Einige wesentliche Charakterzüge der nordwestdeutschen Diluvialmorphologie.

(Etwas erweiterter Vortrag, gehalten auf der Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Lübeck am 5. August 1933.)

Von F. Dewers, Bremen.

(Mit 4 Figuren.)

Der Unterschied in der Gestaltung der noch während der Weichselvereisung vom Inlandeise bedeckten jungdiluvialen Landschaft und der durch die älteren Vereisungen geformten altdiluvialen ist schon von einer Reihe von Autoren — für Nordwestdeutschland insbesondere von W. Wolff (1915), C. Gagel (1919), K. Gripp (1924), J. Stoller (1925) — behandelt worden. W. Wolff (1915) und im umfassenderen Maße K. Gripp (1924) haben den Formenunterschied zwischen der Jungmoränenlandschaft und der Altmoränenlandschaft zur Feststellung der äußersten Grenze der letzten Vereisung in Nordwestdeutschland benutzt. Den kuppigen Formen der Jungmoränenlandschaft mit den unausgeglichenen Flußläufen und den vielen abflußlosen Becken stehen die flachen, ausgeglichenen, gut drainierten der Altmoränenlandschaft gegenüber, in der abflußlose Eintiefungen stark zurücktreten.

Dieser Auffassung ist von W. Scharf (1928) für das Gebiet östlich von Bremerhaven widersprochen worden. Es waren vor allem abflußlose, moorerfüllte Senken, sollartige Eintiefungen bei Geestenseth und „unruhige kies- und schotterbedeckte Spülflächen", welche ihn zu dem Schluß führten, daß entweder der genannte Bezirk zum Jungdiluvium zu stellen sei oder die Unterscheidungsmerkmale zwischen Jung- und Altdiluvium abgeändert werden müßten.

Die Fragestellung bei der morphologischen Behandlung von Altmoränenlandschaften wird ja immer wieder darauf hinauslaufen, Anhaltspunkte dafür zu gewinnen, in welchem Zustande das letzte für die Gestaltung in Frage kommende Inlandeis (in Nordwest-

deutschland nach unseren heutigen Kenntnissen das der Saale-Vereisung) bei seinem Rückzuge das Gebiet hinterlassen hat, um dann durch den Vergleich mit der heutigen Beschaffenheit einen Gradmesser für das Ausmaß der stattgehabten Veränderung zu bekommen. Zu diesem Zwecke steht uns wegen der Aehnlichkeit der Beschaffenheit des Untergrundes, des Klimas usw. in der Hauptsache nur die Jungmoränenlandschaft in Norddeutschland zur Verfügung und selbst hier können die Bedingungen für die Landschaftsformung z. B. infolge des Vorhandenseins des Ostseebeckens und seines Einflusses auf die Eisbewegung andere gewesen sein als in Nordwestdeutschland, so daß wir immer mit einem starken Unsicherheitsfaktor arbeiten, wenn wir die ursprüngliche Gestalt des nordwestdeutschen Flachlandes in ihren allgemeinen Zügen der des heutigen Jungdiluviums in der weiteren Umgebung der Ostsee gleichsetzen.

Wir müssen uns daher bei einer Untersuchung des Altdiluviums zunächst an Formen halten, von denen wir mit großer Wahrscheinlichkeit annehmen können, daß sie ursprünglich entsprechenden der Jungmoränenlandschaft sehr ähnlich gewesen sind. Es sind dies in erster Linie gewisse Endmoränen, z. B. die Dammer Berge (DEWERS 1928) im südlichen Oldenburg. Diese mächtige Stauchmoräne erhebt sich bei ca. 10 km maximaler Breite und 30 km Länge bis zu 105 m über ihrer aus Talsanden bestehenden Umgebung. Sie kann also in ihren Ausmaßen sehr gut mit jungdiluvialen Endmoränen, etwa mit den Hüttener Bergen in Schleswig-Holstein, verglichen werden. Im Gegensatz zu den letzteren und anderen weichseleiszeitlichen Endmoränen fehlen aber abflußlose Senken ganz, man findet ferner ein völlig ausgereiftes Entwässerungssystem, das dem natürlichen Gefälle vollkommen folgt, und schließlich fehlt das unruhige Gewirr von Kuppen, welches die jungdiluviale Landschaft so reiz- und abwechslungsvoll macht. Für Altmoränenlandschaften mit großen Höhenunterschieden und damit erheblicher Erosionsenergie muß also unbedingt an der Charakterisierung als Abtragungslandschaften im Gripp'schen Sinne festgehalten werden. Und da der Grund für diese von der Jungmoränenlandschaft abweichende Gestaltung der nordwestdeutschen Altmoränenlandschaft — nämlich das größere Alter — auch für die flacheren Diluvialgebiete Nordwestdeutschlands gilt, so muß man annehmen, daß diese letzteren sich nicht grundsätzlich sondern nur durch das geringere Ausmaß der Abtragung von den Hochgebieten unterscheiden.

