnisse seiner Aufnahmen in der Gegend von Obornik in Posen. (Ebenda für 1896, S. LXXIX.)

⁴⁾ Struckmann, 33. u. 34. Jahresbericht der naturhist. Ges. in Hannover. 1884. — 40. u. 41. Jahresbericht 1892, S. 55—56. — Zeitschrift d. D. geol. Ges. 1887, S. 601—604.

⁵⁾ Weber, Ueber die fossile Flora von Honerdingen und das nordwestdeutsche Diluvium. (Abh. d. Naturw. Ver. zu Bremen 1896, Bd. XIII, H. 3.)

baltischen Endmoräne als Grenze der letzten hält es Weber für sehr wahrscheinlich, daß die Bildungszeit des Honerdinger Torf- und Süßwasserkalklagers zwischen die erste und zweite Gletscherzeit fällt, während die Eismassen der dritten Glacialperiode Nordwestdeutschland nicht erreicht haben sollen.

Der Charakter der zwischen dem oberen und unteren Geschiebemergel vorkommenden Fauna der großen diluvialen Säugetiere wird in erster Linie durch das Auftreten der ausgestorbenen Arten *Elephas primigenius* und *Rhinoceros antiquitatis* bestimmt, die wegen ihrer Behaarung darauf hinzudeuten scheinen, daß sie ein arktisches Klima vertragen konnten. Von besonderem Interesse ist der sichere Nachweis von solchen Tieren, die gegenwärtig nur noch in den hocharktischen Gebieten Nordamerikas lebend vorkommen, wie *Ovibos moschatus* und *Rangifer groenlandicus*. Neben diesen arktischen Tierresten kommen aber auch solche vor, deren Lebensbedingungen auf große Laubwälder oder Grassteppen und demnach auf ein gemäßigtes Klima hinweisen. Das Zusammenvorkommen solcher Tierreste von ganz verschiedenen Lebensbedingungen scheint darauf hinzudeuten, daß bedeutende Klimaänderungen während eines langen Zeitraumes vor sich gegangen sein müssen, um das Einwandern der Tiere zu ermöglichen. Wenn auch ein geringer Transport der meist in Grandschichten vorkommenden Knochenreste angenommen werden muß, so sind doch einzelne derselben so wenig abgerollt, daß man an ihrem Vorkommen auf primärer Lagerstätte festhalten muß.

Wie bereits Neumayr¹⁾ bemerkt hat, wird wahrscheinlich die Zahl der in der Interglacialzeit lebenden Säugetierarten eine weit größere gewesen sein, als wir sie aus den vorliegenden Resten kennen. Mit Ausnahme von Biber und Fuchs sind nur Reste großer Thiere aufgefunden worden, während die kleinen den Fundorten des norddeutschen Flachlandes vollständig fehlen. Neumayr erklärt dies dadurch, daß die feineren Knochenreste in den Sand- und Grandablagerungen bei ihrem Absatz zerrieben worden sind und sich demgemäß nicht erhalten konnten.

Spuren von dem Vorhandensein des Menschen während der letzten Interglacialzeit liegen bisher nur von drei Punkten im norddeutschen Flachlande vor. Es handelt sich hier um die bearbeiteten Feuersteine und Knochen, die P. G. Krause²⁾ in den interglacialen Schichten von Eberswalde aufgefunden hat, ferner um Feuersteinartefakte in den Sanden zwischen dem oberen und unteren Geschiebemergel am Schilling bei Posen, die G. Maas³⁾ daselbst nachwies, und drittens um ein von Menschenhand bearbeitetes Schulterblatt von Wildpferd, das nach Dames⁴⁾ in interglacialen Sanden bei Halensee unweit Berlin aufge-

¹⁾ Neumayr, Erdgeschichte II. S. 584 u. 585.

²⁾ G. P. Krause, Ueber Spuren menschlicher Thätigkeit aus interglacialen Ablagerungen in der Gegend von Eberswalde. (Arch. f. Anthropologie, Bd. XXII.)

³⁾ G. Maas, Ueber zwei anscheinend bearbeitete Gesteinsstücke aus dem Diluvium. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanstalt f. 1897. Berlin 1898, S. 32—35.)

⁴⁾ W. Dames, Ueber eine von Menschenhand bearbeitete Pferde-Scapula aus dem Interglacial von Berlin. (Neues Jahrb. f. Min. 1896, I, S. 224—227.)

funden wurde. Diese Reste sind jedoch so spärlich und zum Teil auch noch so fraglich, daß man daraus wohl kaum den Schluß ableiten darf, daß der Mensch schon dauernd während der letzten Interglacialzeit im norddeutschen Flachlande angesiedelt war. Es handelt sich wohl nur um vereinzelte Eindringlinge, die beutesuchend in das Gebiet vordrangen.

In demselben Niveau, in welchem die Reste der diluvialen Säugetiere und die Spuren des Menschen aufgefunden worden sind, kommen an zahlreichen Fundorten innerhalb des norddeutschen Flachlandes Schalen von Süßwasserkonchylien vor, doch ist es oft sehr schwer zu entscheiden, ob dieselben sich auf primärer oder sekundärer Lagerstätte befinden. In der Grundmoräne der mittleren oder Hauptvereisung finden sich sehr häufig wohlerhaltene Konchylienschalen, die aus tiefer liegenden Schichten aufgenommen worden sind und bei der nachherigen Zerstörung und Ausschlämung eines Teiles dieser Grundmoräne in die darüber liegenden geschichteten Bildungen hineingelangten.

Als sicher primär dürften die sogen. Valvatenmergel von Alt-Geltow¹⁾ bei Potsdam, sowie die diatomeenführenden Süßwasserwerke von Werder²⁾ anzusehen sein, ebenso auch die verschiedenen Vorkommen in der unmittelbaren Umgebung von Posen³⁾, sowie das von Schröder nachgewiesene Lager von Lindenbergs bei Rössel⁴⁾. Von Klebs sind interglaziale Süßwasserkonchylien bei Heilsberg und Bartenstein, von Jentzsch bei Taubendorf (Kreis Graudenz), sowie in den Bohrungen⁵⁾ von Kosse und Ponarth bei Königsberg i. Pr., Tapiau, Allenberg bei Wehlau und Insterburg, von G. Maas⁶⁾ an mehreren Punkten in der Gegend von Tuchel nachgewiesen worden. Was den Charakter dieser Molluskenfauna betrifft, so unterscheidet er sich nicht von demjenigen der Jetzzeit, da mit Ausnahme von *Paludina diluviana*, deren Vorkommen auf primärer Lagerstätte im jüngsten Interglacial aber noch nicht ganz sicher festgestellt ist, alle Arten auch jetzt noch unsere Seen und Flüsse bevölkern. Besonders reichlich vertreten sind: *Valvata piscinalis*, *Bithynia tentaculata*, *Planorbis marginatus*, *P. carinatus*, *Limnaea auricularia*, *L. stagnalis*, *L. ovata*, *Sphaerium solidum*, *Sp. rivicolum*, *Pisidium amnicum*, *P. nitidum*, *Dreissena polymorpha*, *Unio pictorum* und *Anodonten*.

Zu den interglazialen Süßwasserbildungen gehören auch die Torflager, deren wichtigste Fundorte Lauenburg an der Elbe, Beldorf

¹⁾ G. Berendt, Die Diluvialablagerungen der Mark Brandenburg, insbesondere der Umgegend von Potsdam. Berlin 1863, S. 41. — Siehe ferner G. Berendt und W. Dames, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Berlin 1885, S. 65 u. 66.

²⁾ W. Koert, Diluviale Süßwasserschichten bei Werder. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. LI, 1899, S. 60.)

³⁾ F. Wahnschaffe, Mitteilung über Ergebnisse seiner Aufnahmen in der Gegend von Obořník in Posen. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1896. Berlin 1897, S. LXXVII—LXXXV.)

⁴⁾ H. Schröder, Diluviale Süßwasserkonchylien auf primärer Lagerstätte in Ostpreußen. (Ibid. f. 1887. Berlin 1888, S. 349—362.)

⁵⁾ A. Jentzsch, Neue Gesteinsaufschlüsse in Ost- und Westpreußen 1893 bis 1895. (Ibid. f. 1896. Berlin 1897, S. 1—125.)

⁶⁾ G. Maas, Ueber einige Ergebnisse der Aufnahmen in der Gegend von Tuchel. (Ibid. f. 1898. Berlin 1899, CCII—CCXVIII.)

und Großen-Bornholt bei Grünenthal am Nordostseekanal, sowie Fahrenkrug bei Segeberg in Holstein bilden. Ferner sind die Torflager von Neuenburg an der Weichsel, Purmallen und Gwilden bei Memel und die durch Bohrungen erschlossenen Torfschichten von Memel und Widminnen zu erwähnen.

Die Braunkohle von Purmallen ist von Jentzsch bereits im Jahre 1876 zum Quartär gerechnet worden. Durch spätere Untersuchungen, die an den Aufschlüssen am linken Ufer der Dange bei Gwilden von ihm ausgeführt wurden, konnte er feststellen, daß dieses 0,6—1 m mächtige Kohlenflöz von nordischen Sanden über- und unterlagert wird und daß über diesem Schichtenkomplex ein gelbbrauner Geschiebemergel von 2 m Mächtigkeit ansteht, der von 1 m Sand überlagert wird. Ein gleiches Alter besitzt das bei der Tiefbohrung in der Stadt Memel getroffene diluviale Kohlenflöz, und wahrscheinlich werden nach Jentzsches Ansicht auch die Kohlen von Wormsaten in Kurland, Krzeslaw bei Dünaburg und Shidowtschisny bei Grodno zu derselben Stufe gehören¹⁾.

Sodann kommen noch die Torfe und Süßwasserkalke von Honerdingen bei Walsrode und Klinge bei Cottbus in Betracht. Wie schon erwähnt, rechnet Weber Honerdingen der ersten Interglacialzeit zu, und auch Klinge wird von Nehring und Keilhack in dasselbe Niveau gestellt. Auf ihren floristischen Inhalt sind namentlich die holsteinischen interglacialen Torflager von Weber, sowie die von Lauenburg durch Keilhack, von Honerdingen und Klinge durch Weber und Nehring untersucht worden. Die Flora²⁾ enthält Reste unserer heutigen Waldflora und deutet durch das Vorkommen von *Ilex aquifolium*, *Tilia platyphyllos*, *Quercus sessiliflora*, *Abies pectinata*, *Acer platanoides* und der in Europa ausgestorbenen *Brasenia purpurea* auf ein gemäßigtes Klima hin. Diese Pflanzen können, wie Weber ausgeführt hat, nicht am Rande eines über Tausende von Quadratmeilen ausgedehnten, einige Hundert Meter dicken Inlandeises, oder im Bereich seiner Schmelzwasserzone gedeihen. Weber weist ferner darauf hin, daß das Torflager von Fahrenkrug von einer Grundmoräne unmittelbar unterteuft und von einer 4,5—6 m mächtigen Grundmoräne überlagert wird, die nicht nachträglich durch Rutschung in diese Lage gekommen sein kann. Die Stauchungerscheinungen, welche das Beldorfener Torflager und die mit ihm in Zusammenhang vorkommenden Geröll- und Thonbänke zeigen, glaubt Weber³⁾ nur dadurch erklären zu können, daß diese Schichten vom Inlandeise zur Zeit der letzten Vereisung überschritten wurden, daß aber die Grundmoräne nachträglich wieder zerstört wurde. Gegen diese Auffassung hat Geinitz⁴⁾ protestiert, da ihm die Lagerungs-

¹⁾ A. Jentzsch, Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanstalt f. 1884. Berlin 1885, S. 509—514 und Jahrb. f. 1896. Berlin 1897, S. 19—21.

²⁾ Weber hat in der Naturwissenschaftlichen Wochenschrift 1899, Nr. 45 u. 46 einen dankenswerten Ueberblick über die Vegetation der Diluvialzeit in den mittleren Regionen Europas mit ausführlichem Litteraturnachweis gegeben.

³⁾ C. Weber, Ueber zwei Torflager im Bette des Nordostseekanals bei Grünenthal. (Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. 1891, Bd. II, S. 62—85.)

⁴⁾ E. Geinitz, Kritik der Frage der interglacialen Torflager Norddeutschlands. (Archiv d. Ver. d. Fr. d. Naturgesch. in Mecklenburg 50, 1896, S. 11—18.)

verhältnisse der Torfe von Beldorf und Großen-Bornholt nicht für eine Eisbedeckung zu sprechen scheinen. Auch bei Lauenburg ist keine das Torflager überlagernde Grundmoräne beobachtet worden, aber die darüber vorkommenden Sande werden von Weber und Keilhack als fluviatile Sedimente der letzten Vereisung aufgefaßt.

Von großer Bedeutung für die Gliederung der eiszeitlichen Bildungen sind die innerhalb derselben auftretenden marinen Schichten, welche sich jedoch auf die Küstengebiete der Nord- und Ostsee und auf ehemalige, in das Flachland tiefer eingreifende Buchten beschränken. In Schleswig-Holstein sind im Laufe der Jahre eine Menge Fundorte mariner Konchylien nachgewiesen worden, die in neuerer Zeit von Gottsche¹⁾ eine genaue Untersuchung und kritische Beurteilung erfahren haben. Auf Grund der neuen Ergebnisse der Hamburger Tiefbohrungen, in denen noch ein tieferer Geschiebemergel unter den früher für präglacial gehaltenen marinen Schalresten aufgefunden wurde, sucht Gottsche nunmehr die an den verschiedenen Fundorten Schleswig-Holsteins vorkommenden marinen Konchylienreste in die erste oder zweite Interglacialzeit einzuordnen. Er kommt dabei zu dem ihn nicht sehr befriedigenden Resultat, daß unter den 42 Fundorten einer Fauna auf primärer Lagerstätte nur eine sehr geringe Zahl (nämlich nur 25) zur Altersbestimmung der Schichten zu verwerten ist. Davon sind 5 sicher älter als der untere Geschiebemergel und sicher interglacial I, nämlich Dockenhuden, Nienstedten, Hamm-Hamburg (2 Fundorte) und Lauenburg an der Elbe; 2 sicher älter als unterer Geschiebemergel, aber fraglich, ob interglacial I oder präglacial, nämlich Itzehoe und Rögle Klint; 12 wahrscheinlich resp. sicher älter als unterer Geschiebemergel, aber fraglich, ob interglacial I oder präglacial, nämlich Esbjerg, Hvidding, Nindorf, Farnewinkel, Burg i. D., Warringholz, Cleve, Rensing, Glinde, Mommark, Kekenis und Habernis; 2 sicher jünger als unterer Geschiebemergel und sicher interglacial II, nämlich Blankensee und Tarbeck, 1 sehr wahrscheinlich interglacial II, nämlich Stöfs; 3 möglicherweise interglacial II, nämlich Hostrupholz, Süderholz und Fahrenkrug. Es sind daher sicher präglaciale Ablagerungen noch nicht nachgewiesen worden.

Gottsche gibt folgende gruppenweise Uebersicht der Molluskenfauna des schleswig-holsteinischen Diluviums.

A. Arktische Gruppe: *Amauropis islandica*, *Turritella cf. terebra*, *Litorina litorea*, *Utriculus semen*, *Modiolaria corrugata*, *Yoldia arctica*, *Y. lenticula*, *Astarte cf. compressa*, *Tellina calcarea*, *T. ballica*, *Saxicava pholadis*, *Pandora glacialis*, *Mya truncata*. (Fundorte: Rensing, Esbjerg in Jütland, Itzehoe, Rögle Klint auf Fünen.)

B. Boreale Gruppe: *Trophon clathratus*, *Neptunea? antiqua*, *Buccinum undatum*, *typus*, var. *conoidea*, et var.; *Bela cf. Trevelyanæ*, *Natica groenlandica*, *N. Alderi*, *Turritella cf. terebra*, *Litorina litorea*, *Hydrobia ulvae*, *Utriculus cf. semen*, *Mytilus edulis*, *Limopsis cf. minuta*, *Nucula nucleus*, *N. tenuis*, *Leda pernula*, *Astarte compressa*, *Tel-*

¹⁾ Gottsche, Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. Teil II. (Mitteil. d. geograph. Ges. in Hamburg. Bd. XIV, 1898.)

limya? ferruginosa, *Axinopsis orbiculata*, *Cardium edule*, *C. fasciatum*, *Cyprina islandica*, *Tellina baltica*, *T. exigua*, *Cyrtodaria silliqua*, *Saxicava pholadis*, *Mactra* sp., *Mya truncata*. (Fundorte: Nindorf, Burg i. D., Beringstedt, Nienbüttel, Hakemühlen.)

C. Gemäßigte Gruppe: *Buccinum undatum*, *Nassa reticulata*, *Bela turricula*, *Parthenia interstincta*, *P. spiralis*, *Odostomia* sp., *Bitium reticulatum*, *Aporrhais pes pelecani*, *Scalaria communis*, *Margarita? helicina*, *Omalaxis supranitida*, *Lacuna divaricata*, *Litorina litorea*, *L. rufa*, *Onoba aculeus*, *O. cf. proxima*, *Hydrobia ulvae*, *Cylichna umbilicata*, *Ostrea edulis*, *Mytilus edulis*, *Nucula nucleus*, *Montacuta bidentata*, *Cardium edule*, *C. echinatum*, *C. minimum*, *C. fasciatum*, *Cyprina islandica*, *Tellina baltica*, *Tellina exigua*, *Scrobicularia piperata*, *Saxicava? arctica* (? *pholadis* juv.), *S. pholadis*, *Mactra subtruncata*, *Mya truncata*, *M.? arenaria*, *Corbula gibba*, *Pholas crispata*. — *Valvata piscinalis*, *V. contorta*, *V. macrostoma*, *Planorbis contortus*, *Pisidium obsutale*, *P. sp.*, *Unio* sp. (Fundorte: Cyprinenthone von Hostrupholz, Süderholz, Mommark, Kekenis, Habernis, Austernbänke von Tarbeck, Stöfs, Blankenese, Stade, Thone von Fahrenkrug, Glinde, Blankenese, Tarbeck.)

In Gruppe A sind 7 Arten von Gruppe B, in dieser 14 Arten von Gruppe C beobachtet worden. Die für jede Gruppe besonders charakteristischen Arten sind durch den Druck hervorgehoben. Die Gruppierung Gottsches ist durch Madsens Foraminiferenforschungen bestätigt worden.