Es ist bekannt und braucht hier nicht durch Literaturzitate belegt zu werden, daß die bei der Abtragung tätigen atmosphärischen Kräfte wie Wind, Niederschläge, Frost während der eigentlichen Eiszeiten infolge der niedrigen Temperaturen und der damit ver-

bundenen Pflanzenarmut und Bodenfrosterscheinungen (Fließerden!) im periglazialen Gebiet in viel ausgedehnterem Maße wirksam waren als heute. Auf Einzelheiten soll an dieser Stelle nicht eingegangen werden, nur ist es nötig, insbesondere gegenüber der älteren Literatur zu betonen, daß die heutige Oberfläche und damit auch die unmittelbar an der Oberfläche anstehenden Ablagerungen nicht mehr die ursprünglich vom Eise und seinen Schmelzwässern gebildeten sind. Es sind (abgesehen von Dünen, Flußablagerungen und anderen jungen Sedimenten) Restbildungen, welche die Spuren der stattgehabten Einwirkungen an sich tragen und z. T. gestatten, aus eben diesen Spuren die Art der Einwirkungen abzulesen.

In diesem Zusammenhange verdienen vor allem die Gebiete hervorgehoben zu werden, welche ganz oder vorwiegend aus sandigen und kiesigen Ablagerungen aufgebaut sind. Sie sind in Nordwestdeutschland weitverbreitet und gaben ehedem die Unterlage ab für die jetzt infolge Kultivierung in schnellem Schwinden begriffenen Heidelandschaften. Von ihnen soll im folgenden ausschließlich die Rede sein.

Fig. 1. Normales Steinsohlen-Profil. a Flugsanddecke, b Steinsohle, c entschichtete fluvioglaziale Sande, d desgl. mit erhaltener Schichtung. (Aus Dewers, 1930.)

Die beigegebene Fig. 1 gibt ein Profilschema durch die obersten Bodenschichten wieder, wie wir es in regionaler Verbreitung überall dort vorfinden, wo der Boden durch den Pflug noch nicht umgestaltet ist. Besonders hervorzuheben ist die Steinsohle (b in Fig. 1), die eine ausgesprochene Restbildung darstellt. In ihrer flächenhaften Ausbildung ist sie vorwiegend ein Erzeugnis des Windes, der während des periglazialen Klimas der Weichselvereisung, von Pflanzenwuchs kaum behindert, eine vielfach noch nicht genügend gewürdigte umfangreiche abtragende und umlagernde Tätigkeit entfalten konnte. Windkanter finden sich daher häufig, an Stellen, die dem Winde

stark ausgesetzt waren (Hümmling, Dammer Berge, Heisterberg und Schneerener Berge bei Nienburg usw.) geradezu massenhaft. Gegenüber DÜCKER (1933 a), der die Steinsohle wenigstens zum Teil als Brodelpflaster auffassen will, sei betont, daß sie erstens vielfach über Sanden von z. T. grobem Korn liegt, die nach TABER (1929, 1930) und BESKOW (1930) für die Vorgänge der Frosthebung und in gleicher Weise auch für ähnliche, auf niedrige Temperaturen zurückzuführende Bewegungen im Boden (Brodelbewegungen u. dergl.) ein ganz ungeeignetes Material darstellen. Zweitens sieht man die Steine der Steinsohle an solchen Stellen, an denen eine genügend mächtige Decke von Flottsand (Löß) für den nötigen Schutz gegen Pflanzenwurzeln und wühlende Tiere gedient hat, unmittelbar über tadellos geschichteten fluvioglazialen Sanden liegen (DEWERS 1932). Sie können hier also nicht durch Brodelbewegungen an die einstmalige Oberfläche gelangt sein, da dann die Schichtung der durchwanderten Sande hätte gestört werden müssen. „Brodelpflaster" können, falls sie sich überhaupt einwandfrei nachweisen lassen sollten, wenigstens in Sandgebieten nur von ganz untergeordneter Bedeutung sein.

Ueber der Steinsohle liegt in dem Normalprofil (a in Fig. 1) eine ca. 20—25 cm mächtige Schicht von mehr oder weniger steinfreiem Sand. Beim erstmaligen Umpflügen von Heideland wird bei flacher Stellung des Pfluges die Steinsohle oft nicht ganz erreicht und man glaubt dann einen völlig steinfreien Acker vor sich zu haben. Bei weiterer Kultur werden dann allmählich immer mehr Steine an die Oberfläche gebracht. Auf diesem Zusammenhang mag z. T. der Glaube der Bauern beruhen, die Steine „wüchsen" im Boden. Ob das aus zirkumpolaren Gegenden seit längerer Zeit bekannte „Auffrieren" von Steinen, welches von BESKOW (1930) auf Grund eigener und der TABER'schen Untersuchungen (1929, 1930) eine neue Erklärung gefunden hat, auch heute noch in demselben Sinne wirksam ist, muß zunächst dahingestellt bleiben. DÜCKER hat sich (1933 b) in diesem Sinne ausgesprochen. Daß die Steinsohle sich unter ihrer Sandbedeckung offenbar durch Jahrtausende hindurch so gut gehalten hat, zeugt jedenfalls dafür, daß für Sandboden auch heute das Auffrieren keine Bedeutung hat, was nach den TABER'schen und BESKOW'schen Untersuchungen auch nicht zu erwarten ist. Außerdem ist es möglich, daß kleine Anläufe dazu durch den Filz der Heidewurzeln und die dadurch dem Boden gegebene Elastizität sofort nach dem Fortschmelzen der unter den Steinen gebildeten Eisschicht wieder rückgängig gemacht werden. Außerdem möchte ich noch einmal (DEWERS 1932) darauf aufmerksam machen, daß unter Flottsand von genügender Mächtigkeit auf einer Unterlage von Geschiebelehm die Steinsohle oft recht gut erhalten ist. Sie hat also über und unter sich Gesteine, die auch nach BESKOW infolge ausreichenden Gehaltes an höherdispersen Teil-

chen für Frosthebung und ähnliche Bodenfrosterscheinungen geeignet sind. Weshalb sind die Steine bei der allmählichen Bedeckung durch Flottsand (Löß) bei dem damaligen doch wesentlich kälteren Klima (wenn man den Löß als periglaziale Fazies ansieht) nicht ständig durch diesen hindurch nach oben gewandert, und weshalb sollten sie es jetzt tun, wenn sie es damals nicht getan haben? Die Tatsachen zeigen jedenfalls, daß die heute in der Arktis gemachten Beobachtungen nicht ohne große Vorsicht auf die eiszeitlichen (noch weniger auf die heutigen) Verhältnisse unserer Gegend übertragen werden können. Der höhere Sonnenstand, den wir aller Wahrscheinlichkeit nach im Sommer bei uns gehabt haben, die vielleicht größere oder wenigstens in Bezug auf die winterliche Frostperiode früher eintretende Schneebedeckung können auf die Ausbildung dieser Bodenfrosterscheinungen von großer Bedeutung gewesen sein.

Die über der Steinsohle häufig beobachtete, auf größere Erstreckungen in ihrer geringen Mächtigkeit von ca. 20—25 cm gleichbleibende Schicht von häufig ganz steinfreiem, zum mindesten aber steinarmem Sand (a in Fig. 1) läßt sich nicht ganz leicht erklären. Seiner Körnung nach kann dieser Sand durchaus Flugsand sein. Daher scheint es mir auch am wahrscheinlichsten, anzunehmen, daß es sich um die letzten Flugsande handelt, die sich während der Zeit des Abklingens des periglazialen Klimas zwischen den sich immer dichter ansiedelnden Pflanzen ablagerten und bald festgelegt wurden. Ihre Ablagerungsdauer dürfte sehr kurz gewesen sein und ihre Mächtigkeit steht in Zusammenhang mit der Höhe des Pflanzenwuchses (Gräser?).

Es liegt der Versuch nahe, aus der in der Steinsohle vorhandenen Geschiebemenge auf das Maß der Abtragung zu schließen. Da die Steinsohle durchweg nur aus einer Lage von Steinen besteht, ist die in ihr enthaltene Geschiebemenge nicht allzu groß und die zu ihrer Bildung notwendige Abtragung braucht nicht als sehr erheblich angenommen zu werden. Es ist aber zu berücksichtigen, daß während des eiszeitlichen Klimas wahrscheinlich ein stärkeres Zerfrieren der der Witterung ausgesetzten Geschiebe oder Gerölle stattfand und nur die widerstandsfähigsten und die zuletzt an die Oberfläche gelangten übrigblieben. Außerdem kann die Steinführung der Ausgangsschichten, aus denen die Steinsohle gebildet wurde, besonders wenn es sich um sandig-kiesige Ablagerungen handelt, sehr gering gewesen sein.

Nicht immer ist die Steinsohle so gut erhalten, wie es das Schema zeigt, sondern häufig mehr oder weniger gestört. Im Profil äußert sich das darin, daß die Steine nicht mehr in einer zur Erdoberfläche parallelen Linie liegen, sondern aus dieser Linie nach oben und nach unten verschoben sind (nicht nur nach oben, wie Dücker 1933 b behauptet). Wir finden dann als Hangendes einen

schichtungslosen, regellos mit Steinen durchsetzten Sand, der gewöhnlich als „Geschiebedecksand“ bezeichnet wird. Uebergänge zwischen einer gut ausgebildeten Steinsohle und dem Geschiebedecksand sind häufig. Die Störung der Steinsohle ist auf die Tätigkeit der Pflanzenwurzeln, in geringerem Maße auf die der wühlenden Tiere zurückzuführen, wie ich an anderer Stelle (Dewers 1930, 1933) ausführlich dargelegt habe. Um Mißverständnisse zu vermeiden, sei bemerkt, daß die hier kurz geschilderte Bildung des „Geschiebedecksandes“ nicht die allein mögliche ist. Eine ausführliche Darlegung der verschiedenen Bildungsmöglichkeiten findet sich in einer früheren Veröffentlichung (Dewers 1930).

Unter der Steinsohle findet sich im Normalprofil (c in Fig. 1) ein fluvioglazialer ungeschichteter Sand, der seine ursprünglich vorhandene Schichtung durch Pflanzenwurzeln nachträglich eingebüßt hat. Darunter folgt in charakteristischem Uebergange der geschichtete, also in seiner Textur unveränderte, fluvioglaziale Sand (d in Fig. 1).

Zusammenfassend muß hervorgehoben werden, daß der Geschiebedecksand eine sekundäre Bildung ist und überall dort entstehen muß, wo stein- und sandführende Ablagerungen der Abtragung und Verwitterung nebst Umlagerung anheimfallen. Seine regionale Verbreitung als oberste Bodenschicht ist dadurch ausreichend erklärt. Als Aequivalent der Grundmoräne kann er nur da angesprochen werden, wo seine Entstehung durch oberflächliche Enttonung eines Geschiebelehms genügend wahrscheinlich gemacht werden kann.