Was den klimatischen Charakter der einzelnen Faunen betrifft, so gehören nach Gottsche alle sicher als interglacial II erkannten Ablagerungen der gemäßigten Gruppe an, während dagegen die sicher oder wahrscheinlich als interglacial I oder präglacial bezeichneten Ablagerungen teils arktische, teils boreale, teils gemäßigte Faunen besitzen. Die sämtlichen marinischen Faunen sind Absätze von Litoralzonen. Aus der räumlichen Verbreitung des marinischen Diluviums folgert Gottsche, daß der Geestrand schon während der ersten Interglacialperiode, ja vielleicht auch schon während der Präglacialzeit die Meeresküste bildete. Alle Anzeichen deuten darauf hin, daß eine alte Verbindung zwischen Nord- und Ostsee von Itzehoe, Rensing durch das heutige Thal der Osterau über Fahrenkrug, Tarbeck, Plön und durch das Thal der Kossau in die Kieler Bucht geführt haben mag. Auch durch das Thal der Eider, Sorge und Schlei scheint eine ähnliche Verbindung bestanden zu haben. Die große Tiefe des Diluviums im Elbthalbett bei den Bohrungen in Hamburg (mit 183,8—192,6 m nicht durchbohrt) und die geringe Mächtigkeit auf dem angrenzenden Diluvialplateau, auf welchem bei Hamburg das Tertiär in 15,6—88,5 m Tiefe unter Terrain erreicht wurde, zeigen, daß der Geestrand in seiner Anlage älter ist als das Diluvium und einen alten Bruchrand bezeichnet, der nach Norden zu seine Fortsetzung findet. Nach Gottsche sprechen diese Verhältnisse einerseits für das hohe Alter, andererseits für die schon von Leopold v. Buch vermutete echt tektonische Natur der Elbthalspalte. Dies sei noch besonders hervorgehoben mit Bezug auf die Bedeutung der älteren orographischen Züge Norddeutschlands für die Entstehung der großen Thäler, wovon bereits S. 186—187 die Rede war.

Die zuerst von Focke von dem Eisenbahneinschnitt am Schwarzen Berge bei Stade beschriebenen konchylienführenden Ablagerungen sind neuerdings von Schröder¹⁾ nochmals genau untersucht worden. Die in Geschiebemergel eingeschalteten schwarzen Thonmergel mit *Saxicava pholadis*, *Saxicava arctica*, *Modiolaria corrugata*, *Yoldia arctica*, *Yoldia intermedia*, *Cyllichna propinqua* stellen nach Schröder eine arktische Ablagerung dar, die an sich nicht interglacial zu sein braucht, da sie unmittelbar am Eisrande gebildet sein kann. Für ein interglaciales Alter muß hier jedoch die nur von Focke, nicht mehr von Schröder beobachtete Austernbank mit *Ostrea edulis*, *Mytilus edulis*, *Cardium edule*, *Tellina baltica*, *Mactra subtruncata*, *Mya truncata*, *Pholas crispata*, *Buccinum undatum* und *Balanus* sp. in Anspruch genommen werden, die auch zwischen Geschiebemergel eingeschaltet ist, der mittelsten Thonbank aufsitzt und nur in einem Meere von gemäßigter Temperatur entstehen konnte. Schröder kommt zu dem Resultat, daß die ungezwungene Deutung des Profils im Stader Gebiet Ablagerungen zweier Inlandseisperioden enthält, von denen eine jede Grundmoränen und arktische marine Thone führt, sowie einer sie trennenden Interglacialzeit, deren Absätze marine gemäßigte Formen enthalten. Wahrscheinlich gehören letztere Schichten dem Interglacial I an, doch läßt sich bis jetzt noch keine völlig sichere Entscheidung darüber treffen.

Durch H. Munthe²⁾ sind eine Anzahl fossiliengeführer Ablagerungen im südbaltischen Glacialgebiete in Bezug auf ihre Altersstellung und den Charakter ihrer Fossilien, namentlich auch der Foraminiferen und Diatomeen auf das sorgfältigste untersucht und eingehend beschrieben worden. Er vertritt ebenfalls die Annahme von drei Vereisungen und zwei gemäßigten Interglacialperioden. Was zunächst das interessante, aber zum Teil stark überrutschte Profil vom Dornbusch³⁾ auf Hiddensee bei Rügen betrifft, dessen Höhe 45 m beträgt, so befinden sich dort nach Munthe zwei resp. drei Geschiebemergelbänke, welche durch geschichtete Sande und marine Thone voneinander getrennt sind. Unter einem 1—2 m mächtigen feinen Flugsande, der in seinem unteren Teile vereinzelte, gewöhnlich flugsandgeschliffene Geschiebe enthält, liegt eine unregelmäßige Schicht von stark verwittertem, gelbgrauem Geschiebemergel, dessen größte Mächtigkeit fast 4 m erreicht. Darunter folgt ein ebenfalls unregelmäßiges, bis zu 3 m mächtiges Lager von marinem fossiliengeführtem Thon, das von geschichtetem Sande unterlagert wird. Mitten in diesem Sande, der die Hauptmasse des Profils ausmacht, findet sich eine 6—7 m mächtige Bank von gelbgrauem Geschiebemergel, die aber, wahrscheinlich infolge von Denudation oder Verwerfung, nur im nordöstlichen Teil des Profils nachweisbar ist. Im Liegenden dieses Geschiebemergels sind dem Sande zwei dünne Thonbänchen eingelagert, deren unteres marine Foraminiferen enthält. Ob der

¹⁾ Schröder, Mitteilung über die geologischen Aufnahmen bei Stade. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1898, S. CL ff.)

²⁾ H. Munthe, Studien über ältere Quartärablagerungen im südbaltischen Gebiete. (Bull. of the Geol. Instit. of Upsala, Nr. 5, Vol. III, 1896.)

³⁾ Siehe auch Deecke, Geologischer Führer durch Pommern. 1899. (Berlin, Gebr. Borntraeger, S. 52 ff.)

unten am Strande vorkommende dritte Geschiebemergel (im Nordosten mindestens 5 m mächtig) mit darunter liegendem marinem Thone anstehend oder durch Dislokationen auf ein niedrigeres Niveau gebracht worden ist, konnte nicht entschieden werden, weil dazu bedeutende Grabungen nötig gewesen wären. Der oberste und unterste marine Thon enthalten im ganzen dieselben Mollusken, doch sind sie im untersten stellenweise zahlreich, während sie im obersten selten zu sein scheinen. Die gefundenen Schalreste gehören folgenden Arten an: *Cyprina islandica*, *Corbula gibba*, *Nucula* sp., *Cardium edule*, *Mytilus edulis*, *Turritella terebra*, *Pecten opercularis* (letzterer nach A. Günther). Sowohl die Konchylien als auch die von Madsen und sodann von Munthe näher untersuchten Foraminiferen deuten darauf hin, daß das Meer einen gemäßigten Charakter und einen höheren Salzgehalt besaß als der heutige Öresund. Von den mittleren Thonbänken ist die obere wegen der sekundär eingelagerten Kreideforaminiferen nicht als eine marine Schicht, sondern eher als ein durch Gletscherwasser abgesetzter Thon (hvitalera) zu bezeichnen. Die Foraminiferen der zweiten mittleren Bank sind quartär, deuten aber auf kältere klimatische Verhältnisse hin, wie dies auch bei einer untergeordneten braungrauen Partie des untersten graugrünen Cyprinenthones der Fall ist.

Ein Sandlager zwischen zwei Grundmoränen nördlich vom Ausfluß des Kieler Baches an der Ostküste von Jasmund auf Rügen enthält nach Munthe Fossilien, darunter Moose, welche in der Jetzzeit zum Teil eine arktische und alpine Verbreitung haben und ihm daher nicht mehr als Beweis für eine Interglacialepoche gelten. Falls sich jedoch das interglaciale Alter dieser Sandlager nachweisen ließe, ist er geneigt, das fossilführende Lager zum Interglacial I zu stellen und in den drei Moränenbänken Jasmunds die Vertreter einer dreifachen Vereisung zu sehen.

Auf der Insel Alsen, südöstlich von Sonderburg, zeigte das Strandprofil bei Süderholz nach Munthe zwischen einem oberen und unteren Moränenmergel einen Cyprinenthon, der zahlreiche quartäre marine Diatomeen und Foraminiferen enthielt, während an einer Stelle marine und Süßwasserarten gemengt gefunden wurden. An Schalresten fanden sich dort ebenfalls Süßwasser- und marine Arten, und zwar: *Mytilus edulis*, *Cardium edule*, *C. echinatum*, *Cyprina islandica*, *Corbula gibba*, *Mya* sp., *Cerithium reticulatum*, *Nassa* sp., *Balanus improvisus*, *B. crenatus*, *Unio* sp., *Pisidium* sp., *Valvata piscinalis*, *V. macrostoma*. Munthe stellt diese Schichten in das Interglacial II und erklärt das Vorkommen der Süßwasserarten durch Strandverschiebungen.

Der Schalengrus von Tarbeck mit seinen Austern- und *Mytilus*-bänken zeigt eine temperierte Fauna und gehört nach Munthe ebenfalls der jüngeren Interglacialepoche an. Dorthin stellt er auch die Austernbänke von Fahrenkrug und Blankenese, sowie die von Zeise¹⁾ entdeckten Ablagerungen von Burg in Ditmarschen, welche von

¹⁾ O. Zeise, Ueber eine präglaciale marine Ablagerung bei Burg in Ditmarschen. (Mitteilungen aus dem mineralog. Institut der Universität Kiel. Bd. I, H. 1, 1888.)

Zeise und Gottsche für präglacial gehalten wurden. Die marinen Thone sind nach Zeise von Decksand (1,5—2 m) und einer Steinsohle (0,1 m) überlagert, während Munthe folgende damit übereinstimmende Beschreibung der hangenden Schicht giebt: Zu oberst teilweise geschichteter, fossilienfreier Sand, stellenweise mit Einlagerung von Geschieben (meist unten im Lager), die bisweilen flugsandgeschliffen waren 1,5—2 m. Darunter folgt ein Thon mit spärlichen marinen Resten (2 m), dann ein Tellina-führender Thon (2—3 m), ein *Mytilus*-führender Thon (1 m), schließlich ein fetter *Leda*-führender Thon (3 m +). Der untere Teil der Serie ist nach Munthe offenbar unter nördlicheren Bedingungen abgesetzt worden, wofür *Leda pernula* angeführt wird, eine Form, die ihre eigentliche Ausbreitung innerhalb borealer und arktischer Gegenden hat (im Skagerak, Kattegatt und Oeresund ist sie als Relikt zu betrachten), im unteren Teil des Profils allgemein auftritt, aber allmählich an Häufigkeit abnimmt und in den obersten Lagen gänzlich fehlt. Aus dem Vorkommen von *Leda pernula* in dem nur ca. 5 m über der Meeresfläche liegenden Thone folgert Munthe ferner, daß das Meer zur Zeit der Bildung des Thones um mindestens 40 m höher als jetzt hinaufgereicht hat, wodurch eine offene Verbindung zwischen der Nordsee und dem Baltischen Meer hergestellt wurde. Die Störung der unteren Lager und die lokale Einlagerung kleinerer geschrammter Geschiebe soll durch Eisberge verursacht sein, während aus der regelmäßigen ungestörten Lagerung der oberen Schichten und dem Fehlen einer Moräne hervorgehen soll, daß das letzte Landeis die Ablagerung nicht überschritten habe. Den Decksand ist Munthe geneigt, für eine alte Strandablagerung zu halten, doch giebt er auch die Möglichkeit zu, daß er ursprünglich als eine Art „Geschiebesand“ abgesetzt sei, so daß nach meiner Ansicht dann doch das Aequivalent einer Moräne vorhanden wäre, während Munthe annimmt, daß das letzte Landeis die interglacialen marinen Ablagerungen von Burg i. D. nicht mehr überschritten habe.

Eine besondere Bedeutung für die interglaciale Frage hat der schon erwähnte Aufschluß am Kuhgrunde bei Lauenburg a. E. erlangt. Keilhack¹⁾ hatte 1885 die gemäßigte Flora des unmittelbar am Steilufer der Elbe aufgeschlossenen Torflagers beschrieben, als interglacial aufgefaßt und zum Beweis dafür die Lagerung zwischen zwei Moränen angeführt. H. Credner²⁾, E. Geinitz und der Verfasser stellten 1889 fest, daß letztere Annahme auf einem Irrtum beruhte, da der das Torflager bedeckende geschichtete Sand, nach Keilhacks Profil unterer Diluvialsand, von keiner Grundmoräne überlagert wird und glaubten daher, dem hangenden Sande, dem nur sehr spärlich kleine Steinchen beigemengt sind, eine postglaciale Stellung geben zu müssen. Keilhack hielt jedoch an der interglacialen Stellung des Torflagers fest, da er

¹⁾ Keilhack, Ueber ein interglaciales Torflager im Diluvium von Lauenburg an der Elbe. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanstalt f. 1884. Berlin 1885, S. 211.)

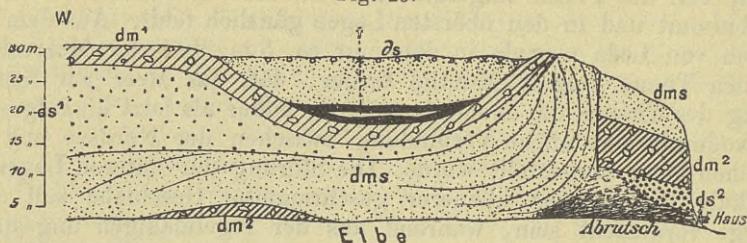
²⁾ H. Credner, E. Geinitz und F. Wahnschaffe, Ueber das Alter des Torflagers von Lauenburg an der Elbe. (Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. 1889, Bd. II, S. 194—199. Ferner 1893, Bd. I, S. 33—38.)

jetzt den hangenden Sand (Decksand¹⁾ für eine fluvio-glaciale Ablagerung des jüngsten Inlandeises ansieht und die Grenze dieser letzten Vereisung etwas nördlich von Lauenburg zieht. Ebenso nimmt er an, daß das später durch ihn und andere nachgewiesene Vorkommen von Samen der in Europa ausgestorbenen Art *Brasenia purpurea* (Cratopleura) das diluviale Alter des Lauenburger Torfes beweise. Geinitz und der Verfasser sind jetzt geneigt, sich diesen Anschauungen anzuschließen.

G. Müller²⁾ hat auf Grund neuer Untersuchungen und frischer Aufschlüsse vom Kuhgrunde nachstehendes Profil (Fig. 29) gegeben.

Neu ist darin die Auffindung des zweiten Geschiebemergels unter dem Mergelsande, sowie die im Osten auftretende Verwerfung, an wel-

Fig. 29.



Profil am Kuhgrund bei Lauenburg an der Elbe (G. Müller 1898).
Höhe : Länge = 1 : 1.

ds Decksand.

t Interglaciale Torf.

dm¹ Obere Bank des unteren Geschiebemergels.

ds¹ Unterdiluvialer Spatsand.

dms Unterdiluvialer Mergelsand.

dm² Unterer Geschiebemergel im Liegenden des Mergelandes.

ds² Unterdiluvialer Spatsand im Liegenden des unteren Geschiebemergels (untere Bank).

cher das westliche Stück mit dem Torflager abgesunken ist, wobei die Mergelsande nach aufwärts geschleppt wurden.

Etwa 1 km südöstlich Tesperhude a. E. hat W. Koert³⁾ neuerdings ein interglaciales Torflager aufgefunden. Dasselbe tritt im Elbniveau im Liegenden einer Thonbank auf und wird von Diluvialsand unterlagert. Im Hangenden der auf weite Strecken verfolgbaren Thonbank treten, wenn auch nicht über dem Torflager selbst, so doch in unmittelbarer Nachbarschaft, diluviale Sande und über diesen Geschiebemergel auf, der von Thalsand bedeckt und nach Koert wahrscheinlich zum Oberdiluvium zu rechnen ist. Die von Weber untersuchten Pflanzenreste gehören folgenden Arten an: *Cenococcum geophilum*, cf. *Coryneum* sp., *Sphagnum* sp., *Camptothecium nitens* var., *Polypodiacee*, *Picea (excelsa)*, *Pinus (silvestris)*, *Potamogeton lucens*, *Graminee*, *Carex*

¹⁾ Decksand ist hier nicht identisch mit Geschiebesand, wofür ihn Keilhack eine Zeitlang halten wollte.

²⁾ Neuere Forschungen auf dem Gebiete der Glacialgeologie. (Jahrbuch d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1897, S. 73.)

³⁾ W. Koert und C. Weber, Ueber ein neues interglaciales Torflager. (Jahrbuch d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1899. Berlin 1900, S. 1—10.)

cf. rostrata, Carex, Betula nana, B. pubescens, B. alba, Alnus glutinosa, Urtica dioica, Rumex acetosa, Ericales.

Von besonderem Interesse sind die von Müller und Gottsche beobachteten Profile im Aufschluß des Elbe-Travekanals am Diluvialgehänge bei Lauenburg. Hier zeigte sich von oben bis unten nach Müller folgende Schichtenfolge:

Unterdiluvialer Spatsand, an der Oberfläche teilweise mit Grand und Geschiebepackung, in dem unteren Teil desselben eingelagert ein kleines, linsenartiges Thonbänkchen.

Sand mit *Cardium edule*.

Fetter Thon mit *Mytilus edulis*.

Braunkohlenartiger Diluvialtorf mit einer eingelagerten Sandlinse. Anodontenbank.

Diatomeenbank mit *Bithynia tentaculata*, *Perca fluviatilis* und *Potamogetonblättern*.

Sand, stellenweise Vivianit führend.

Schwarzer, fetter Thon.

Dieselbe Schichtenfolge zeigte sich auch in den Ziegeleien von Brand und Anker und von Basedow.

Während Müller geneigt ist, die Schichten von der Cardiumbank an abwärts für präglacial oder sogar für pliocän zu halten, stellt sie Gottsche zum I. Interglacial, da er annimmt, daß der schwarze fette Thon mit den glänzenden Absonderungsflächen im Liegenden derselbe ist, der in den Tiefbohrungen bei Hamburg den Geschiebemergel der ersten Vereisung von dem der zweiten oder Hauptvereisung trennt. Hatte Keilhack die Cardiumsande in den Ziegeleigruben mit den Mergelsanden am Kuhgrunde parallelisiert, so hält Müller die letzteren für eine wesentlich verschiedene Bildung, die in ein höheres Niveau als die Cardiumsande zu stellen sei. Durch die großen Störungen, welche nach den Untersuchungen Müllers das ganze Gebiet durchziehen und seiner Ansicht nach nicht auf Eisschub, sondern auf Krustenbewegungen zurückzuführen sind, ist die richtige Deutung der Lagerungsverhältnisse außerordentlich erschwert und erst von der Spezialkartierung eines größeren Gebietes zu erwarten.