Wenn man die oben dargelegte, als gesichert zu betrachtende Erkenntnis, daß die nordwestdeutsche Altmoränenlandschaft eine Abtragungslandschaft ist, folgerichtig ausbaut, muß man zu dem Ergebnis kommen, daß die abtragenden Kräfte von ungleicher Wirkung gewesen sein müssen, je nach dem Widerstande, den die von der Abtragung betroffenen Gesteine geleistet haben. Sowohl dem Winde als auch der abspülenden Wirkung der Niederschläge (Regen, Schneeschmelzwässer) gegenüber müssen grobe Ablagerungen (Steinpackungen, Kiese, steinreiche Geschiebelehme) einen größeren Widerstand entgegengesetzt haben als z. B. mittel- und feinkörnige Sande. Abgesehen vom Geschiebelehm eignen sich die genannten groben Ablagerungen auch nicht zur Bildung von Fließerden. Sie mußten sich also mit Naturnotwendigkeit als Härtlinge im Laufe des Abtragungsvorganges aus ihrer aus feinkörnigeren Sanden bestehenden Umgebung herausarbeiten in Form von Kuppen, Schwellen, Geländestufen usw., genau wie wir das aus der Morphologie älterer Formationen kennen. Jede Ablagerung, die mehr Steine führt als ihre Umgebung bei sonst gleicher petrographischer Beschaffenheit, kommt beispielsweise unter dem Einfluß des Windes früher zur

Ausbildung einer geschlossenen Steinsohle als diese und wird weniger abgetragen. Durch diesen Härtlingscharakter vor allem der Steinpackungen und Kiese wird ein belebender Zug in das sonst auf Einebnung gerichtete Streben der von außen auf die Oberfläche wirkenden Kräfte gebracht. Es entstehen besonders in Gegenden, in denen Kiese und Sande miteinander abwechseln, unruhige Formen, die eine gewisse „Jugendlichkeit“ der Landschaft vortäuschen können. Auch die SCHARF'schen „Spülflächen“ (SCHARF 1928, S. 207) haben ihre vom Autor hervorgehobenen unruhigen Formen auf diese Weise erhalten.

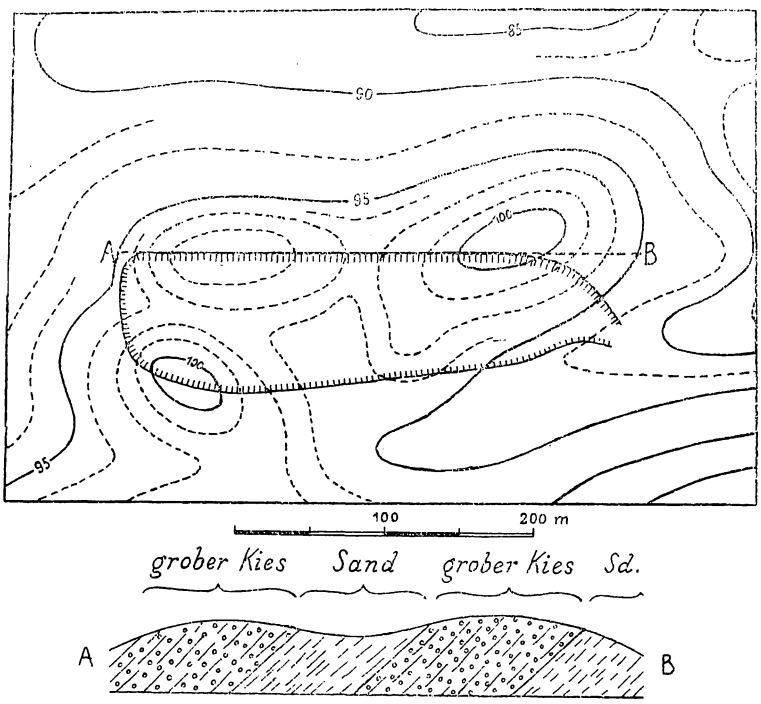

Fig. 2. Lageplan der Sandgrube (Eisenbahnsandgrube) bei Handorf i. O. (Dammer Berge) nebst Profil des Nordstoßes (halbschematisch). Ueberhöhung des Profils 5fach.

Die Fig. 2 soll zur Veranschaulichung eines Beispiels aus den Dammer Bergen, also einem Gebiet mit vergleichsweise starker Erosionsenergie dienen, wo die Sachlage vollkommen klar ist. Fig. 2 zeigt den Lageplan und das Profil des Haupt-(Nord-)-stoßes der

großen, jetzt verfallenen Kiesgrube bei Handorf i. O. Das Profil läßt erkennen, daß die Kuppen mit den Ausbissen der Kiesbänke, die Mulde zwischen beiden Kuppen mit dem der Sandbänke zusammenfallen. Beispiele ähnlicher Art, die sich in größerer Zahl anführen ließen, zeigen, daß in diesen sandig-kiesigen, durch kräftiges Relief ausgezeichneten Endmoränen die Kleinformen im wesentlichen durch die Verteilung der in den Sanden eingeschlossenen Kiesbänke bestimmt sind.

Auf weniger gesichertem Grunde bewegt man sich, wenn man das geschilderte Prinzip auf flachere Gegenden anwendet. Immerhin findet man auch hier zahlreiche Vorkommen von isolierten, einzeln oder gehäuft angeordneten, verhältnismäßig steilgeböschten, vielfach rundlich aber auch unregelmäßig geformten Kuppen, die in ihren höchsten Teilen aus Kies, an den Flanken aus Sanden zusammengesetzt sind. Als Beispiel möge ein Ausschnitt (Fig. 3)

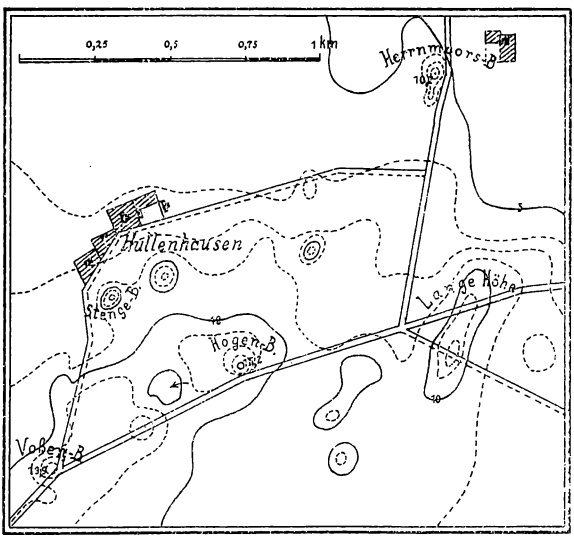

Fig. 3. Ausschnitt aus der „Kieskuppenlandschaft“ in der Wapelniederung südl. Varel i. O.

aus der „Kieskuppenlandschaft“ in der Wapelniederung südlich von Varel i. O. dienen. Man erkennt leicht trotz der Flachheit des Gebietes im allgemeinen und der geringen Höhe von wenigen Metern der Kieskuppen im besonderen das eigentümlich unruhige Relief dieser Landschaft, das eine gewisse Aehnlichkeit mit dem einer schwach

ausgebildeten Kameslandschaft hat. Eine Einzelkuppe aus dieser Landschaft ist in Fig. 4 dargestellt. Sie zeigt ohne weiteres die engen Beziehungen zwischen der äußeren Form und der Anordnung der Kiese und Sande. Eine ähnliche Landschaft findet man z. B. zwischen Marx und Horsten an der ostfriesisch-oldenburgischen Grenze. Beide liegen in flachen, weiträumigen Talflächen, die in südwest-nordöstlicher Richtung in den niedrigen, ungefähr in herzynischer Richtung verlaufenden nordoldenburgisch-ostfriesischen Geestrücken eingeschnitten sind. Wenn man diese Täler als Erosionstäler ansieht, was mir das wahrscheinlichste zu sein scheint, so läßt sich eine Erklärung der Kuppen als Abtragungsreste wohl kaum umgehen. Zum mindesten aber ist ihre jetzige Gestalt weitgehend durch den Härtlingscharakter der Kiese bedingt.

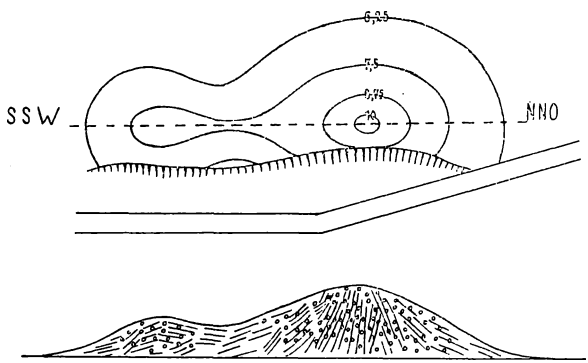

Fig. 4. Grundriß und Profil des Herrnmoors-Berges nordöstl. Hullenhausen in der Wapelniederung. Steilgestellte Kiese in der Hauptkuppe. Darstellung der Sande und Kiese wie in Fig. 2. Ueberhöhung des Profils 5fach.

Daß auch Kuppen vorkommen können, auf die dieses Erklärungsprinzip nicht anwendbar ist, die vielmehr als Reste früher höherer betrachtet werden müssen, ist selbstverständlich. Das geschilderte Prinzip ist ja nur eines der vielen, welche auf die Gestaltung der Landschaft eingewirkt haben.

Für die Frage des Ausmaßes der seit Ablagerung durch das Inlandeis der Saalevereisung und dessen Schmelzwässer erfolgten Abtragung sind die abflußlosen Eintiefungen von der größten Bedeutung. Haben doch gerade diese bei der Unterscheidung der Alt-

und Jungmoränenlandschaft durch GRIPP eine ausschlaggebende Rolle gespielt und ist ihr Vorhandensein im Gebiet der Geeste östlich Bremerhaven-Wesermünde für SCHARF die Veranlassung gewesen, gegen die bestehende Charakteristik der Altmoränenlandschaft Einwendungen zu erheben.

Tatsächlich sind ja abflußlose Becken kleineren oder größeren Ausmaßes in Nordwestdeutschland in gar nicht geringer Zahl vorhanden. Neben den größeren, wassererfüllten Wannen des Dümmer, des Steinhuder Meeres (die durch die Hunte bezw. den Meerbach allerdings einen bescheidenen Abfluß zur Weser haben) und des Zwischenahner Meeres (in Oldenburg) gibt es eine große Menge kleinerer bis kleinster, die ebenfalls teilweise mit Wasser gefüllt, zum größten Teil aber vermoort sind und daher im Landschaftsbild als Eintiefungen nicht auffallen. Für die vorliegenden Zwecke wollen wir zwei Abteilungen unterscheiden:

1. die flachen Becken bis ca. $1^1/_2$—2 m Tiefe,
2. die tieferen Becken.