Schon seit Jahrzehnten sind in Ost- und Westpreußen verschiedene Fundorte fossilienführender Ablagerungen bekannt geworden, die sich durch den Charakter der sich darin findenden Konchylienfauna oder Diatomeenflora teils als echt marine, teils als Brackwasser- oder als Süßwasserbildungen zu erkennen geben. Diese Fundorte (von denen Jakobsmühle 1865 durch Berendt entdeckt wurde) sind durch die geologische Kartierung des Gebietes in neuerer Zeit bedeutend vermehrt worden, und wenn auch die spezielle Eingliederung in manchen Fällen noch große Schwierigkeiten bietet, so haben doch namentlich die eingehenden Untersuchungen von Jentzsch sehr viel zur Klärung der geologischen Stellung dieser Schichten beigetragen. Jentzsch¹⁾ hatte seiner-

¹⁾ Jentzsch, Ueber die neueren Fortschritte der Geologie Westpreußens. Schriften der Naturforschenden Gesellschaft zu Danzig. N. F. Bd. VII, Heft I. (Leipzig 1888, Wilhelm Engelmann.)

zeit, wie schon erwähnt, die Diluvialbildungen Westpreußens in nachstehende Stufen eingeteilt:

Jungglacial,
Interglacial,
Altglacial,
Frühglacial.

Dabei wurde angenommen, daß das Jungglacial in gewissen Fällen auch zwei oder drei Geschiebemergelbänke enthalten kann, die durch geschichtete Bildungen voneinander getrennt werden. Diese Wechselseiterung wird durch Oscillationen des Eises erklärt. Das Interglacial umfaßt nach Jentzsch einen mächtigen Komplex geschichteter Bildungen, denen marine und Süßwasserabsätze eingeschaltet sind. Das Altglacial enthält Grundmoränen mit fluvio-glaciale Bildungen, das Frühglacial ist durch Yoldienthöhe und Süßwasserbildungen vertreten. Neuerdings ist Jentzsch zu der Auffassung gekommen, daß diese Elbinger Yoldienthöhe abermals durch eine Grundmoräne unterteuft sind, so daß demnach bei einer dreimaligen Vereisung Norddeutschlands das Frühglacial Ost- und Westpreußens zum Interglacial I wird.

Ein Blick auf die Karte Tafel 27, welche Jentzsch seiner Arbeit „Beiträge zum Aufbau der Glacialhypothese in ihrer Anwendung auf Norddeutschland“ beigegeben hat, zeigt, daß sich die Fundorte mariner Fauna auf ein großes Gebiet zwischen Danzig und Thorn östlich und westlich erstrecken, aber es ist dabei zu berücksichtigen, daß die weit-aus meisten derselben die Fauna auf sekundärer Lagerstätte führen. Die Lokalitäten, an denen die interglaciale marine Fauna auf primärer Lagerstätte vorkommt, sind in verhältnismäßig geringer Zahl vorhanden und werden zum Teil noch von einigen Forschern angezweifelt.

Die zwischen den Moränen des Jung- und Altglacials vorkommende marine Fauna ist von Jentzsch als diluviale Nordseeflora¹⁾ bezeichnet worden und wird durch das Vorkommen nachstehender Konchylien charakterisiert: *Nassa reticulata*, *Cerithium lima*, *Litorina litorea*, *Scalaria communis*, *Ostrea edulis*, *Mytilus edulis*, *Cardium edule*, *C. echinatum*, *Tellina solidula*, *Corbula gibba*, *Mactra subtruncata*, *Scrobicularia piperata*, *Tapes virginea*, *Cyprina islandica*²⁾. Die hauptsächlichsten Fundorte dieser interglaciale marinen Fauna sind Marienwerder, Mewe (Grünhof, Jakobsmühle), Dirschau (Kl. Schlanz), Marienburg, Riesenburg, Rosenberg, Freystadt, Vogelsang bei Elbing, Oelmühlenberg bei Heilsberg und Bartenstein.

Hierher sind auch die durch Schröder³⁾ beschriebenen zwei Fundorte bei Kiwitten zwischen Heilsberg und Bischofstein zu stellen. Dort fanden sich *Cardium edule*, *Cardium echinatum*, *Mactra solida*, *M. subtruncata*, *Tellina baltica*, *Venus* sp., *Nassa reticulata*, *Cyprina islandica*.

Neuerdings sind interglaciale Schichten bei Marienburg und Dir-

¹⁾ Jentzsch, Die Lagerung der diluvialen Nordseeflora bei Marienwerder. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1881. Berlin 1882, S. 546 ff.)

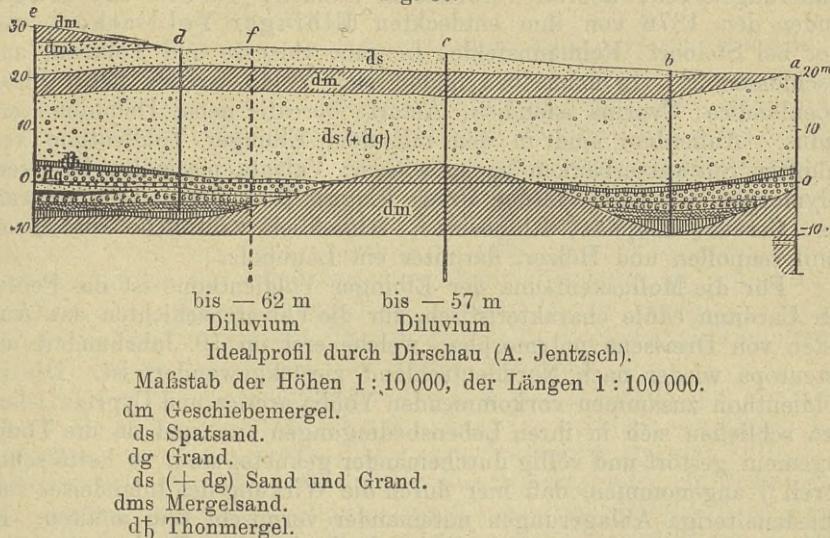
²⁾ Jentzsch, Führer durch die geologischen Sammlungen des Provinzialmuseums zu Königsberg, 1892, Tabelle I.

³⁾ Schröder, Ueber zwei neue Fundpunkte mariner Diluvialkonchylien in Ostpreußen. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1885, S. 219 ff.)

schau¹⁾ in Tiefbohrungen getroffen worden. Beim Marienburger Bahnhof fanden sich bei 30—32 m Tiefe unzweifelhafte Meeresbildungen, die durch 10 m mächtige geschichtete Sedimente von dem nächsthöheren Geschiebemergel getrennt werden. Das Idealprofil (Fig. 30), das Jentzsch auf Grund der Bohrungen durch Dirschau gelegt hat, zeigt dieselben Lagerungsverhältnisse, jedoch insofern vollständiger, als hier der Geschiebemergel im Liegenden der marinen Schichten erreicht worden ist.

Die Cardiumbank bei Succase²⁾, welche von einer Süßwasserdiatomeenschicht und in tieferem Niveau von echtem Geschiebemergel unterlagert wird, ist von Jentzsch ebenfalls zum jüngeren Interglacial gestellt worden. Hierzu rechnet er auch das Profil von Vogelsang bei

Fig. 30.



Die schwarze Schicht links im Liegenden von Grand und Sand giebt den interglacialen Torf (Diluvialkohle) an.
Die Schicht im Liegenden des interglacialen Torfes ist Meeressand, darunter grauer Sand.

Elbing, welches ebenfalls eine Meeresfauna über einer Süßwasserfauna bzw. -flora (Diatomeen) zeigt, die beide durch Wechsellagerung verknüpft sind, sowie die Süßwasserdiatomeenschichten bei Wilmsdorf und Domblitten bei Zinten, deren Eingliederung in die Schichtenfolge noch unsicher ist. Die Wechsellagerung von marinen und Süßwasserschichten im Interglacial und Frühglacial von Elbing, sowie die Vermischung beider Formen deutet darauf hin, daß hier in beiden Interglacialzeiten die Sedimente am Rande einer Meeresbucht abgelagert wurden, und daß mehrfach Einbrüche des Meeres in das flache Küstenland stattfanden.

¹⁾ Jentzsch, Das Interglacial bei Marienburg und Dirschau. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1895. Berlin 1896. S. 165 ff.)

²⁾ Jentzsch, Ueber eine diluviale Cardiumbank zu Succase bei Elbing. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Jahrg. 1887.)

Zu Neudeck in Westpreußen bei Freystadt¹⁾) hat Jentzsch in einem viele Meter mächtigen Diluvialsande, der dort von Thon bedeckt ist und weiter westlich von mächtigem, weit verbreitetem oberem Geschiebemergel überlagert wird, eine marine Fauna aufgefunden. Tausende von Muschelschalen bilden im hangendsten Teile des Diluvialsandes eine 0,5 bis 0,8 m starke Schicht, in der jedoch ausschließlich drei Arten, nämlich *Cardium edule*, *Tellina solidula* und *Cyprina islandica* vorkommen. Dieser Punkt, welcher das südöstlichste Vorkommen Westpreußens von interglaciale Konchylien darstellt, liegt 68 km vom Frischen Haff und 82 km von der Ostsee entfernt; seine Erhebung über den Ostseespiegel beträgt 114 m.

Die frühglaciale Schichten umfassen nach Jentzsch außer versteinerungsleeren, überall verbreiteten Sanden, Thonen und Mergelsanden den 1876 von ihm entdeckten Elbinger Yoldiathon, welcher bei Steinort, Reimannsfelde, Lenzen, Succase und Tolkemit aufgeschlossen ist. In demselben finden sich *Yoldia arctica* nebst *Phoca groenlandica*; *Cyprina islandica*, *Astarte borealis* nebst *Delphinus* und *Gadus*. Außerdem sind in den mit dem Elbinger Yoldienthon verknüpften Süßwasserbänken nachgewiesen: *Valvata piscinalis*, *Dreissena polymorpha* und *Unio*; ferner *Ursus*, *Equus*, *Bos*, *Bison*, *Cervus tarandus*, *Cervus*, *Elephas*, *Rhinoceros*; schließlich zahlreiche Diatomeen, Coniferenpollen und Hölzer, darunter ein Laubholz.

Für die Molluskenfauna der Elbinger Yoldienthöre ist das Fehlen von *Cardium edule* charakteristisch, für die Valvatenschichten das Auftreten von *Dreissena polymorpha*, welche erst im 19. Jahrhundert aus Osteuropa wieder nach Norddeutschland zurückgewandert ist. Die im Yoldienthon zusammen vorkommenden *Yoldia arctica* und *Cyprina islandica* schließen sich in ihren Lebensbedingungen aus, und da die Thone ungemein gestört und völlig durcheinander geknetet sind, so hatte schon Torell²⁾ angenommen, daß hier durch die Wirkung des Inlandeises verschiedene ältere Ablagerungen miteinander vermischt sein müßten. Er hielt die Cyprinenthöre, welche keine hocharktischen Bedingungen des Meeres voraussetzen, für älter als die Yoldienthöre, und Jentzsch hat bisher diese Auffassung geteilt, wie die chronologische Uebersicht der Geologie Ost- und Westpreußens in der schon erwähnten Tabelle I des Führers durch die geologischen Sammlungen des Provinzialmuseums zu Königsberg zu erkennen giebt. Jedoch waren die gegenseitigen Altersverhältnisse bisher immer noch zweifelhaft geblieben, bis neuerdings die vermehrten und vergrößerten Aufschlüsse in den Haffziegeleien einige neue Ergebnisse lieferten³⁾). Die Süßwasserstufe ist, wie Jentzsch bisher schon annahm, die älteste und besteht aus 15—20 m mächtigen,

¹⁾ Jentzsch, Ein neues Vorkommen von Interglacial zu Neudeck bei Freystadt, Kreis Rosenberg, Westpreußen. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. Band XLII, Heft 3, S. 597.)

²⁾ O. Torell, Undersökningar öfver istiden. III. (Oefversigt af kongl. Ventenskaps-Akad. Förhandl. 1887. Nr. 6. Deutsch in d. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. XL, 1888.)

³⁾ Jentzsch, Bericht über Aufnahmen in Westpreußen während der Jahre 1897 und 1898. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1898, S. CCXXXV.)

feinen, fast kalkfreien Sanden, die einzelne Bänkchen von Mergelsand umschließen und als Vorläufer der ältesten Vergletscherung aufzufassen sind, obwohl sie petrographisch große Aehnlichkeit mit gewissen Braunkohlsanden haben. Darauf legt sich eine dünne Bank von Geschiebemergel (0,3 m) mit nur kleinen Geschieben, der aber anderwärts mächtiger wird und größere Geschiebe führt. Darüber folgt auf 0,5—0,6 m geschichtetem Sand das Hauptthonlager von etwa 25 m Mächtigkeit. Der unterste Teil des Thones ist fossilleer, darauf folgen 8—10 m mit *Yoldia* erfüllter Thon, dann erst Thon mit *Cyprina* und einzelnen (vermutlich umgelagerten) *Yoldien*. Die obersten 10 m der Thonmasse sind wieder muschelleer. Jentzsch stellt nunmehr auf Grund dieses Profils den Elbinger *Yoldien*- und *Cyprinethon* zum ältesten Interglacial, äußert sich aber vorläufig nicht über die Stellung der Süßwasserschichten.

Dieselbe Stufe nehmen nach Gottsche¹⁾ diejenigen marinen Schichten ein, welche durch Tiefbohrungen in Hamburg nachgewiesen worden sind. Gottsche hat durch Untersuchung der Bohrproben festgestellt, daß bei Dockenhuden, Nienstedten, Hamm und vielleicht auch in Billwärder Ausschlag 11—30 m mächtige marine Schichten von mehr oder weniger ausgesprochen litoralem Charakter von einem Geschiebemergel überlagert werden, der wegen seiner Mächtigkeit (23—33 m) zum unteren gerechnet wird, und daß nordisches Material, in den Bohrlöchern Nienstedten und Hamm sogar typischer Geschiebemergel im Liegenden auftritt. Die marine Fauna wird gebildet durch *Cardium*, *Macra*, *Hydrobia*, *Ophiura*, *Mytilus*, *Tellina*, *Turritella*, *Balanen*, Foraminiferen; daneben fanden sich Samen von *Ruppia maritima*.

Zu den Süßwasserbildungen des Interglacial I kann mit einer gewissen Sicherheit in erster Linie die Paludinenbank von Berlin und Umgegend gerechnet werden. Die erste Mitteilung von der Auffindung derselben im Liegenden des unteren Geschiebemergels und unterlagert von nordischen Granden, Sanden und Thonen gab Berendt²⁾ im Jahre 1882 durch Mitteilung der Bohrungen in der Vereinsbrauerei zu Rixdorf und in der Gardekürassierkaserne in der Alexandrinenstraße zu Berlin. Die etwa 40 m unter Berliner Null getroffene Paludinenbank bestand fast ausschließlich aus den noch mit Epidermis versehenen Schalen der jetzt in Norddeutschland ausgestorbenen, aber nach Neumayr³⁾ noch in der Dobrudscha am Schwarzen Meere lebenden *Paludina diluviana* Kunth. In der Bohrung der Tivolibrauerei am Kreuzberge wurde die Paludinenbank wiederum getroffen, und Gottsche⁴⁾ fand darin *Lithoglyphus naticoides* auf, der durch die Eiszeit aus Norddeutschland verdrängt, nachweislich erst in jüngster Zeit aus den Flusßgebieten des Bug, Dniepr, Dniestr und der Donau wieder in die Flüsse der Mark eingewandert ist. Daneben fanden sich: *Bithynia tentacu-*

¹⁾ Gottsche, Die tiefsten Glacialablagerungen der Gegend von Hamburg. (Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg. Bd. XIII, 1897.)

²⁾ Berendt, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XXXIV, 1882, S. 454.

³⁾ Neumayr, Ueber *Paludina diluviana* Kunth. (Ebenda XXXIX, 1887, S. 605.)

⁴⁾ Gottsche, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XXXVIII, 1886, S. 470.

lata, *Valvata naticina*, *Neritina fluviatilis*, *Unio* sp., *Pisidium amnicum*, *P. pusillum*. Außer an den drei genannten Fundorten wurde die Paludinenbank noch an vier Stellen im Untergrunde Berlins und bei der Fabrik Kanne¹⁾ in Niederschönweide durch Bohrungen nachgewiesen. Die von mir untersuchten Bohrproben von Kanne aus 37,4—41,4 m unter Berliner Null zeigten als Begleiter der *Paludina* außer *Unio* sp. noch folgende Arten: *Valvata piscinalis*, *Sphaerium solidum*, *Sphaerium rivicola*, *Pisidium Henslovianum* (letzteres außerdem durch das 3 km südlich von Kanne gelegene Bohrloch Johannisthal bei Cöpenick bekannt geworden).

Waren bisher unter der Berliner Paludinenbank nur fluvio-glaciale Bildungen nachgewiesen worden, so zeigte eine fiskalische Tiefbohrung nahe bei Seebad Rüdersdorf (Blatt Rüdersdorf, Bohrung III), daß hier die Paludinenbank von 75,5—81 m unter Tage wieder auftrat, jedoch von echtem Geschiebemergel unterlagert wurde, welche wichtige Mitteilung wir v. Fritsch²⁾ verdanken. Auch in Bohrung V unmittelbar am Seebad Rüdersdorf trat die Paludinenbank nach Zimmermanns Untersuchungen wieder auf und als Begleiter der *Paludina diluviana* fanden sich *Neritina fluviatilis*, *Pisidien*, *Unio* u. a. Es muß daher auf Grund dieser Bohrungen angenommen werden, daß das Inlandeis der ersten Vereisung mindestens bis in die Gegend von Rüdersdorf reichte und daselbst seine Grundmoräne ablagerte.