Es ist als sehr wahrscheinlich zu betrachten, daß die flacheren abflußlosen Eintiefungen in ihrer großen Mehrzahl nichts weiter als Windmulden sind, die in sandigen Gegenden unter dem Einfluß des periglazialen Klimas und der damit im Zusammenhang stehenden mangelhaften Pflanzendecke ausgeblasen wurden. Tatsächlich finden sie sich in solchen Gegenden gehäuft, in denen auch Flugsande in Decken- oder Dünenform eine große Rolle spielen. Man kann z. B. im Hümmling und im anschließenden westlichen Oldenburg bis etwa in die Gegend von Cloppenburg die Verbreitung der sonst im Landschaftsbild morphologisch nicht hervortretenden deckenförmigen Flugsande auf den Meßtischblättern geradezu aus den eingezeichneten, reichlich vorhandenen, kleinen, meist vermoorten Becken erschließen. Auch im Flottsandgebiet sind sie vorhanden („Schlatts"). Sie sind hier offenbar vor der Flottsandablagerung gebildet und später nur durch eine dünne Flottsanddecke ausgekleidet worden. Manche zwischen Dünen gelegene Eintiefungen sind ebenfalls Windmulden. Sie sind also mit den Dünen gleichzeitig durch dieselbe Kraft, nämlich den Wind, entstanden und haben nicht etwa, wie WILCKENS (1928) es annehmen zu müssen glaubt, durch das Auswaschen des Sandes an den Ufern erst die Dünenbildung ermöglicht. Im Hümmling ist die Entstehung von Windmulden infolge Zerstörung der Heidedecke durch den Menschen (Wagenspurung, Schafdrift usw.) in großem Maßstabe zu beobachten. Auf ihrem Grunde sind fast immer vorzüglich ausgebildete Steinsohlen zu sehen. Vielleicht könnte auch bei älteren, mit Moor ausgefüllten Becken der Nachweis der unter dem Torf liegenden Steinsohle dazu dienen, ihre Deutung als Windmulden sicherzustellen.

Die Deutung der tieferen Becken bereitet größere Schwierigkeiten, da sie wegen ihrer mehr kesselartigen Form nicht gut als Windmulden angesprochen werden können. Auch sie sind häufiger als man bisher gewöhnlich angenommen hat. Um Beispiele zu nennen, erwähne ich hier das Frauenmeer bei Timmel in Ostfriesland, welches nach WILDVANG (1929) bei sehr geringer Größe (ca. 100 m Durchmesser) über 4 m tief sein soll. Noch tiefer ist das große Sager Meer (26 m nach freundlicher Mitteilung von H. SCHÜTTE) und das Zwischenahner Meer (ca. 9 m; SCHÜTTE 1929). Solange die Zahl verhältnismäßig gering schien, konnte man geneigt sein, sie durch mit der Eiszeitmorphologie nicht zusammenhängende Vorgänge zu erklären, etwa als Einsturztrichter über ausgelaugten Gipsmassen noch unbekannter Salzstöcke. Nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung des Herrn Prof. SCHUH stimmen die über den Lübtheen-Conower Salzaufbrüchen befindlichen „Pingen" in ihren Ausmaßen mit den in Nordwestdeutschland vorkommenden kleineren Becken überein. Außerdem sind ja auch nördlich von Osnabrück bei Hopsten derartige Erdfälle seit langem bekannt. Die Möglichkeit, solche Formen als Erdfälle zu deuten, muß also immer im Auge behalten werden.

Auf dem Geestgebiet, welches sich zwischen dem Wesertal und der Hamme-Oste-Niederung von Bremen im Süden bis etwa Bremerhaven im Norden erstreckt, häufen sich die kleinen abflußlosen Becken in besonderem Maße. Im Raume zwischen Brundorf und Osterholz-Scharmbeck sind über 50 von ihnen vorhanden. Sie sind stark vermoort, führen teilweise noch eine offene Wasserfläche, fallen aber in der Landschaft nicht auf und sind daher bislang kaum beachtet worden. Ich war früher geneigt, sie als Windmulden anzusprechen, da Flugsandablagerungen in der Umgebung in Form alter verwaschener Dünen mehrfach vorhanden sind. Nun hat aber OVERBECK (1931) eine solche Eintiefung bei Lilkendey abgebohrt und eine Tiefe bis zu 3,90 m gefunden. Eine ähnliche Tiefe hat auch eine ganz trocken liegende abflußlose Eintiefung weiter nördlich bei Bramstedt (Kreis Wesermünde) und eine weitere bei Westerbeverstedt (nahe der Station Freschluneberg an der Bahnstrecke Bremen - Wesermünde). SCHARF (1928) und vor ihm SCHUCHT (1909) erwähnen ferner 4 derartige Becken bei Geestenseth nahe der Bahn Wesermünde-Bremervörde, von denen eins eine ähnliche Tiefe von ca. 5 - 6 m hat. Von ganz besonderer Bedeutung ist aber der jüngst von CHR. BROCKMANN und Mitarbeitern ausführlich beschriebene Wollingster See (1933), südlich Wesermünde, der eine maximale Tiefe von 17 m hat. Einige vermoorte Kessel von unbekannter Tiefe liegen nach Ausweis des Meßtischblattes in seiner Nähe. Der Form nach wäre wohl eine Deutung als Einsturzbecken möglich. Schwierig wird aber dann die Erklärung des unmittelbar am NO-Ufer ziemlich unvermittelt aufsteigenden