Keilhack vertritt jetzt, wie schon erwähnt, im Anschluß an Penck die Ansicht, daß in dem vom Eise nicht unmittelbar bedeckt gewesenen Gebiet die fluvio-glaciale Sedimente desselben als gleichzeitige Bildungen und Aequivalente der Grundmoräne anzusehen seien. Aus diesem Grunde faßt er die früher von ihm als präglacial bezeichneten Süßwasserbildungen bei Belzig, Görzke, Uelzen, Soltau und Oerohe neuerdings als interglacial auf und stellt sie, gleich Weber³⁾, zum Interglacial I. Der Süßwasserkalk von Belzig⁴⁾, dessen Aufschlüsse eingegangen sind, wurde nach Keilhack von folgenden Schichten überlagert: oberer Geschiebesand 0,5—1 m; unterer Diluvialsand 1—2 m; sandiger Geschiebelehm in einzelnen kleinen Partieen höchstens 0,5 m; bituminöse eisenschüssige Schicht 0,1—0,6 m. Das eigentliche Kalklager, welches von einem unteren Diluvialsand unterlagert wird, ist 4—6 m mächtig. Der zuoberst liegende kalkige Thonmergel (0,5 m) ist reich an folgenden Land- und Süßwasserkonchylien: *Pupa muscorum*, *Vertigo Antivertigo*, *Vertigo pygmaea*, *Helix pulchella*, *Achatina lubrica* (selten); *Valvata macrostoma*, *Limnaea minuta*, *Planorbis marginatus*, *Planorbis laevis*, *Pisidium nitidum*, *Cyclas cornea* (selten). An Säugetierresten ergab das

¹⁾ Wahnschaffe, Ergebnisse einer Tiefbohrung in Niederschönweide bei Berlin. (Ebenda 1893, S. 288 ff.)

²⁾ K. v. Fritsch, Ein alter Wasserlauf der Unstrut. (Zeitschr. f. Naturwissenschaften, Bd. 71. Leipzig 1898, S. 30.)

³⁾ C. Weber, Ueber die fossile Flora von Honerdingen und das nordwestdeutsche Diluvium S. 453.

⁴⁾ Keilhack, Ueber präglaciale Süßwasserbildungen im Diluvium Norddeutschlands. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1882. Berlin 1883, S. 133 ff.)

eigentliche Kalklager: *Cervus capreolus*, *Cervus elaphus*, *Cervus dama*¹⁾. *Cervus alces*; an Fischresten: *Cyprinus carpio*, *Perca fluviatilis* und *Esox lucius*. An Pflanzenresten ließen sich bestimmen: *Alnus glutinosa*, *Acer campestre*, *Salix* sp., *Carpinus betulus*, *Cornus sanguinea*, *Pinus silvestris*, *Tilia*, *Brasenia*. Die Süßwasserkalke von Uelzen, welche von Geschiebesand (1 m) und geschichtetem unteren Diluvialsande (1—3 m) bedeckt sind, ergaben an Säugetierresten: *Cervus elaphus* und *Bos*; an Fischresten *Cyprinus carpio* und *Perca fluviatilis*; an Pflanzenresten war das Holz von *Pinus silvestris* bestimmbar. Sehr reich an Resten höherer Pflanzen erwies sich das Süßwasserdiatomeenlager bei Oberohe westlich von Ebstorf, welches, wie die Interglacialschichten von Honerdingen (S. 217) und Uelzen, ebenfalls von dem Geschiebesande der Lüneburger Heide (0,5—1 m) und wohlgeschichteten unteren Diluvialsanden (3 m) bedeckt ist; es wurden bestimmt: *Quercus robur*, *Qu. sessiliflora*, *Fagus silvatica*, *Betula alba*, *Alnus glutinosa*, *Salix* sp., *Populus* sp., *Myrica gale*, *Vaccinium myrtillus*, *Acer campestre*, *Acer platanoides*, *Pinus silvestris*, *Utricularia*.

Der zuerst von Laufer²⁾ beschriebene diluviale Thonmergel bei Korbiskrug nahe Königswusterhausen, welcher *Valvata piscinalis* Müll., var. *contorta* Müll. in unzähligen Exemplaren, ferner *Bithynia tentaculata*, *Pisidium pusillum*, *P. amnicum*, *Planorbis laevis*, *Limnaeus auricularius* und *Paludina diluviana* (ein Exemplar) enthält und von 1 bis 1,5 m oberem Diluvialsand resp. Thalsand bedeckt ist, wurde von Keilhack ebenfalls mit den Süßwasserkalklagern von Belzig etc. parallelisiert. Meines Erachtens ist jedoch das Süßwasserbecken von Korbiskrug eher der von mir nachgewiesenen Säugetierfauna von Halbe³⁾, südlich von Königswusterhausen an der Berlin-Görlitzer Bahn gelegen, gleichzustellen, welche *Rangifer* *groenlandicus*, *Elephas* und *Ursus* enthält und zum Rixdorfer Niveau, also zum Interglacial II gehört.

Bei Rathenow⁴⁾ sind von mir Süßwasserschichten im Liegenden des unteren Geschiebemergels auf primärer Lagerstätte aufgefunden worden. Im Eisenbahneinschnitt bei Nennhausen erreicht dieser Geschiebemergel eine Mächtigkeit von 5—6 m und wird von einem 1 bis 1,5 m mächtigen unteren Sande bedeckt. Die liegenden Sande enthielten folgende gut erhaltene Fossilien: *Valvata piscinalis* Müll. var. *antiqua* Morris (äußerst zahlreich), *Bithynia tentaculata*, *B. tentaculata* var. *producta* Menke, *Limnaea auricularia*, *Planorbis marginatus*, *Sphaerium solidum*, *S. rivicolum*, *Pisidium amnicum*, *P. nitidum*, *Unio* sp., *Paludina diluviana*, *P. vivipara*. *Paludina diluviana* fand sich hier nur in zwei Exemplaren, wurde aber noch in neun anderen Aufschlüssen bei Rathenow nachgewiesen, teils im unteren Geschiebemergel, teils im

¹⁾ Keilhack, Ueber einen Damhirsch aus dem deutschen Diluvium. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1897, S. 283.)

²⁾ Laufer, Ein Süßwasserbecken der Diluvialzeit bei Korbiskrug nahe Königswusterhausen. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1881, S. 496 ff.)

³⁾ Wahnschaffe, Ueber Aufschlüsse im Diluvium bei Halbe. (Ebenda f. 1896, S. 126 ff.)

⁴⁾ Wahnschaffe, Die Süßwasserfauna und Süßwasserdiatomeenflora im unteren Diluvium der Umgegend von Rathenow. (Ebenda f. 1884, S. 260.)

unteren Sande sowohl in Bruchstücken als auch in wohlerhaltenen Exemplaren, so daß ihr Vorkommen ein häufiges genannt werden kann.

In der Thongrube nördlich vom Dorfe Nennhausen zeigte sich ein Diatomeenlager zwischen Tertiärthon und unterem Geschiebemergel. Den Hauptbestandteil der Diatomeen bilden *Melosira granulata*, *M. crenulata* und *M. arenaria*. Der diatomeenführende Süßwasserkalk vom Rollberge bei Rathenow ist hauptsächlich durch das Auftreten von *Pinnularia oblonga* ausgezeichnet.

Die Süßwasserschichten von Rathenow sind von mir von vornherein als „altglacial“ bezeichnet worden, da es mir zweifelhaft erschien, ob auf Ablagerungen, die von nordischen Sanden unterlagert werden, der Ausdruck „präglacial“ angewandt werden dürfe. Nach dem jetzigen Stande der Forschung würden sie zum Interglacial I zu rechnen sein.

Ein großes Interesse beanspruchen die bei Klinge unweit Cottbus vorhandenen Aufschlüsse, deren interessante Ergebnisse wir den eingehenden Untersuchungen Nehrings¹⁾ verdanken. An der Westwand der Schulzschen Thongrube war seiner Zeit von oben nach unten folgendes Profil zu beobachten:

1. Geschichteter Decksand (ca. 2,5 m) mit kleinen, meist abgerundeten Steinen, unweit des Thonlagers auch mit großen Geschieben.
2. Oberes Torflager, nach Süden auskeilend.
3. Oberes Thonlager, im Hangenden contorted drift zeigend, im Liegenden mit kohlig-torfigen Zwischenlagen.
4. Unteres Torflager (bereits abgebaut), im Hangenden aus kohlig-torfigen, wohlerhaltenen Pflanzenresten, im Liegenden aus Lebertorf bestehend.
5. Süßwasserkalk mit Mollusken.
6. Unteres Thonlager.
7. Grand, aus nordischem und einheimischem Material gebildet.

Nach Nehrung fanden sich folgende Wirbeltierreste: im oberen Torf (2) *Megaceros* sp., *Rhinoceros* sp.; in der kohlig-torfigen Grenzschicht des oberen Thones (3) *Bison* und *Equus*; im unteren Torf (4) *Cervus tarandus*, *Equus*, *Rhinoceros*, *Elephas*, *Castor*, *Emys* und *Tinca*; im Lebertorf (4) *Emys*, *Tinca*, *Esox*, *Megaceros*; im unteren Thon (6) *Megaceros Ruffii*, *Cervus alces*, *Cervus elaphus*, *Equus*, *Rhinoceros*, *Vulpes* und *Castor*.

Ueber die Pflanzenarten aus dem unteren Torflager und dem Lebertorf giebt Nehrung folgende Uebersicht: *Cratopleura* (*Brasenia purpurea*), *Nymphaea* sp., *Nuphar luteum*, *Thalictrum flavum*, *Menyanthes trifoliata*, *Ceratophyllum submersum*, *C. demersum*, *Najas marina*, *Folliculites carinatus* (seitdem von Keilhack als *Stratiotes aloides* erkannt), *Potamogeton natans*, *Galium* sp., *Echinodorus ranunculoides*, *Cladium mariscus*, *Scirpus lacustris*, *S. sp.*, *Carex*, *Polystichum Thelypteris*, *Hypnum fluitans*, *H. aduncum*, *Sphagnum cymbifolium*, *Polyporus cf. ignarius*, *Taxus baccata*, *Pinus silvestris*, *Picea excelsa*,

¹⁾ Nehrung, Ueber Wirbeltierreste von Klinge. (Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. Jahrg. 1895, Bd. I, S. 183 ff.)

Betula verrucosa, *B. odorata*, *Alnus* sp., *Salix aurita*, *S. cinerea*, *S. repens*, *S. sp.*, *Populus tremula*, *Corylus avellana*, *Carpinus Betulus*, *Quercus*, *Tilia* sp., *Acer campestre*, *Ilex aquifolium*, *Vaccinium Oxy-coccus*, *Myriophyllum*, *Hippuris vulgaris*, *Comarum palustre*, *Dicranum majus*, *Hypnum Sendtneri*.

Während das obere Torflager als ein Anschwemmungsprodukt auf sekundärer Lagerstätte angesehen werden muß, ist das untere Torflager an Ort und Stelle gebildet und daher als primär zu bezeichnen. Die zahlreichen darin nachgewiesenen Pflanzenreste deuten auf ein mildes Klima hin. Nach oben zu läßt sich aus dem Charakter der Pflanzen ein Kälterwerden des Klimas ableiten, was mit dem Vorkommen von *Betula nana*-Resten in dem oberen Thon, die Nathorst nachwies, im Einklang steht. Obwohl das Klinger Torflager von keiner Grundmoräne überlagert wird, so kann die interglaciale Stellung desselben dennoch aus dem Vorkommen der fluvio-glacialen Sedimente im Hangenden und Liegenden gefolgert werden. Weit schwieriger ist aber die genauere Altersbestimmung. Nehring rechnet neuerdings das untere Torflager zum Interglacial I wegen der fast völligen Uebereinstimmung seiner Flora mit der von Clement Reid genauer untersuchten des Cromer Forest-Bed und wegen des Vorkommens zahlreicher Cratopleurasamen. Cratopleura (Brasenia) ist im Cromer Forest-Bed noch nicht aufgefunden, doch ist dieselbe seitdem für das Lauenburger Torflager durch Keilhack, sowie schon früher von Weber bei Fahrenkrug in Holstein nachgewiesen worden. Es ist daher noch sehr fraglich, ob Cratopleura (Brasenia) als Leitfossil für das Interglacial I zu verwerten ist, und Weber¹⁾ meint, daß man gut thun wird, die Altersbestimmung einer Ablagerung vorläufig auf andere Weise zu versuchen, bis sich mehr Licht über die Zeit verbreitet hat, in der Brasenia in Europa erloschen ist, und über die Ursachen, wodurch es geschah.

Nach den bis jetzt bekannt gewordenen Ergebnissen der Glacialforschung in Norddeutschland ist es bis auf weiteres nur möglich, drei durch zwei Interglacialzeiten mit gemäßigtem Klima getrennte Vereisungen anzunehmen. James Geikie²⁾ hat in seiner Gliederung der nord-europäischen Glacialablagerungen sechs Eiszeiten und fünf Interglacialzeiten unterschieden, die er nach typischen Lokalitäten benannt hat. Nach ihm würden für Norddeutschland vier Vereisungen anzunehmen sein. Einer der Hauptgründe für diese Gliederung besteht darin, daß Geikie die Endmoräne des baltischen Höhenrückens als die äußerste Grenze einer Vereisung auffaßt. Keilhack hat bereits auseinandergesetzt, aus welchen Gründen die Geikiesche Gliederung von uns nicht angenommen werden kann, und daß die Stufen Polandian und Mecklenburgian ein und derselben Eiszeit angehören. Daß der jüngere baltische Eisstrom für Norddeutschland nicht dieselbe Bedeutung gehabt haben kann, wie für Schonen und Dänemark, daß er insonderheit nicht

¹⁾ Weber, Zur Kritik interglacialer Pflanzenablagerungen. (Sonderabdruck a. d. Abh. d. Naturw. Ver. z. Bremen 1896, Bd. XIII, H. 3. S. 491.)

²⁾ J. Geikie, Classification of European glacial deposits. (Journal of geology. Vol. III, Nr. 3, 1895, S. 241—269.)

durch die südbaltische Endmoräne begrenzt gewesen ist, wurde schon in dem Schlussabschnitt des Kapitels über Glacialschrammen und -schliffe sowie S. 159 näher ausgeführt. Wahrscheinlich bedeutet er nur eine späte, sich ganz auf das Ostseebecken beschränkende Phase der letzten Vereisung.

Verwitterungs- und Entkalkungszonen, wie sie am Nord- und Südrande der Alpen zwischen unverwitterten Glacialbildungen vorkommen und zum Beweise der Interglacialzeiten von Penck verwertet wurden, sind bisher in gleicher oder auch nur annähernder Entwicklung und Ausdehnung im norddeutschen Flachlande nicht nachgewiesen worden. Einige Mitteilungen über kalkfreie Einlagerungen des Diluviums verdanken wir Jentzsch¹⁾), welcher auf die kalkarmen Thone im Hangenden und Liegenden der Paludinenbank hinwies und auch im Kreise Graudenz kalkfreie Thone und Sande zwischen kalkhaltigen Schichten beobachtet hat. Sodann hat Keilhack²⁾ entkalkten Lößlehm unter jüngerem kalkhaltigen Löß in einer Grube bei Altenburg aufgefunden, während der Verfasser eine verwitterte Thonschicht zwischen zwei Moränen in der Braunkohlengrube „Eintracht“ zwischen Glöthe und Uellnitz nachwies³⁾). Das charakteristische Verwitterungsprofil (lehmiger Sand, Lehm, Mergel), welches der oberflächlich lagernde Geschiebemergel allenthalben zeigt, ist in tieferen Aufschlüssen noch nirgends beobachtet worden, ebensowenig ein Unterschied in der Verwitterung der Geschiebe in den nördlicher und südlicher gelegenen Gebieten des norddeutschen Glacialgebietes, wie Salisbury vermutet.

Vorderhand läßt sich noch nicht genau bestimmen, welche Ausdehnung die drei Vereisungen besessen haben, aber es ist möglich, daß analog der Alpenvergletscherung die erste Vereisung die geringste, die zweite die größte Ausdehnung besaß, während die letzte den Umfang der zweiten nicht ganz erreichte. Aus der geringeren Mächtigkeit des oberen Geschiebemergels ist schon frühzeitig geschlossen worden, daß das Inlandeis der letzten Vereisung nicht die Mächtigkeit und Ausdehnung besessen habe, wie dasjenige der Hauptvereisung. Nach den Untersuchungen H. Credners und seiner Mitarbeiter kommt im Königreich Sachsen nur ein Geschiebemergel vor, der der Hauptvereisung angehören dürfte.

Ob und wie weit die untere Elbe die Grenze für das Inlandeis der dritten, nach Klockmanns⁴⁾ früherer Annahme der zweiten (damals letzten) Glacialperiode bildete, läßt sich noch nicht entscheiden. Ich habe von jeher die Ansicht vertreten, daß die Geschiebesande der

¹⁾ Jentzsch, Ueber die kalkfreien Einlagerungen des Diluviums. (Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1894, S. 111.)

²⁾ Keilhack, Ueber das Auftreten zweier verschiedenalteriger Lössse in der Gegend von Altenburg und Meuselwitz. (Ebenda 1898, S. 179.)

³⁾ Salisbury und Wahnschaffe, Neue Beobachtungen über die Quartärbildungen der Magdeburger Börde. (Ebenda, 1888, S. 267.)

⁴⁾ Klockmann, Die südliche Verbreitungsgrenze des oberen Geschiebemergels und deren Beziehung zu dem Vorkommen der Seen und des Lösses in Norddeutschland. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1883. Berlin 1884, S. 238—266.)

Altmark und der Lüneburger Heide sandige Aequivalente einer Grundmoräne seien und bei einer nur zweimaligen Vereisung Norddeutschlands den oberen Geschiebemergel vertreten müßten. Bei Annahme einer dreifachen Vereisung könnte sich jedoch die Stellung dieser Geschiebesande derartig verschieben, daß sie der zweiten Vereisung zugewiesen würden, wie es Weber jetzt schon thut, allerdings vorläufig ohne sicheren Beweis. Stolley¹⁾ möchte den die Austernbank am Panderkliff auf Sylt unterlagernden älteren Geschiebesand der zweiten Vereisung zuweisen, dagegen den hangenden geschiebefreien Deck- oder Hadesand als Schmelzwasserabsatz der die Austernbank nicht bedeckenden dritten Vereisung auffassen.

Nachstehende Tabelle stellt nur einen Versuch dar, die Quartärbildungen, z. T. im Anschluß an die Einteilungen von Keilhack und Munthe, zu gliedern.

Gliederung der norddeutschen Quartärbildungen.

Postglacialzeit (Jungquartär).

a) jüngere: Buche- und Erle- (Mya-) Zeit.

Recente Fauna und Flora; Absätze der heutigen Gewässer; Stromverlegungen; Küstenveränderungen.

b) ältere: Eiche- (Litorina-) Zeit.

Senkung der älteren Torflager des Küstengebietes; Entstehung der Schlickbildungen und jüngeren Torfschichten, z. T. Litorinaschichten am Conventer See, in Warnemünde und Wismar (nach Geinitz).

Birke-, Kiefer- (Ancylus-) Zeit.