„Seeberges“, der aus fluvioglazialen Sanden besteht ohne erkennbare Kieseinlagerungen und auch nur mit einer zwar deutlich aber im ganzen nur mäßig ausgebildeten Steinsohle bedeckt ist. Soll er sich beim Einsturz des eigentlichen Beckens aus der nahezu vollkommen ebenen Umgebung um ca. 7 m herausgehoben haben? Das ist doch kaum vorstellbar. Daher scheint es mir richtig zu sein, wenn BROCKMANN die Entstehung des Seebeckens und des „Seeberges“ dem Inlandeise zuschreibt. Ob die von BROCKMANN angenommene Entstehung durch Ausstrudelung die richtige ist oder nicht, mag dahingestellt bleiben.

Auch die zwischen Brundorf und Osterholz-Scharmbeck befindlichen Becken dürften einer Erklärung als Einsturzkessel Schwierigkeiten bereiten. In ihrer Nähe sind vor einigen Jahren verschiedene Bohrungen bis zu einer Tiefe von ca. 100 m niedergebracht worden, welche zeigten, daß der Untergrund mindestens bis zu dieser Tiefe aus Diluvium besteht und zwar vorwiegend aus feinen Sanden, die in feuchtem Zustande den Namen „Schwimmsande“ nicht mit Unrecht führen. Es ist nicht sehr wahrscheinlich, daß im tieferen Untergrunde erfolgende Einstürze sich an der Oberfläche in der Form kleiner, verhältnismäßig scharf abgegrenzter Eintiefungen hätten auswirken können. Die „Schwimmsande“ hätten zweifellos für den nötigen Ausgleich gesorgt. Noch klarer liegt die Sachlage bei den von SCHARF erwähnten „Söllen“ von Geestenseth. Wegen ihrer Aehnlichkeit mit Einsturzbecken haben sie eine Bohrung auf Salz veranlaßt, die 198 m Diluvium durchsank und dann bei 525 m im Tertiär erfolglos aufgegeben wurde (SCHARF 1928).

Nach den Erfahrungen der dänischen Geologen (JESSEN und MILTHERS 1928) besteht noch die Möglichkeit, daß sich im Untergrunde der abflußlosen Becken interglaziale Ablagerungen (Moore, Mudden usw.) befinden, die das während der Saaleeiszeit entstandene Becken während der folgenden Zwischeneiszeit ganz oder teilweise ausfüllten, dann aber während der Weichseleiszeit mit Fließerden bedeckt wurden und schließlich durch Mächtigkeitsabnahme infolge des Drucks der aufliegenden Massen das Becken in abgeschwächter Form wiedererstehen ließen. Auf diese Möglichkeit wies auch Herr Prof. HAACK in der Diskussion zu diesem Vortrage hin. Leider sind Bohrungen zur Aufklärung derartiger Beziehungen in Nordwestdeutschland nicht bekannt geworden. Aber auch JESSEN und MILTHERS (1928, S. 253) betonen, daß durchaus nicht alle abflußlosen Becken im älteren Diluvium Jütlands derartige Ablagerungen enthalten.

Der heutige Stand unserer Kenntnisse zwingt uns also zu der Annahme, daß die tieferen (und vielleicht auch z. T. die flacheren) abflußlosen Eintiefungen wenigstens teilweise während der Saalevereisung entstanden sind und daß während der Herrschaft des periglazialen Klimas zur Zeit der letzten Vereisung keine vollkommene

Ausfüllung dieser Hohlformen stattgefunden hat. Diese unvollkommene Arbeit der Faktoren des periglazialen Klimas dürfte wohl darin begründet sein, daß

1. die Gegenden, in denen die beschriebenen Becken liegen, ausnehmend flach sind, und

2. vielfach als vorherrschende Gesteinsart Sand führen.

Daher konnte das fließende Wasser auch bei gefrorenem Untergrund keine ausreichende Erosionswirkung entfalten, um die Becken an das allgemeine Entwässerungsnetz anzuschließen und ferner dürfte auch eine sehr bedeutende Einwirkung des Erdfließens wegen der sandigen Beschaffenheit des Bodens nicht stattgefunden haben. Schließlich könnte man noch an die Möglichkeit denken, daß bei gefrorenem Untergrund die Becken sich mit Wasser gefüllt haben, welches dann gefror und verschüttet wurde. Beim Auftauen nach dem Ende der letzten Eiszeit erfolgte dann durch Nachsturz der schützenden Decke die Rückbildung der alten Eintiefung, wenn auch in abgeschwächter Form.

Aber ganz abgesehen von den Gründen ist die Tatsache der Erhaltung der Hohlformen an sich schon von Wichtigkeit für unsere Ansichten über das Ausmaß der stattgehabten Abtragung. Sie ist geeignet, uns vor übertriebenen Einschätzungen zu bewahren. Für Hochgebiete, wie die Dammer Berge, könnte man vielleicht für das Gelände außerhalb der tieferen Taleinschnitte unter Berücksichtigung der verhältnismäßig geringen Höhe der Teilkuppen mit einem Abtragungsbetrag von etwa 10—12 m auskommen. In den flachen Gebieten, wie sie SCHARF zur Bearbeitung vorgelegen haben, müßte der Betrag entsprechend geringer sein. Außerdem bestehen noch Unterschiede zwischen den Gesteinsarten, da z. B. der Geschiebelehm für den Wind schlechter angreifbar ist als lockere Sande, sich aber mehr zum Erdfließen eignen dürfte. Genauere Zahlenangaben lassen sich hier kaum machen.