Thalsand z. T. (nach Wahnschaffe bei Gommern unweit Magdeburg mit eingelagertem Torfbänkchen, welches *Betula* enthält); Entstehung der älteren, jetzt unter dem Meeresspiegel gelegenen Torfschichten im Küstengebiet (Warnowthal, Oderthal etc.), sowie der Süßwasserfauna bei Pillau und Königsberg i. Pr.

Die Eiszeit in ihren verschiedenen Phasen (Altquartär).

Spätglaciale Phase.

Dryas- (Yoldia)- Zeit.

Fauna und Flora noch durch die subarktischen Verhältnisse beim Rückzuge des Eises beeinflußt. Fundorte: Kurische Nehrung mit *Hypnum turgescens* (nach Berendt), Schoop in Westpreußen, Krampkewitzer See in Pommern, Oertzenhof, Neetzka, Nantrow in Mecklenburg, Nord-Ostseekanal westlich Holtenau.

¹⁾ E. Stolley, Geologische Mitteilungen von der Insel Sylt. (I. Archiv f. Anthropologie und Geologie Schleswig-Holsteins, Bd. III, H. 2, 1900, S. 147—159.)

Vorkommende Pflanzenreste nach Nathorst¹⁾: *Betula nana*, *Dryas octopetala*, *Salix polaris*, *S. reticulata*, *Betula odorata*, *B. verrucosa*, *Salix arbuscula*, *Myriophyllum*, *Potamogeton* und subarktische Moose.

Dritte Vereisung.

- a) Abschmelzperiode: Endmoränen und Sandbildungen; Thalsand und Terrassen; Åsar; Kames; Geschiebesand; Löß.
- b) Inlandeisbedeckung: Oberer Geschiebemergel (Grundmoräne), subglaciale Sande und Grande; beim Herannahen des Eises vorgeschüttete fluvio-glaciale Bildungen.

Zweite Interglacialzeit.

Fauna der großen diluvialen Säugetiere: Rixdorf, Tempelhof, Britz, Phöben, Müggelsheim, Halbe, Oderberg (Berliner Gegend); Umgegend von Posen; Königsberg i. Pr.; Sintelberg im Weserthal.

Interglaciale Torflager: Lauenburg a. E., Tesperhude, Schulau; Beldorf und Großen Bornholt bei Grünenthal (nach Weber); Fahrenkrug bei Segeberg; Neuenburg a. d. Weichsel; Purmallen und Gwilden bei Memel; Memel und Widminnen (durch Bohrungen erschlossen).

Schichten mit Süßwasserkonchylien: Alt-Geltow bei Potsdam; Valvaten- und Ostracodenmergel und -sande bei Frankfurt a. O. (Roedel und Keilhack, vielleicht Interglacial II); Werder (nach Koert); Korbiskrug (nach Wahnschaffe); Posen; Lindenberg bei Rössel, Heilsberg, Bartenstein, Taubendorf; Gegend von Tuchel; Kalktuff von Sudenburg bei Magdeburg (Wahnschaffe), Schwanebeck (Wolterstorff).

Marine Bildungen: Austernbänke von Blankenese, Tarbeck, Stöfs (nach Gottsche), vom Panderkliff auf Sylt (nach Stolley); Cyprinenthone von Süderholz bei Sonderburg auf Alsen, Burg in Ditzmarschen, Dornbusch auf Hiddensö (nach Munthe); Cyprinenthone von Hostrupholz, Thone von Fahrenkrug (nach Gottsche). Diluviale Nordseeflora Ost- und Westpreußens: Marienwerder, Mewe, Dirschau, Marienburg, Riesenburg, Rosenberg, Freystadt, Vogelsang bei Elbing, Oelmühlenberg bei Heilsberg, Bartenstein; Kiwitten.

Diatomeenlager bei Elbing (teils marin, teils limnisch); Klieken bei Dessau (nach Keilhack).

Zweite Vereisung.

Unterer Geschiebemergel (Grundmoräne), oft in mehrere durch Sand getrennte Bänke gespalten. Fluvio-glaciale grandige, sandige und thonige Sedimente beim Vorrücken und Rückzuge des Eises.

¹⁾ Nathorst, Ueber den gegenwärtigen Stand unserer Kenntnis von dem Vorkommen fossiler Glacialpflanzen. Stockholm 1892.

Erste Interglacialzeit.

Süßwasserschichten: Paludinenbank der näheren Umgegend Berlins und bei Rüdersdorf.

Torfe und Süßwasserkalke von Honerdingen (nach Weber); Klinge bei Cottbus (nach Nehring); Süßwasserkalke von Belzig; Westerweyhe bei Uelzen (nach Keilhack); Valvatensande von Nennhausen bei Rathenow.

Marine Schichten: Dockenhuden, Nienstedten, Hamm bei Hamburg (Tiefbohrungen), Lauenburg a. E. (nach Gottsche); Cardiumsande bei Schwaan in Mecklenburg(?); Itzehoe, Rögle Klint; Esbjerg, Hvidding, Nindorf, Farnewinkel, Warringholz, Cleve, Rensing, Glinde, Mommark, Kekenis, Habernis, (nach Gottsche fraglich, ob interglacial I oder präglacial). Burg in Ditmarschen (nach Gottsche und Zeise). Stade (nach Schröder vielleicht interglacial I). Elbinger Yoldien- und Cyprinenthone, Interglacial von Marienburg und Dirschau, Tiefbohrungen (nach Jentzsch).

Diatomeenschichten bei Rathenow; Oberohe (nach Keilhack); Wiechel in der Lüneburger Heide (nach Wahnschaffe fraglich, ob interglacial I oder II).

Erste Vereisung.

Grundmoräne bei Rüdersdorf und Hamburg; gleichaltrige fluvioglaciale Sedimente im Liegenden des Interglacial I.

Präglacialzeit.

Vorhandensein präglacialer Bildungen noch nicht erwiesen, da früher als präglacial angesprochene fossilienführende Absätze jetzt dem Interglacial I zugerechnet werden. G. Müller rechnet die marinen und unteren Süßwasserbildungen von Lauenburg a. E. zum Präglacial.

III. Die Veränderungen der Oberfläche in postglacialer Zeit.

Seit dem Verschwinden des Inlandeises haben sich die durch Aufschüttungen desselben bedingten Oberflächenformen im norddeutschen Flachlande nicht wesentlich verändert, da Verwitterung und Erosion hier nur in verhältnismäßig geringem Grade thätig gewesen sind. Wenn wir nur diejenigen Umgestaltungen innerhalb der Postglacialzeit in Betracht ziehen, welche von wesentlichem Einfluß auf die Entwicklung des Landschaftscharakters gewisser Gebiete gewesen sind, so beschränken sich dieselben der Hauptsache nach auf eine weitere Ausfüllung der großen Thalebenen, der Niederungen und Einsenkungen innerhalb der Diluvialhochflächen auf die Erosion der heutigen Bäche und Flüsse und sodann auf die Anschwemmungen, Aufschüttungen und Zerstörungen, welche in den Küstengebieten stattgefunden haben.

I. Die Niederungen des Binnenlandes.

In den Niederungen der Diluvialhauptströme und den sie verbindenden Durchbruchsthälern haben die Schmelzwasser des Inlandeises, welche sie erfüllten, je nach der verschiedenen Stromgeschwindigkeit, nur Sande und Grände abgesetzt. Erst von der Zeit an, wo das norddeutsche Flachland von seiner Eisdecke befreit war und sich infolge des geringeren Wasserzuflusses auch die Stromgeschwindigkeit in den ausgedehnten Thalebenen mehr und mehr verlangsamte, konnten auch die feineren, thonigen und kalkigen Sedimente zum Absatz gelangen. Namentlich fand ein solcher Niederschlag schon vor dem Beginn der Torfbildung in seitlichen Ausbuchtungen und Nebenrinnen der Hauptthäler, sodann aber auch vielfach in den mehr oder weniger abgeschlossenen Seebecken der Hochfläche statt. Um nur ein Beispiel aus der geologisch kartierten Umgegend Berlins anzuführen, so greift das vielfach verzweigte Havelthal in der Gegend von Ketzin und Paretz buchtenartig in die nördlich vorliegende Diluvialhochfläche ein. In diesen Buchten, unter denen die Ketzin-Etziner Bucht am meisten hervortritt, haben die Havelwasser 2—3 m mächtige kalkhaltige Thone abgesetzt,

welche, wie dies die Untersuchungen Dr. Dulks¹⁾ gezeigt haben, nach oben zu an Kalkgehalt zunehmen und schließlich in fast reine Wiesen-kalkbildung übergehen. Letztere werden von einer 1—1½ m mächtigen Torfschicht bedeckt. Es lässt sich als allgemeines Gesetz hinstellen, daß nur das Wasser derjenigen Flüsse und Bäche zum Kalk-absatz neigt, welche im norddeutschen Flachlande selbst ihren Anfang nehmen und von Niederschlägen gespeist werden, welche die kalkhaltigen Glacialbildung zum Teil durchdrungen haben. Unsere großen Ströme dagegen, welche den größten Teil ihres Wassers den schnell abfließenden Gebirgsflüssen verdanken, beladen sich nur in geringem Maße mit kohlensaurem Kalk, führen jedoch namentlich bei Hochwasser eine große Menge Thonschlamm mit sich fort, der der Hauptsache nach als Verwitterungsprodukt älterer Gesteine anzusehen ist. Die feinen Sedimente haben sich in früherer Zeit, wo die Ströme Norddeutschlands noch nicht durch Deichbauten eingeengt waren und sich bei Hochfluten weit über ihre Ufer hinaus ergießen konnten, in ausgedehntem Maße in den breiten Thälern gewisser Ströme abgesetzt. Ein besonderes geologisches Interesse bieten diese „Schlickbildungen“ im Elbthale, weil sich aus ihrer Verbreitung feststellen lässt, wie weit die Elbwasser sich ehemals ausgedehnt haben. Die geologischen Aufnahmen in dem Gebiete zwischen Burg, Genthin, Rathenow und Havelberg haben ergeben, daß die Elbe, ehe sie ihren gegenwärtigen nordwärts gerichteten Lauf über Tangermünde, Arneburg und Sandau besaß, mehrfach ihre Wasser in der Richtung nach Genthin und Rathenow zu sandte (siehe Fig. 22), denn die durch die Ziegelindustrie so bekannten „Havelthone“ Rathenows, die Girard²⁾ für ausgewaschene Thone des Plateaulehms hielt, sind nicht Niederschläge der Havelwasser, sondern können, da sie petrographisch mit den kalkfreien und eisenreichen Schlickbildungen des heutigen Elbthales völlig übereinstimmen, nur als Absätze der Elbwasser gedeutet werden, wie ich seiner Zeit ausgeführt habe³⁾.

Rathenow liegt in einem Verbindungsthale zwischen dem nördlich befindlichen vereinigten Eberswalder und Berliner Thale einerseits und dem südlichen Baruther Thale andererseits. Diese großen Hauptthäler besitzen keinen Schlick. Sie waren bereits versandet und wurden nicht mehr von den Oder- oder Weichselwassern benutzt, als diese in ihren gegenwärtigen Thalläufen Schlickbildung absetzten. Gerade aus diesem Grunde lässt sich mit großer Schärfe nachweisen, wie weit die Elbwasser in die mit dem Elbthal in Verbindung stehenden diluvialen Thalniederungen vorgedrungen sind. Keilhack⁴⁾ hat auf Grund seiner eigenen, sowie der von Gruner, Klockmann, Scholz und dem Verfasser ausgeführten Spezialaufnahmen gezeigt, daß sowohl östlich wie auch west-

¹⁾ Vgl. Erläuterungen zu Blatt Ketzin 1882, S. 36 u. 37.

²⁾ H. Girard, Die norddeutsche Ebene u. s. w. S. 108 u. 109.

³⁾ F. Wahnschaffe, Briefliche Mitteilung über das Vorkommen einer Süßwasserfauna im unteren Diluvium der Umgegend von Rathenow und über die geognostische Stellung der Schlickbildung im dortigen Alluvium. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1882, S. 439—441.)

⁴⁾ K. Keilhack, Ueber alte Elbläufe zwischen Magdeburg und Havelberg. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1886. Berlin 1887, S. 236—252.)

Wahnschaffe, Die Ursachen d. Oberflächengestaltung d. norddt. Flachlandes. 2. Aufl. 16

lich des heutigen Stromes, nach Westen bis zu 20, nach Osten bis zu 40 km Luftlinienabstand vom Flusse, Elbschlickablagerungen vorhanden sind. An der Hand eines Uebersichtskärtchens der Gegend zwischen Burg und Havelberg erläuterte er das vielverzweigte Netz von alten, durch Schlickabsatz charakterisierten Elbarmen. Die Flussmarschen im Elbthal sind durch Deiche vor den Hochfluten geschützt. Obwohl diese ebenen Flächen in nassen Jahren wegen der großen Plastizität des Bodens schwer bestellbar sind und in trockenen Sommern durch das Zerreissen einen nachteiligen Einfluß auf die Vegetation ausüben, so zeichnen sie sich doch im allgemeinen durch große Fruchtbarkeit aus und eignen sich namentlich zum Anbau von Zuckerrüben, Weizen, Gerste und Raps. Die niedriger gelegenen, der Ueberschwemmung noch ausgesetzten Gebiete zeigen üppige Wiesenflächen und tragen zum Teil herrliche Eichenwaldungen.

Dafß noch in später historischer Zeit die Elbwasser bei Deichdurchbrüchen den alten Lauf nach Rathenow benutzt haben, beweisen die Mitteilungen über die dortigen Ueberschwemmungen, von denen Wagener in seinen „Denkwürdigkeiten der Kurmärkischen Stadt Rathenow. Berlin 1803“ berichtet hat. Durch die Hochfluten der Jahre 1566, 1595, 1653 und 1709 wurde die Stadt Rathenow und die ganze Umgegend überschwemmt und das Wasser stand beispielsweise

W

Fig. 31.

O



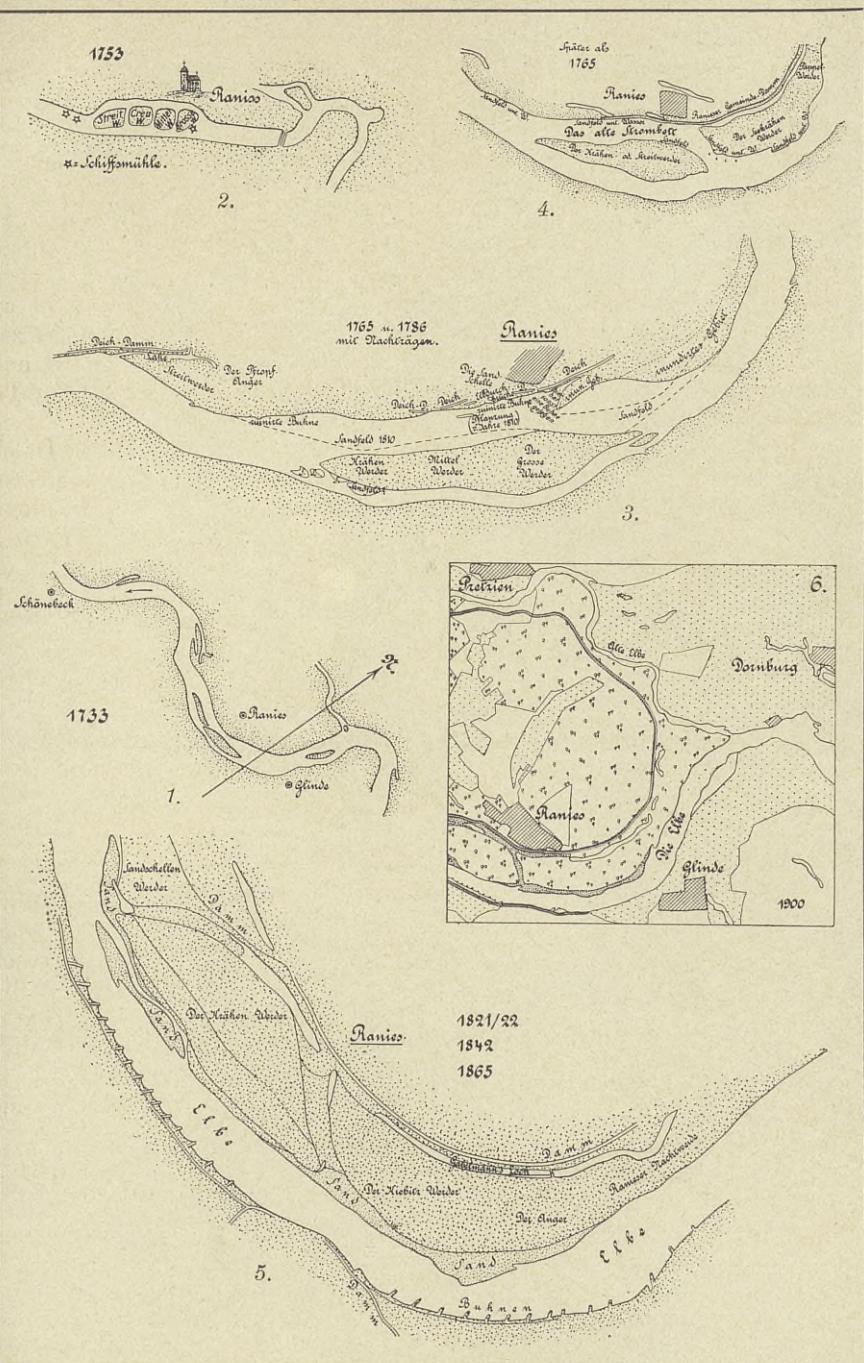
Profil durch den Rand eines Jungalluvialbeckens östlich Döberitz bei Rathenow (Wahnschaffe).

im Jahre 1595 mindestens 6 m über dem Nullpunkte des Rathenower Pegels (25,19 m über Normalnull). Außer den historischen Ueberlieferungen finden sich aber auch geologische Beweise für prähistorische Hochfluten. Die Schichtenfolge der Alluvialbildungen¹⁾, die ich südlich von Rathenow bei Döberitz beobachtete (siehe Fig. 31), deutet darauf hin, daß dort der jungdiluviale Thalsand nacheinander von dem Schlickabsatz der Elbe und dem Wiesenkalk der Havel bedeckt wurde. In einem am Rande des Thalsandes gelegenen Alluvialbecken zeigte sich von oben nach unten folgendes Profil:

1. Jüngster Alluvialsand	0,30 m
2. Torf	0,85 "
3. Wiesenkalk	0,25 "
4. Elbschlick (nach unten zu völlig kalkfrei)	0,70 "
5. Thalsand	+

Es mag an dieser Stelle darauf hingewiesen werden, daß die norddeutschen Ströme innerhalb ihrer alten, in der Diluvialzeit gebil-

¹⁾ F. Wahnschaffe, Mitteilungen über das Alluvium der Rathenower Gegend. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1885. Berlin 1886, S. 124—132.)