Von den beiden Möglichkeiten, die SCHARF (1928) herausstellt, nämlich entweder die Landschaft östlich der Weser bei Wesermünde als jungglazial anzusehen oder die Definition des Begriffs der Altmoränenlandschaft abzuändern, entscheiden wir uns für die letztere, indem wir zugeben, daß das Ausmaß der stattgehabten Abtragung der ursprünglichen Aufschüttungs- bezw. Aufpressungsformen zwar bei weitem größer ist als bei der Jungmoränenlandschaft, aber in flachen Gegenden nicht ausgereicht hat, alle Hohlformen zu beseitigen. Zwischen dem Arbeitsgebiet SCHARF's und dem übrigen Nordwestdeutschland bestehen bezgl. des allgemeinen Charakters der Landschaft keine grundsätzlichen Unterschiede. Wir fühlen uns daher nicht veranlaßt, von der insbesondere von GRIPP angegebenen Grenzziehung der letzten Vereisung abzugehen.

Schriftenverzeichnis.

G. Beskow. Erdfließen und Strukturböden der Hochgebirge im Licht der Frosthebung. Geol. För. Förhandl., B. 32, H. 4, 1930, S. 622—638.

Chr. Brockmann. Lage und Bodenverhältnisse des Wollingster Sees. Aus „Der Wollingster See". Schriften d. Ver. f. Naturkde a. d. Unterweser. N. F. H. VI, 1933, S. 3—7.

F. Dewers. Beiträge zur Kenntnis des Diluviums in der Umgebung des Dümmer Sees. Abh. Nat. Ver. Bremen, Bd. XXVII, Heft 1, 1928, S. 1—46.

— Studien über die Entstehung des Geschiebedecksandes. Abh. Nat. Ver. Bremen, Bd. XXVII, H. 3, 1930, S. 299—330.

— Flottsandgebiete in Nordwestdeutschland, ein Beitrag zum Lößproblem. Abh. Nat. Ver. Bremen, Weber-Festschrift 1932, S. 131—204.

— Die geologische Bedeutung der Pflanzenwurzeln. Natur u. Museum, 63. Jahrg., H. 8, 1933, S. 253—259.

A. Dücker. „Steinsohle oder Brodelpflaster". Centralbl. f. Min. usw., 1933a, Abt. B, S. 264—267.

— Frostschub und Frosthebung. Centralbl. f. Min. usw., Abt. B, 1933b, S. 441—445.

C. Gagel. Ueber altdiluviale Endmoränen in Ostfriesland und Oldenburg. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1918, Bd. 39, T. I, S. 10—24.

K. Gripp. Ueber die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Nordwest-Deutschland. Mitt. d. Geogr. Ges. Hamburg, Bd. 36, 1924, S. 161—245.

K. Jessen u. V. Milthers. Stratigraphical and Paleontological Studies of Interglacial Fresh-water Deposits in Jutland and Northwest Germany. Danmarks geologiske Undersøgelse, II. Række, No. 48, 1928, S. 1—379.

F. Overbeck u. H. Schmitz. Zur Geschichte der Moore, Marschen und Wälder Nordwestdeutschlands. I. Das Gebiet von der Niederweser bis zur unteren Ems. Mitt. d. Provinzialstelle f. Naturdenkmalpflege Hannover, H. 3, 1931, S. 1—279.

W. Scharf. Der glazialmorphologische Charakter der Grundmoränenlandschaft östlich der Außenweser längs der Geeste. Sitzungsber. d. Preuß. Geol. Landesanst., H. 3, 1928, S. 201—210.

F. SCHUCHT. Geologie des Regierungsbezirks Stade. Aus PLETTKE's Heimatkunde des Regierungsbezirks Stade, Bd. 1, S. 18—93, Bremen 1909.

H. SCHÜTTE. Das Zwischenahner Meer, geologisch betrachtet. „Der Ammerländer“ vom 16. März 1929.

J. STOLLER. Geologische Beobachtungen in der Umgebung von Husum, Kr. Nienburg a. d. Weser. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1925, Bd. 46, S. 292—298.

ST. TABER. Frost Heaving. Journal of Geology, Bd. 37, 1929, S. 428—461.

— The mechanics of frost heaving. Journal of Geology, Bd. 38, 1930, S. 303—317.

O. WILCKENS. Die deutschen Binnendünen. Festschrift zur 400-Jahrfeier des Alten Gymnasiums zu Bremen 1528—1928. Bremen 1928, S. 462—476.

D. WILDVANG. Der Boden Ostfrieslands. Aurich 1929.

W. WOLFF. Das Diluvium der Gegend von Hamburg. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1915, Bd. 36, T. 2, S. 227.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins zu Bremen

Jahr/Year: 1933

Band/Volume: 29

Autor(en)/Author(s): Dewers Ferdinand

Artikel/Article: Einige wesentliche Charakterzüge der nordwestdeutschen Diluvialmorphologie 33-47