Die Veränderungen des Strombetts der „Neuen Elbe“ bei Ranie oberhalb Schönebeck seit dem Jahre 1733.

deten Betten in historischer Zeit mehrfach ihren Lauf verschoben haben. Das frühere Strombett ist in solchen Fällen häufig noch jetzt durch schmale rinnenartige Seen, sogen. Altwasser, zu erkennen. Für gewisse Stromabschnitte, wie beispielsweise für die Elbe bei Magdeburg, liegt eine Arbeit von Maenß¹⁾ vor; in welcher unter Berücksichtigung der durch schriftliche Urkunden überlieferten Nachrichten die verschiedenen Stromverschiebungen in dem dortigen Gebiete besprochen werden. Auch W. Varges²⁾ hat in seinem Aufsatz über den Lauf der Elbe im norddeutschen Flachlande diese Verhältnisse eingehend berücksichtigt.

Ein sehr bemerkenswertes Beispiel von Verlegungen des Stromlaufes im Elbgebiete teilt G. Weisker³⁾ mit: „Wolmirstedt hieß und war ehemals Ohremünde; Thietmar berichtet: Die Stadt Ualmerstidi heißt slawisch Ustiure, weil Ohre und Elbe dort zusammenfließen; diese Verhältnisse bestanden noch 1136, wo Kaiser Lothar den Elbzoll bei Elbei, das dicht vor Wolmirstedt liegt, ermäßigte. Jetzt liegt Wolmirstedt 4 km von der Elbe ab, und die Ohre, welche hier im rechten Winkel einbiegt, begleitet im alten Elbbett die Elbe erst noch 11 km bis Rogätz, ehe sie sich mit ihr vereinigt; dem verlassenen Bette ist von Magdeburg ab noch die Bezeichnung ‚alte Elbe‘ geblieben.“

Auch oberhalb Magdeburgs finden sich bedeutende, sowohl aus noch vorhandenen Altwassern als auch aus älteren Karten erkennbare Veränderungen des Elbstromlaufes in dem Gebiete zwischen Salbke und Dornburg. Früher floß die Elbe von Dornburg ab über Pretzin, Plötzky, Randau und Pechau in der noch vorhandenen Rinne der „alten Elbe“ und erreichte unterhalb Salbke die heutige „Stromelbe“. Gegen Ende des zehnten oder zu Anfang des elften Jahrhunderts fand unterhalb Dornburg ein Durchbruch des Elbstromes nach Südwesten statt, wodurch sich in der Richtung über Ranie, Schönebeck, Frohse, Westerhüsen und Salbke der Hauptstromlauf ausbildete, während die „alte Elbe“ immer mehr ihre frühere Bedeutung verlor, so daß sie gegenwärtig nur noch bei Hochwasser Zufluß aus der Elbe erhält. Aber auch das Strombett dieser „neuen“ oder „Stromelbe“ hat in verhältnismäßig kurzem Zeitraum ziemlich bedeutende Verschiebungen erlitten, wie dies die verkleinerten Kartenkopien auf der Beilage 9 zeigen.

Die älteste von diesen mir gütigst zur Verfügung gestellten Karten (Nr. 1 der Beilage) ist 1733 durch Gotthelf Francken und Christof Moritz Dietzen gefertigt worden und zeigt südlich von Ranie eine breitere, nördliche Stromrinne, die durch zwei Inseln von einer südlichen, schmäleren getrennt ist. Das dem Atlas Saxonicus (Amsterdam 1775) entnommene Kärtchen der Elbe bei Ranie vom Jahre 1753 (Nr. 2 der Beilage) läßt erkennen, daß damals im Elbstrome vier Inseln (Werder) lagen und daß ein Arm der Stromelbe unmittelbar an Ranie

¹⁾ Maenß, Die Elbe bei Magdeburg nebst Karte. (Mitteil. d. Ver. f. Erdk. zu Halle 1885.)

²⁾ W. Varges, Der Lauf der Elbe im norddeutschen Flachlande. (Wissenschaft. Beilage zum Jahresber. d. Realgym. Ruhrtort 1891.)

³⁾ G. Weisker, Slawische Sprachreste, insbesondere Ortsnamen, aus dem Havellande und den angrenzenden Gebieten, I, S. 16. Rathenow 1890.

vorbeifloß. Fast genau dasselbe Bild bietet eine hier nicht wiedergegebene Karte des Ingenieur-Obristleutnants Petri, gezeichnet in den Jahren 1759 bis 1763. Ein ebenfalls in der Beilage nicht dargestellter „geometrischer Grundriß des Elbenauer Werthers“ ist 1765 von Albert Christian Grumbach hergestellt und zeigt gleichfalls, daß die Hauptrinne der neuen Elbe sich unmittelbar südlich bei Ranie befand. Es sind auf dieser Karte drei Werder, der Große, Mittel- und Krähenwerder angegeben, die jedoch nicht durch Wasserrinnen voneinander getrennt sind.

Nr. 3 der Beilage ist in den Monaten Juli und August 1765 durch Christof Moritz Dietzen entworfen, 1786 durch Paul Günther neu angefertigt und 1810 mit Nachträgen in Bleistift (vergl. die punktierten Linien) versehen worden.

Nr. 4 der Beilage ist ohne Autor und Jahreszahl. Sie muß jedoch später als 1765 und 1786 hergestellt sein, da der frühere Hauptarm hier schon als altes Strombett bezeichnet ist. Die wesentlichsten Veränderungen im Stromlauf, deren Anfänge hier bereits sichtbar sind, wie die Abschnürung des Gabelmannsloch, entstanden vom Jahre 1765—1810.

Nr. 5 der Beilage ist eine verkleinerte Kopie der Karte der Oberförsterei Grünwalde, welche 1821—1822 vermessen, 1842 revidiert und 1865 mit Nachträgen versehen worden ist.

Nr. 6 der Beilage zeigt den gegenwärtigen Zustand. Die Hauptstromrinne der neuen Elbe hat sich im Laufe der Zeit immer mehr nach Südwest verschoben. Die nördliche Stromrinne bei Ranie ist gänzlich verschwunden und nur noch durch das Gabelmannsloch (siehe auch Nr. 5 der Beilage) und die sich daran anschließenden Wasserlöcher angedeutet. Die Werder (Krähenwerder etc.) und die sie trennenden Kanäle sind bei mittlerem Wasserstande landfest geworden und werden nur noch bei höchstem Hochwasserstande überflutet.

Auf den Diluvialanhöhen haben die Bäche und Wasserläufe in der Alluvialzeit ihre Betten vertieft und oft steilwandige Schluchten in den älteren Thalboden eingeschnitten. Ein eigenartiges System von Trockenthälern ist jüngst von E. Schöne¹⁾ im mittleren Teile des Fläming beschrieben worden. Er führt ihre Entstehung auf Schneeschmelzen und plötzliche Regengüsse zurück, die in dem leicht zerstörbaren sandigen Boden sehr schnell eine erodierende Wirkung ausüben konnten. Eine gleiche Entstehung in altalluvialer Zeit nimmt er auch für die von Keilhack beschriebenen, vom Nordrande des Fläming herabkommenden Bachrinnen an, die letzterer mit der Abschmelzperiode des Inlandeises in Beziehung gebracht hatte, indem er annahm, daß beim Zurückschmelzen des Eises auf dem Fläming sich eine isolierte Eiskappe erhielt, deren Schmelzwasser nach Norden und Süden abströmten.

Eine gleiche Bildungsweise wie sie Schöne für die Trockenthäler des Fläming (Rummeln) beansprucht, die bei starken Niederschlägen reichlich Wasser führen, aber im Hochsommer meist ganz trocken sind, muß man auch für viele, oft tief eingerissene Schluchten (z. B. die Parowen an der Weichsel) annehmen.

Obwohl geringmächtige Torfbildungen an vereinzelten Stellen im

¹⁾ E. Schöne, Der Fläming. Leipzig 1898.

Elbthale unter dem Schlick vorkommen, wozu der aus Moostorf bestehende „Thalторf“ Berendts¹⁾ zu rechnen sein dürfte, so fand doch die eigentliche Torfbildung hier in größerem Umfange erst nach Absatz des Elbschlickes statt. Durch Bohrungen konnte ich nachweisen, daß östlich von Elslaake und Witzke (Blatt Rathenow) Torfablagerungen bis zu 2 m Mächtigkeit über echtem Schlick vorkommen.

Während in der Abschmelzperiode der letzten Vereisung die breiten Thalniederungen völlig mit Wasser erfüllt waren, verlief sich dasselbe beim Schwinden des Eises mehr und mehr. Es bildeten sich in den Niederungen ausgedehnte, flache Wasserbecken, die später, als die Pflanzenwelt von Südosten her wieder in das norddeutsche Flachland eingewandert war, zur Entstehung sumpfiger Wiesen Veranlassung gaben. Aber nicht nur in den großen Thalniederungen, sondern in allen größeren und kleineren Seebecken fand ganz derselbe Vorgang statt und es bildeten sich nach und nach aus den halbverwesten Pflanzenresten die Moore, welche im norddeutschen Flachlande eine so ausgedehnte Oberflächenverbreitung besitzen. Man teilt dieselben ein in Hochmoore und in Flach- oder Grünlandsmoore. Die ersten, die Heidemoore, sind Ueberwassermoore und bildeten sich nach Graebner²⁾ unter günstigen Niederschlagsverhältnissen vorwiegend auf nassen, stark ausgelaugten Diluvialsanden, deren Wassermenge arm an Nährstoffen ist und sich in absteigender Bewegung befindet. An der unteren Grenze des oberflächlich humos gewordenen Sandes, der in tieferen Lagen durch die Auslaugung eine bleigraue Färbung annimmt und deshalb „Bleisand“ genannt wird, entsteht oft als sekundäre Bildung der sogenannte Ortstein, nach Ramann³⁾ ein Humussandstein, der aus dem Niederschlag humoser Stoffe entsteht und in den Heidegebieten besonders häufig ist. Mehrfach ist auch zuerst auf undurchlässigem Kleiboden ein Wiesen- oder Dargmoor zur Ablagerung gelangt und es entstand darüber nach Ausfüllung des Wasserbeckens ein Hochmoor, indem sich die Hauptbildungspflanzen desselben, die Eriken, Cyperaceen und Sphagnumarten auf dem Dargmoor ansiedelten.

Die Grünlandsmoore oder Unterwassermoore sind an solche Gebiete geknüpft, welche von dem zu Tage tretenden Grundwasser ganz und gar durchtränkt sind. Sie erheben sich, wie das in ihrem Namen liegt, nicht über das Wasserniveau und gehen anfangs hauptsächlich aus Schilfrohr, Nymphaeaceen und verschiedenen anderen Sumpfpflanzen hervor, deren Wachstum durch einen gewissen Kalkgehalt des Wassers bedingt wird, während dasjenige, in denen die Pflanzen der Hochmoore gedeihen, fast kalkfrei und infolgedessen sehr weich ist.

Nach den hauptsächlich vorwaltenden Pflanzen, aus denen ein Moor gebildet worden ist, unterscheidet man folgende Arten:

¹⁾ G. Berendt, Zur Geognosie der Altmark. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1886. Berlin 1887, S. 110 u. 111.)

²⁾ Vgl. P. Graebner, Studien über die norddeutsche Heide. Versuch einer Formationsgliederung. Leipzig, W. Engelmann 1895.

³⁾ E. Ramann, Der Ortstein und ähnliche Sekundärbildung in den Alluvial- und Diluvialsanden. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1885.)

- | | |
|--|-------------------------|
| 1. Sphagnetum | Moostorf. |
| 2. Hypnetum | |
| 3. Hypneto-Sphagnetum | |
| 4. Caricetum = Seggenmoor | Rasenmoor. |
| 5. Graminetum = Grasmoor | |
| 6. Cariceto-Graminetum | |
| 7. Arundinetum = Schilfmoor | |
| 8. Eriophoretum = Wollgrasmoor | |
| 9. Cariceto-Arundinetum. | |
| 10. Callunetum } Heidemoor. | Heidemoor. |
| 11. Ericacetum } | |
| 12. Calluneto-Eriophoretum. | Calluneto-Eriophoretum. |
| 13. Calluneto-Eriophoretum-Sphagnetum. | |
| 14. Silvetum = Waldmoor. | |

Während die Torfmoore in den Niederungen der großen Diluvialhauptthäler, sowie auch die kleinen Moorbecken innerhalb der Diluvialhochflächen meist zu den Grünlandsmooren gehören, finden wir, abgesehen von den kleineren Moostorfbrüchen, die Heidemoore verschiedentlich in Ostpreußen, vor allen Dingen aber in großartigster Ausdehnung im Westen des norddeutschen Flachlandes zwischen der Lüneburger Heide und den westlichsten Ausläufern des subhercynischen Hügellandes. Hierher gehören das in der Mitte des ehemaligen Herzogtums Bremen östlich von der Weser gelegene Teufelsmoor, das zwischen Weser- und Emsmündung sich ausdehnende ostfriesische Hochmoor, das von der Leda durchflossene Hochmoor im Saaterland, das Arembergsche Hochmoor nördlich vom Hümling, das weit nach Holland hinein sich erstreckende Bourtanger Moor, der südlich davon gelegene Twist, ferner das Vechtamoor, das Große Moor südlich der Dammer Berge, das Wietingsmoor, das Große Moor südlich der Knickberge, das Tote Moor am Steinhuder Meer, das Lichte Moor in der Niederung der Aller und verschiedene andere sich nach Osten zu daran anschließende kleinere Moore, welche sich bis nach dem Drömling zu fortsetzen. Letzterer gehört jedoch zu den Grünlandsmooren.

In dem Großherzogtum Oldenburg und der Provinz Hannover mit Ausnahme des Regierungsbezirkes Hildesheim sind auf eine Fläche von rund 39 400 qkm 6660 qkm von Mooren bedeckt, was einem Prozentsatz von 17 entspricht. Die meisten Moorflächen besitzt der Regierungsbezirk Stade mit 28,2 %, die wenigsten der Regierungsbezirk Lüneburg mit 7 %. Das Teufelsmoor umfaßt zusammen mit dem St. Jürgenland ungefähr 400 qkm, das Bourtanger Moor mehr als 3000 qkm. C. Weber hat in den nordwestdeutschen Hochmooren von unten nach oben fünf verschiedene Vegetationsschichten unterschieden: 1. den Sumpftorf, der bald als Seggentorf, bald als Schilftorf (Darg) erscheint, 2. den Waldturf, der jedoch ebenso wie der vorhergehende nicht in allen Mooren gleichmäßig entwickelt ist, 3. den älteren Moostorf, 4. die Grenztorfschicht, gebildet zu einer Zeit, wo sich das Moor mit Wollgräsern und Heide, zuweilen auch mit Wald bedeckte, und 5. den jüngeren Moostorf. Aus der Schichtenfolge schließt Weber, daß nach

der Eiszeit zwei wärmere, trockene und zwei kühlere, feuchte Perioden vorhanden gewesen sind, deren eine noch in die Gegenwart hineinreicht. Weber hält es für wahrscheinlich, daß die durch die Grenztorfschicht angedeutete wärmere und trockenere Periode in die Zeit fällt, wo die Ostsee einen Süßwasserbinnensee bildete. (Ancylus-Periode?)

Eine treffliche Schilderung von dem eintönigen Landschaftscharakter der westlichen Hochmoore verdanken wir Kutzen¹⁾, welcher Land und Leuten auf seinen einsamen Wanderungen eine liebevolle Beachtung geschenkt hat. Sehr wertvolle Mitteilungen über die gegenwärtige Beschaffenheit und die Bildungsgeschichte der Hochmoore enthalten die Schriften Salfelds²⁾. Als ein sehr charakteristisches Merkmal der Ueberwassermoore erwähnt er das Vorkommen von kleinen trichterförmigen Seen, welche dort Meere genannt werden und sich beinahe immer auf dem Rücken der nach der Mitte zu ansteigenden Hochmoore befinden. Nach der einen Ansicht sind diese Meere die übriggebliebenen Reste von flachen, mit Wasser erfüllten Mulden, die von den Rändern aus durch Emporwachsen der Moorpflanzen nach und nach ausgefüllt werden, wobei jedoch aus Mangel an mineralischen Nährstoffen die mittleren Partieen offen bleiben. Nach einer anderen Ansicht, der auch Salfeld beitritt, begann die Moorbildung auf einer undurchlässigen wenig geneigten Fläche in kleinen Vertiefungen und verbreitete sich dann gleichmäßig über die ganze Fläche, während die Meere aufsteigenden starken Quellen ihre Entstehung verdanken.

Eine sehr sorgfältige Untersuchung der Moore Schleswig-Holsteins verdanken wir R. von Fischer-Benzon³⁾, der eine Anzahl der dortigen Moore nach dem Charakter der Pflanzen, aus denen sie hervorgegangen, eingehend beschreibt und danach verschiedene Schichtenfolgen innerhalb eines Moores unterscheidet. Nach der vertikalen Verbreitung der in den Torfschichten hauptsächlich vorwaltenden Waldbäume nimmt er nachstehende aufeinander folgende Perioden an: 1. Periode der Zitterpappel (Birke), 2. Periode der Kiefer, 3. Periode der Eiche, 4. Periode der Buche. Eine ganz analoge Reihenfolge ist auch in Dänemark, Norwegen und Schweden beobachtet worden.

Die Grünlandsmoore sind häufig dort, wo sie sich unmittelbar an Diluvialhochflächen mit Geschiebemergelbedeckung anlehnern, oberflächlich mit kohlensaurem Kalk infiltriert worden, so daß sich eine meist sehr fruchtbare Moormergeldecke gebildet hat, die bei hohem Wasserstande von zahlreichen Süßwasserschnecken bewohnt wird.

In den großen Thalniederungen des norddeutschen Flachlandes sind die Sande nach ihrer Trockenlegung vielfach zu langgestreckten

¹⁾ J. Kutzen, Die Gegenden der Hochmoore im nordwestlichen Deutschland und ihr Einfluß auf Gemüt und Leben der Menschen. (Abhandl. d. Schles. Ges. f. vaterländ. Kultur, philos. hist. Abt. Breslau 1864.)

²⁾ Salfeld, Die norddeutschen und niederländischen Moore. Ausland 1882. Die Hochmoore auf dem früheren Weserdelta. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, Bd. 16, 1881, S. 161—173.)

³⁾ R. v. Fischer-Benzon, Die Moore der Provinz Schleswig-Holstein. (Abhandl. des naturwiss. Ver. zu Hamburg Bd. XI, Heft 3, 1891.)

Dünenzügen zusammengeweht worden und dasselbe ist auch vielfach auf den Diluvialhochflächen der Fall gewesen, wo feinkörnige Sande dem Angriffe des Windes preisgegeben waren. Diese Dünenbildungen haben bis in die neueste Zeit hinein immerwährende Umbildungen erlitten, denn an vielen Stellen, wo sie aufgerissen sind, erkennt man einen oder mehrere dem Sand eingelagerte Humusstreifen (siehe Fig. 32), welche die ehemalige von einer Grasnarbe bedeckte Oberfläche anzeigen. Ueberall ist man eifrig bemüht gewesen, den Sand durch Bepflanzung mit Bäumen festzulegen und dadurch den die fruchtbarsten Ackerflächen oft völlig verwüstenden Sandüberwehungen ein Ziel zu setzen. Die Dünensande häufen sich senkrecht zur herrschenden Windrichtung

Fig. 32.



Düne mit Humusstreifen, Gegend von Wansdorf (Blatt Marwitz).

zu langgestreckten, kuppigen Hügelzügen auf, wie man solche beispielsweise im Berliner Thal die Hamburger Eisenbahn auf weite Erstreckung begleiten sieht.

P. Sabbans¹⁾ eingehende Untersuchungen über die Dünen der südwestlichen Heide Mecklenburgs, die sich im Elb- und Eldegebiete über ein Areal von etwa 1800 qkm einschließlich der in demselben befindlichen Diluvialplateaus erstrecken, haben festgestellt, daß bei 78 mechanischen Analysen von Flugsandproben folgende Korngrößen vorhanden waren:

3—2 mm	2—1 mm	1—0,5 mm	0,5—0,15	unter 0,15 mm
0—0,27 %	0—2,5 %	0,003—6,1 %	12,9—93,5 %	2,8—87,1 %

¹⁾ P. Sabbans, Die Dünen der südwestlichen Heide Mecklenburgs und über die mineralogische Zusammensetzung diluvialer und alluvialer Sande. (VIII. Mitteil. aus der Großerzogl. Mecklenb. Geolog. Landesanstalt.)

Die örtliche Herkunft dieser zu den Flüßdünen gehörigen Binnenlanddünen bedingt es, daß sie viel ungleichkörniger entwickelt sind wie die Stranddünen, deren überwiegender Hauptbestandteil gewöhnlich eine Korngröße von 0,5—0,15 mm besitzt.

2. Das Küstengebiet.

Sind in Skandinavien durch das Vorhandensein von Strandterrassen und marinen Schalresten zwei bedeutende postglaziale Untertauchungen des Landes unter den Meeresspiegel und dementsprechende Emporhebungen über denselben erwiesen, so fehlen dagegen im Zentralgebiete des norddeutschen Flachlandes die Anzeichen einer gleichzeitigen postglazialen Meeresbedeckung vollständig. Nur innerhalb der Küstengebiete scheinen verschiedene Umstände darauf hinzudeuten, daß hier in verhältnismäßig später Zeit Verschiebungen der Strandlinie stattgefunden haben. Die großen Hochmoore des Weserdelta zeigen an vielen Stellen Reste eines früheren bedeutenden Waldwuchses. Zwischen dem Moor und dem dasselbe dort unterteufenden Klai finden sich Hirschgewehe und behauenes Holz, welche auf frühere menschliche Ansiedelungen vor der Moorbildung hindeuten. Das Hochmoor entstand dort nach Salfelds¹⁾ Ansicht lange vor dem Einbruch des Jadebusens. Nach dem Emporwachsen des Torfes muß eine Senkung eingetreten sein, da der Untergrund der nordwestlichen und teilweise auch östlichen Seite des nördlichen Moorgebietes unter der gewöhnlichen Flut liegt und der nördlichste Teil sogar in den jetzigen Jadebusen eintaucht. Aus den Angaben Prestels²⁾ über den Boden Ostfrieslands geht hervor, daß in dem Marschgebiet bei Emden eine Wechsellagerung von Meeresschllick und Dargmoor bis zu einer Tiefe von 10—16 m stattfindet und daß die jüngsten durchschnittlich 4 m mächtigen Marschbildungen von Dargmoor unterteuft werden, das also nach seiner Bildungszeit unter das Meeressniveau sich gesenkt haben muß. Einen guten Ueberblick über das Marsch-, Geest- und Hochmoorgebiet von Ostfriesland bietet die B. Gerbrechtsche Handkarte des Regierungsbezirks Aurich 1 : 80 000 (Leipzig, Georg Lang). Auch in Holstein, beispielsweise in Ditmarschen, werden die Marschböden meist von Torf unterlagert.

Durch die genauen Untersuchungen von W. Seibt³⁾, denen Wasserstandsbeobachtungen vom Jahre 1826—1879 zu Grunde lagen, ist festgestellt worden, daß in dieser allerdings für geologische Zeiträume nur sehr kurzen Beobachtungsperiode die relative Lage der ganzen preußischen Ostseeküste gegen das Mittelwasser der Ostsee als unveränderlich anzusehen ist. Trotz dieses Stillstandes in der Bewegung in der jüngeren historischen Zeit hat man jedoch aus geologischen Vorkommnissen auch für die Ostseeküste eine langsame sekuläre Senkung in der Gegenwart

¹⁾ Salfeld, Die Hochmoore auf dem früheren Weserdelta. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, Bd. 16, 1881, S. 170 u. 171.)

²⁾ Prestel, Der Boden der ostfriesischen Halbinsel. Emden 1870.

³⁾ W. Seibt, Das Mittelwasser der Ostsee bei Swinemünde. (Publik. d. königl. preuß. geodät. Inst. Berlin 1881.)

abgeleitet. Geinitz¹⁾ wies darauf hin, daß das Verhalten der von Warne-münde aus nordöstlich verlaufenden Küste an der Rostock-Ribnitzer Heide für eine gegenwärtige Senkung spräche, weil das Meer hier landeinwärts vorgedrungen sei und die in jenem Gebiet vorkommenden Torfablagerungen sich zum Teil unter dem jetzigen Meeresniveau befänden, so daß dort, wo der Torf den Meeresgrund bilde, durch die Brandung Stücke desselben losgerissen und ganz ähnlich wie die Ge-steinsblöcke zu Strandgerölle verarbeitet würden. In dem dem Meere preisgegebenen Torfstrand finden sich zahlreiche Reste von Eiche, Birke, Buche und Kiefer, ja es stehen vollständig erhaltene Baumstämme im Seengebiet vor der Düne hart am Wasser. Geinitz²⁾ glaubt neuerdings aus den Tiefenverhältnissen des Warnow-, Peene- und Recknitzthales den Schluß ableiten zu können, daß im deutschen Ostseegebiete postglaciale Senkungen zur Litorinazeit stattgefunden haben, während beim Beginn der Alluvialperiode das Küstengebiet 20—30 m höher lag. Nach einer geringen Hebung von 2—3 m nach der Litorinazeit wurde die Küste gesenkt und erhielt dadurch den heutigen Verlauf. In ganz entsprechender Weise wie in Mecklenburg kommt an der Kurischen Nehrung östlich vom Seebad Cranz ein vorwiegend aus Erlen- und vereinzelten Kiefern- und Birkenstämmen bestehender „unterseeischer Wald“³⁾ vor. Ich möchte darauf hinweisen, daß solche Vorkommnisse nicht zur Annahme einer recenten Senkung des Küstengebietes zwingen. Durch die Brandungs-wellen sowie durch Sturmfluten wird die Ostseeküste immerfort angenagt und es entstehen flach nach dem Meere zu geneigte Abrasionsflächen, be-grenzt von steilabstürzenden Plateaurändern. Noch heute finden sich nahe der Küste im Binnenlande Süßwasserbecken, deren Boden oft erheblich unter das Niveau des Ostseespiegels herabreicht. Wenn hier eine Torf-bildung stattgefunden hat, so können solche Moore bei der weiter vor-schreitenden Küstenabrasion unter das Niveau des Meeresspiegels ge-langen. Auch A. Krause hat am Ostseestrande in der Nähe der Rega-mündung eine unmittelbar von den Meereswogen bespülte Torfbank mit starken Baumstämmen, sowie am Strande ausgeworfene große Torf-fläden beobachtet. Er glaubt mit Boll annehmen zu können, daß solche Torfe ehemaligen Haffbildung angehören und sich in ihrer gegen-wärtigen Lage durch einfache Küstenabrasion ohne sekuläre Senkung erklären lassen. Ich will noch darauf hinweisen, wie dies auch schon Jentzsch gethan, daß durch die Stranddünen, welche alljährlich mehr und mehr landeinwärts wandern, die von ihnen überschrittenen Torf-bildungen bedeutend zusammengepreßt und in ein tieferes Niveau herab-gedrückt werden. Wenn dann beim Weiterwandern der Düne ein solches Torflager an der Meeresseite zum Vorschein kommt, so kann die Ober-fläche desselben durch den Druck der Sandmassen unter das Meeres-

¹⁾ F. E. Geinitz, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1883, S. 301 ff.

²⁾ E. Geinitz, Der Conventer See bei Doberan. (Rostock. Landwirtschaftliche Annalen 1898, Nr. 50, 51, 52 S. 6—8.) Sitzungsber. d. naturf. Ges. Rostock. 1899, 1.

³⁾ A. Jentzsch, Bericht der geolog. Durchforschung des norddeutschen Flachlandes, insbesondere Ost- und Westpreußens in den Jahren 1878—1880. (Schr. d. phys. ökon. Ges. Bd. XXI, 1880, S. 191 u. 192.)

niveau herabgedrückt sein. P. Lehmann¹⁾), dem wir eine sehr eingehende Arbeit über die Veränderungen an der Küste Hinterpommerns verdanken, ist ebenfalls der Ansicht, daß das Vorkommen von Torf und Baumstümpfen am Strande unter dem Meeresspiegel keinen Beweis für eine Senkung der Küste liefern kann. Er berichtet von Beobachtungen, die ihm von glaubwürdiger Seite mitgeteilt worden sind, daß nämlich durch einen Eisenbahndamm von Stettin nach Stargard eine Torfschicht von 4,3 auf 1,6 m und durch eine 6,1 m hohe Sandaufschüttung an der Brückenstraße ein anderes Torflager von 5 auf 2 m zusammengedrückt worden sei und sagt dann: „Ein Baumschlag, der auf einem 3—4 m tiefen Torfgrunde in einem das Meeressniveau wenig überragenden Terrain wächst, kann, wenn Dune und Meer vorrücken, nach Jahrzehnten nicht bloß auf dem Vorstrande, sondern auch 1—2 m unter dem Meeresspiegel wieder zum Vorschein kommen.“ A. Jentzsch²⁾ hat an dem Profil des Weichseldurchstiches an der Frischen Nehrung zwischen den Dörfern Schiewenhorst und Nickelswalde beobachtet, daß die Niederpressung des Meeressandes unter den hier 21—20 m Höhe erreichenden Dünern 3—4 m betrug. Die tiefste Einsenkung der Schichten zeigte sich hier fast genau unter dem höchsten Dünenkamme. Aus unseren Darlegungen geht hervor, daß das Vorkommen der Dargmoore unter den marinischen Schlickbildungen der Nordseeküste, sowie die Beobachtungen von Geinitz beim Heiligen Damm, Conventer See und dem Hafen von Warnemünde, ferner von Jentzsch³⁾ bei Pillau und Königsberg, wo Süßwasserschichten alter Flüßthäler 30 und 20 m unter dem Meeresspiegel nachgewiesen werden konnten, auf eine ältere Senkung des Landes hinweisen, daß jedoch die Torfvorkommen unter dem Meeresspiegel an den Küsten nicht als Beweis für eine recente gelten können.

Die gegenwärtige Beschaffenheit der Küstengebiete Norddeutschlands zeigt uns, daß hier in postglacialer Zeit ganz unabhängig von etwaigen Verschiebungen der Strandlinie bedeutende Veränderungen stattgefunden haben, die einerseits in Zerstörungen durch die Brandung, sowie durch Sturmfluten, andererseits in Anschwemmungen und in Aufschüttungen von Dünensand bestehen.

Was zunächst die Zerstörung der Küsten betrifft, so sind die flachen Nordseeküsten, welche an einem mit Ebbe und Flut, sowie mit starker Brandung versehenen Meere liegen, in sehr bedeutendem Maße verändert worden. Vom Ende des 13. bis in die erste Hälfte des 16. Jahrhunderts wühlte die in das Land eindringende Nordsee den Dollart aus, in der Zeit von 1218—1282 entstand die Verbindung des Zuidersees mit dem offenen Meere, während der Jadebusen im Jahre 1218 sich bildete und mit der Wesermündung in Verbindung trat. Die von Salfeld⁴⁾ mitgeteilte Lasiussche Karte der Mündungen dieses Stromes

¹⁾ P. Lehmann, Das Küstengebiet Hinterpommerns. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, Bd. 19, 1884.)

²⁾ Handbuch des deutschen Dünensbaues S. 98—101.

³⁾ Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1890, S. 617.

⁴⁾ Salfeld, Die Hochmoore auf dem früheren Weserdelta. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin 1881, Taf. IX.)

vom Jahre 1511 zeigt, daß derselbe damals noch in mehreren Armen in diesen Busen sich ergoß. Ursprünglich hat die langgestreckte Inselreihe, welche die holländische und deutsche Nordseeküste umgibt, mit dem Festlande in Zusammenhang gestanden. Auf mehreren derselben, so auf Wieringen, Texel, Terschelling und Ameland, ist ein diluvialer Kern nachgewiesen worden. Ebenso besitzen auch von den nordfriesischen Inseln Amrum und Föhr einen diluvialen, sowie Sylt in seinem Glimmerthon einen miocänen, sich über das heutige Meeresniveau erhebenden Kern. Durch die der Küste folgende Meereströmung sind hier Nehrungen angeschwemmt worden, auf denen sich mächtige Dünenzüge entwickelten. Dieser Uferwall wurde dann durch die zerstörende Kraft der Nordseewellen mehrfach durchbrochen und das dahinter gelegene Marschland verwandelte sich in das sogen. Wattenmeer mit seinen flachen, zur Ebbezeit zum Teil unbedeckten Sandbänken. Das Meer drang, nachdem der Schutzstreifen durchbrochen war, oft weit in das Land ein und schnitt tiefe Furchen ein, die dort den Namen „Balgen“ führen. Nur durch die rastlose Arbeit vieler Jahrhunderte haben hier die Bewohner der weiteren Küstenzerstörung durch die Deichbauten ein Ziel gesetzt und dem Meere einen außerordentlich fruchtbaren Küstenstrich, die sogen. Marschen, abgewonnen.

Ein bekanntes Beispiel für die bedeutende Küstenzerstörung innerhalb der bewegten Nordsee bietet die Insel Helgoland, welche nach einer allerdings auf unsicheren historischen Angaben beruhenden Berechnung Lappenbergs¹⁾ im Jahre 800 n. Chr. noch die Größe von $1\frac{1}{2}$ Quadratmeilen besessen haben soll, während die beiden Klippen gegenwärtig nicht einmal mehr den 100. Teil einer Quadratmeile einnehmen. Im Gegensatze dazu ist Wiebel²⁾ den Vorstellungen von einem bedeutend größeren Umfange der Insel in geschichtlicher Zeit entgegentreten. Seine eingehenden Untersuchungen führten ihn zu dem Resultat, daß die fortschreitende Küstenzerstörung dort in 100 Jahren ungefähr 10 Fuß betrage und daß die Insel demnach zur Zeit Karls des Großen nur wenig größer gewesen sei als jetzt. Bei einem Besuch der Insel im Sommer 1891 konnte ich mich davon überzeugen, daß die Zerstörung der Küste durch die Brandungswelle jetzt nur eine verhältnismäßig geringe sein kann, da sich eine breite Abrasionsfläche im Umkreise der Insel gebildet hat, an deren äußerer Kante die Brandungswelle gebrochen wird, ehe sie die Steilküste erreicht. Durch einen älteren Bewohner der Insel wurde mir mitgeteilt, daß die Hauptzerstörung im Winter durch Frost erfolgt. Die herabgefallenen Schuttmassen werden dann von Zeit zu Zeit bei Sturmfluten durch die Brandungswelle fortgeführt.

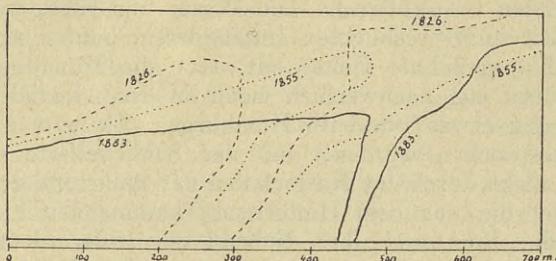
Auch die Ostseeküsten haben in der Postglacialzeit bedeutenden Landverlust erlitten. Die Veränderungen an den Küsten von Rügen,

¹⁾ Lappenberg, Ueber den ehemaligen Umfang und die alte Geschichte Helgolands. (Verhandl. d. deutsch. Naturf. u. Aerzte. Hamburg 1830.)

²⁾ K. W. M. Wiebel, Die Insel Helgoland, Untersuchungen über deren Größe in Vorzeit und Gegenwart vom Standpunkte der Geschichte und Geologie. Hamburg 1848.

Neuvorpommern und Hinterpommern sind von P. Lehmann¹⁾ eingehend geschildert worden. Arkona auf Rügen und die Greifswalder Oie haben nach seinen Berechnungen in 1000 Jahren einen Landverlust von 300 bis 400 m gehabt, während derselbe an verschiedenen Stellen der pommerschen Küste 20—200 m beträgt. Auf Arkona ist es nach R. Credner²⁾ nicht die gegen den Leuchtturm vorrückende Brandungswelle der See, welche den Landverlust bedingt, sondern das Rückwärtsschreiten einer Schlucht inmitten des Diluvialufers. Durch eindringende Sickerwasser werden die zwischen den Kreideschollen von Gellort und der Jaromarburg eingekielten Diluvialmassen erweicht und gleiten langsam und allmählich gegen den Strand zu vor. Einen sehr wichtigen Beitrag zur Kenntnis der Küstengestaltung hat E. Bornhöft³⁾ durch seine Arbeit über den Greifswalder Bodden geliefert. Er kommt darin zu der Ansicht, daß das Becken dieser Meeresbucht während des Hauptabschnittes der Alluvialzeit an seiner Ostseite gegen die Ostsee abgeschlossen war,

Fig. 33.



Mündungsverschiebungen des Lebaflusses an der pommerschen Küste
(nach Lehmann).

so daß eine Landverbindung zwischen Mönchgut auf Rügen, den Inseln Greifswalder Oie und Ruden und der pommerschen Küste bestand. Dies deuten schon die unterseeischen Rücken an, welche auf der von Bornhöft entworfenen Tiefenkarte des Greifswalder Boddens sehr deutlich hervortreten. Das Relief des Boddengrundes hat sich im wesentlichen durch die Erosion und Denudation fließenden Wassers herausgebildet und erst in historischer Zeit ist durch Sturmfluten der östliche Landdamm zerstört und der Bodden mit der Ostsee unmittelbar verbunden worden.

Bei dem Kampf der Flüsse mit den Strömungen der See, in welche sie einmünden, werden oft schon in kurzer Zeit bedeutende Verschiebungen der Mündungsstelle der Flüsse herbeigeführt. Die Strömung der See an der pommerschen Ostseeküste verläuft von West nach Ost

¹⁾ P. Lehmann, Pommerns Küste von der Dievenow bis zum Darß. Breslau 1878, und Das Küstengebiet Hinterpommerns. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, Bd. 19, 1884, S. 332—404.)

²⁾ R. Credner, Rügen. (Diese Forschungen VII, 5, S. 476—478.)

³⁾ E. Bornhöft, Der Greifswalder Bodden, seine Morphologie, geologische Zusammensetzung und Entwicklungsgeschichte. (II. Jahress. d. geogr. Ges. zu Greifswald 1883/84.)

und die Verschiebungen der Flußmündungen erfolgen gewöhnlich in gleicher Richtung. Sehr schön ist dies an dem von Lehmann mitgeteilten Beispiel der Lebamündung zu sehen, deren Verschiebungen in den Jahren 1826—1883 die beigelegte Abbildung (Fig. 33) zeigt.

Macht sich auf der einen Seite durch die Küstenzerstörung ein immerwährender Landverlust bemerkbar, so wird auf der anderen Seite durch Anschwemmungen eine bedeutende Landvermehrung in den Küstengebieten hervorgerufen. An die längs der Nordseeküste noch in einzelnen Inselkernen hervortretenden Diluvialerhebungen schwemmten die Meeresströmungen Sandmassen an und es bildeten sich zunächst schmale Sandwälle, deren Material von den Winden erfaßt und zu hohen Dünenketten aufgetürmt wurde. Unter dem Schutze dieser ursprünglich eine lange Nehrung bildenden Sandkämme konnten sich die feinen Schlammassen, welche Elbe und Weser bis in das Meer hinausschafften, absetzen und es entstanden auf diese Weise die schon mehrfach erwähnten Klei- oder Marschböden, welche einen scharfen Gegensatz bilden zu dem meist sandigen und unfruchtbaren höher gelegenen diluvialen Geestland. Die Weser und Elbe, welche noch in historischer Zeit in Meeresbucht einmündeten, bauten sich verhältnismäßig schnell ausgedehnte Deltas auf, denn die Mündung der Elbe in eine Meeresbucht lag nachweislich noch in der Alluvialzeit bei Hamburg oder sogar etwas oberhalb Hamburgs. Es ist von Prestel¹⁾ die Ansicht ausgesprochen worden, daß der Schlickabsatz an der Küste Ostfrieslands nicht durch das Niederfallen der Sinkstoffe gebildet werden könne, welche die aus dem Hinterlande kommenden Flüsse mit sich führen, da die Ems und ihre Nebenflüsse außerordentlich arm an Schwemmstoffen seien. Er nimmt daher an, daß das dortige Schlickmaterial durch die Zerstörung der schottischen und englischen Küste geliefert und durch die Strömung der Nordsee an die deutsche und holländische Küste getrieben würde, um dort zum Absatz zu gelangen. Diese Hypothese wird jedoch dadurch widerlegt, daß das Nordseewasser zwischen Großbritannien und Deutschland nirgends eine nennenswerte Trübung zeigt, sondern daß diese sich erst innerhalb des Wattenmeeres einstellt. Nach Ansicht der meisten Forscher haben die von Elbe und Weser in das Meer hinausgeschafften Sedimente einen wesentlichen Anteil an der Schlickbildung. Sie fallen nieder, wie Kutzen²⁾ bemerkt, in gewissen Stauzeiten, in denen Ebbe und Flut zusammentreten und gegeneinander wirken, wodurch dann alle Strömung aufgehoben oder so sehr verlangsamt wird, daß die zuvor vom Wasser mitgeführten Stoffe zum Sinken kommen müssen. Durch die immerwährenden Angriffe des Meeres auf die Küste werden die früher abgesetzten Schlickschichten immer wieder aufgewühlt und an anderen Stellen wieder abgesetzt. Bekanntlich liefert auch das Meer durch die zugleich mit dem Thonschlamm niedersinkenden Diatomeen einen bedeutenden Prozentsatz zur Marschbildung, welcher nach Prestel sogar in den obersten Lagen,

¹⁾ a. a. O. S. 74—81.

²⁾ Kutzen, Das deutsche Land. 4. Aufl., umgearbeitet von V. Steinecke. Breslau 1900, S. 487 ff.

die in jeder Ebbezeit im Hafen von Emden abgesetzt werden, fast $\frac{3}{5}$ beträgt. Ehrenberg hat nach seinen Untersuchungen die organischen marinen Bestandteile des Schlickes auf $\frac{1}{20}$ des Volums berechnet. Die große Fruchtbarkeit dieses Bodens beruht im wesentlichen mit auf diesen stickstoffreichen organischen Beimengungen. Was die schmale Schlickzone an der Westküste Schleswig-Holsteins betrifft, so mag die Schilderung L. Meyns¹⁾ hier eine Stelle finden: „Der Marschklei, die einzige Erdart, aus welcher die ganze horizontale Fläche dieses letzten Gürtels bis zu oft beträchtlicher Tiefe zusammengesetzt ist, erscheint als ein mehr oder weniger sandiger und glimmerreicher Schlick, welchen die Nordsee und die in dies Meer mündenden Flüsse, namentlich die Elbe, Eider und Widau mit ihren Nebenflüssen unter der Einwirkung von Ebbe und Flut auf den sandigen Platten und Watten absetzen. Gebildet wird dieser Schlick aus den feinerdigen Stoffen, welche die Flüsse von oben herabbringen, mehr von zerstörten, älteren Flussalluvionen als von zerstörtem Gebirge herrührend, aus dem Mineralstaub, den das Meer an den benachbarten tertiären, diluvialen und alluvialen Küsten abnagt, dem feinen Meeressande, welcher durch die Brandung mit in Suspension gebracht wird, den Resten mikroskopischer Pflanzen und Tiere des Meeres selber und der in das Meer geführten Süßwasserbewohner, den Humussäuren der von allen Seiten kommenden Moorwasser, welche sich mit den Kalk- und Talkerdesalzen des Meeres niederschlagen — kurz aus einer Summe von Bestandteilen, welche mit geringen Ausnahmen die äußerste Fruchtbarkeit, namentlich für die Korn-, Oel- und Hülsenfrüchte und eine bis zu ungewöhnlichen Tiefen reichende, fast gar nicht schwankende Zusammensetzung der tragfähigen Krume garantieren.“

Während an der Nordseeküste die früher vorhandenen, durch die Inselreihe angedeuteten Nehrungen den Angriffen des Meeres nicht standhielten und den weiteren Zerstörungen nur durch umfassende Deichbauten vorgebeugt worden ist, sind an den Gestaden der weit ruhigeren Ostsee die Nehrungen mit den dahinter liegenden Haffen erhalten geblieben. Letztere haben jedoch in postglacialer Zeit eine bedeutende Umgestaltung erfahren, indem sich die darin einmündenden Flüsse ausgedehnte Deltas aufbauten. Eine Ausnahme macht jedoch das Stettiner Haff, welches in seinem südlichen Teile vertorft ist und nur eine ganz unbedeutende Verschlickung an den Rändern der Oder und Reglitz zeigt. Das durch große Fruchtbarkeit sich auszeichnende, meist mit Schlick erfüllte Weichseldelta, welches von Jentzsch²⁾ eingehend untersucht worden ist, nimmt den ganzen westlichen Teil des ehemaligen Haffes ein und hat nur noch den schmalen östlichen Ausläufer, das heutige nur 2—3 m tiefe Frische Haff freigelassen. Die Alluvionen des Weichseldeltas besitzen nach Jentzsch eine durchschnittliche Mächtigkeit von 9 m. Aus dem Vorkommen der aus dem Schlick heraus-

¹⁾ L. Meyn, Die Bodenverhältnisse Schleswig-Holsteins. (Abhandl. zur geol. Spezialkarte von Preußen u. s. w. Bd. III, Heft 3, S. 34 u. 35.)

²⁾ A. Jentzsch, Geologische Skizze des Weichseldeltas. (Schr. d. physik. ökon. Ges. in Königsberg, Bd. XXI, 1880.)

ragenden Heidesandrücken, welche als marine Strandsande von Berendt aufgefaßt wurden, schließt Jentzsch, daß das Weichseldelta, ebenso wie dies Berendt¹⁾ für das Memeldelta gefolgt hatte, in altalluvialer Zeit mindestens 10—13 m unter dem heutigen Meeressniveau gelegen haben muß. Daß auch in jungalluvialer Zeit das Land dort noch höher gelegen haben soll als heutzutage, dafür scheinen mir die angeführten Thatsachen, namentlich das Vorkommen von Torf unter dem gegenwärtigen Haffspiegel, noch nicht beweisend zu sein. Das Memeldelta unterscheidet sich darin vom Weichseldelta, daß in ersterem der Schlick weit mehr zurücktritt und ausgedehnte Moosbrüche darin vorkommen. Was das Hervortreten der Deltabildungen über den heutigen Wasserspiegel anlangt, so ist R. Credner²⁾ geneigt, dasselbe auf eine sekuläre Hebung der Festlandküsten und ein damit verbundenes Sinken des Wasserspiegels zurückzuführen. Der Umstand, daß die Flüsse uneingedeicht noch gegenwärtig bei Hochfluten ihre Deltas zum Teil überschwemmen würden, ist jedoch vielleicht ausreichend, um die allmähliche Aufhöhung und das Emporsteigen des Deltas über den gewöhnlichen Wasserstand zu erklären.

Es ist bereits mehrfach hervorgehoben worden, daß die Bildung der Stranddünen einen wesentlichen Einfluß auf die Gestaltung der Küste und des Hinterlandes besitzt. Sehr eingehend sind diese Verhältnisse von Berendt auf der Kurischen Nehrung erforscht worden. Das beste und ausführlichste Buch, welches wir über Dünen und namentlich über die deutschen Dünen der Küstengebiete besitzen, ist das jüngst erschienene Handbuch des deutschen Dünenbaus, herausgegeben von P. Gerhardt³⁾, in welchem A. Jentzsch den Abschnitt „Geologie der Dünen“ verfaßt hat.

Namentlich ist es das Wandern der Dünen, welches bedeutsame Veränderungen hervorruft. Berendt berechnet den jährlichen Fortschritt derselben für die Kurische Nehrung zu 6 m im Durchschnitt. Aus einem mitgeteilten Profile geht hervor, daß die Kirche des Dorfes Kunzen, welche zu Anfang dieses Jahrhunderts an der Haffseite hinter der Düne lag und in den 30er Jahren vollständig vom Sande begraben wurde, im Jahre 1868 mit ihrem Kirchhof und anderthalb Hausstellen vor der Düne auf der Seeseite wieder zum Vorschein gekommen war. Auch an der Frischen Nehrung und an der pommerschen Küste haben die Dünen durch ihre Wanderungen zum Teil bedeutende Verwüstungen angerichtet. Von dem Borne⁴⁾ berichtet von der 30 m hohen Düne in der Gegend bei Leba und Schmolsin, zwischen Jershöft und Stolpmünde an der Mündung der Rega, daß ihr jährliches Vorschreiten an einigen Stellen 0,3, an anderen dagegen 4,7 m und mehr beträgt, und daß

¹⁾ G. Berendt, Die Geologie des Kurischen Haffes und seiner Umgebung. Königsberg 1869.

²⁾ R. Credner, Die Deltas, ihre Morphologie, geographische Verbreitung und Entstehungsbedingungen. (Ergänzungsheft Nr. 56 zu Petermanns „Geographischen Mitteilungen“, 1878.)

³⁾ Berlin 1900.

⁴⁾ Von dem Borne, Zur Geognosie der Provinz Pommern. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. IX, 1857, S. 473—478.)

Wälder, Wiesen und fruchtbare Aecker dort vom Sande verschüttet worden sind. Wie mannigfache Veränderungen das dortige Küstenland erlitten hat, zeigt ein Schichtenprofil, welches in einer Torfgrube im Dünengebiete bloßgelegt war. Hier waren folgende Schichten von oben nach unten aufgeschlossen:

Dünensand	0,94 m
Torf	0,47 "
Dünensand	0,47 "
Dünensand mit Wurzeln von Strandhafer . .	0,08 "
Dünensand	0,47 "
Torf	1,88 "

Wiesenkalk, nicht durchgraben.

An flachen Küsten, die durch die Meeresströmung reichliche Sandzufuhr erhalten, bilden sich unter günstigen Bedingungen ganze Systeme paralleler Vordünen aus, die als schmale Rücken annähernd gleiche Abstände voneinander besitzen und von denen jede einzelne ursprünglich als Stranddüne in der Weise gebildet wurde, daß die dem Meere zunächst liegende stets als jüngste zu betrachten ist. Jentzsch¹⁾ hat die Bildung dieser Vordünensysteme an zwei trefflichen Beispielen näher erläutert, nämlich am Darß bei Prerow in Vorpommern und bei Swinemünde. Diese lassen erkennen, daß sich hier die Küste allmählich in das Meer hinein verschiebt, ohne daß eine Hebung des Küstengebietes dabei angenommen zu werden braucht. Ganz ähnliche Dünensysteme sind auch von Jessen auf Blatt Skagen der dänischen geologischen Karte 1:100 000 beschrieben worden.

Auch P. Lehmann²⁾ hat den Veränderungen der Dünenzüge an der hinterpommerschen Küste eine genaue Beachtung zu teil werden lassen. Er hat gezeigt, daß die oftmaligen bereits oben erwähnten Verschiebungen des Flußbettes, welche im Laufe dieses Jahrhunderts an der Lebamündung stattgefunden haben, von den durch Sturmfluten veranlaßten Meeresströmungen sowie auch von den aus westlicher Richtung anrückenden Dünen hervorgerufen worden sind. Bei der Lübtower Düne wird das durchschnittliche jährliche Fortschreiten auf 8,9 m, für den Weißen Berg im Osten von Wittenberg auf 8,7 m von ihm berechnet.

Bei genauen Messungen, die K. Keilhack³⁾ in dem Dünengebiete bei Schlackow westlich von Stolpmünde an einer 25 m hohen (I) und an einer 4—6 m hohen Wanderdüne (II) in der Zeit von Oktober 1894 bis Oktober 1896 ausführte, erhielt er für das jährliche Vorrücken folgende Zahlen:

¹⁾ Handbuch des deutschen Dünenbaues, herausgeg. von P. Gerhardt. I. Abschnitt. Jentzsch, Die Geologie der Dünen, S. 60—63.

²⁾ F. W. P. Lehmann, Das Küstengebiet Hinterpommerns. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin XIX, 1884, S. 332—404.)

³⁾ K. Keilhack, Beobachtungen über die Bewegungsgeschwindigkeit zweier Wanderdünen zwischen Rügenwalde und Stolpmünde. (Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. f. 1896. Berlin 1897, S. 194—198.)

I nördlicher Teil	10 ^{3/4} m
I südlicher "	10 ^{1/2} "
II "	17 "

Der landschaftliche Charakter der Küstendünen ähnelt sehr demjenigen der Binnendünen, nur sind erstere infolge der größeren Gewalt des vom Meere her ungebrochen wehenden Windes im allgemeinen bedeutend höher als letztere. Seit einer Reihe von Jahren ist man eifrig bemüht, die verheerenden Wirkungen der Wanderdünen energisch zu bekämpfen. Dies geschieht durch Bepflanzung sowie durch Abschneiden der weiteren Sandzufuhr von der Küste her, indem man zwischen der Vordüne und Hauptdüne Laubwald oder Kiefern anpflanzt, durch welche der von der Vordüne kommende Sand abgefangen wird.

In der Gliederung der Quartärbildungen (S. 237) ist der Versuch gemacht, auch die Postglacialzeit spezieller als bisher zu gliedern. Da wir nach den Untersuchungen v. Fischer-Benzons berechtigt sind, in Uebereinstimmung mit dänischen, norwegischen und schwedischen Forschern vier Vegetationsperioden der postglacialen Torfmoore anzunehmen, so können wir dieselben unserer Einteilung jetzt ebenfalls zu Grunde legen. Doch vermag ich v. Fischer-Benzon darin nicht zu folgen, daß er die beiden Perioden der Birke und Kiefer zur Interglacialzeit rechnet, vielmehr scheint mir das postglaciale Alter derselben außer Frage zu stehen. Die Parallelisierung der Vegetationsperioden mit den Hebung- und Senkungserscheinungen des baltischen Küstengebietes lehnt sich an die Ergebnisse der skandinavischen Forscher an, insonderheit an Munthes Gliederung vom Jahre 1896. Natürlich sind keine ganz scharfen Grenzen zu ziehen, denn das Vorkommen von Resten der Zitterpappel und Birke reicht in Schweden noch in die spätglaciale Zeit zurück, während die Ausbreitung der Eiche schon gegen den Schluß der Ancyluszeit begonnen hat. Direkte Anzeichen für eine postglaciale Senkungsperiode liegen allerdings an der deutschen Ostseeküste bis jetzt nur in den von Geinitz dem Litorinameere zugeschriebenen Absätzen im Conventer See, bei Warnemünde und Wismar vor, aber die gegenwärtig circa 20 m und mehr unter dem Meeresspiegel gelegenen älteren Torfschichten weisen sowohl auf eine entsprechend höhere Lage zur Zeit ihres Entstehens als auch auf eine darauf folgende Senkung der deutschen Küste hin. Der Schlickabsatz im mittleren Teil der alten Thäler scheint mir der Hauptsache nach einer Periode der Senkung anzugehören, während die Herausbildung der jüngsten Thalsandstufe sich wahrscheinlich von der spätglacialen Epoche noch bis in die Ancyluszeit erstreckt haben wird.



WYDZIAŁY POLITECHNICZNE KRAKÓW

BIBLIOTEKA GŁÓWNA

||

L. inw.

7866

Biblioteka Politechniki Krakowskiej



100000299605