

C

Monatsberichte

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Nr. 1.

1910.

Protokoll der Sitzung vom 5. Januar 1910.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer zur Verlesung des Protokolls der letzten Sitzung das Wort. Das Protokoll der letzten Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr A. FRANCKE, Töchterschullehrer, Dortmund, Jungesellenstraße 18, vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, BÄRTLING und RAUFF.

Herr Dr. VOGEL VON FALKENSTEIN, Privatdozent an der Forstakademie in Eberswalde, Eberswalde, vorgeschlagen von den Herren BRANCA, RECK, STREMMER.

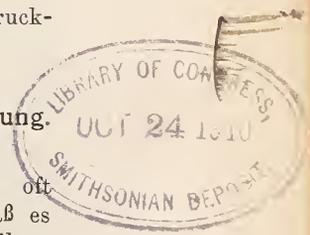
Herr W. KRONECKER, Assistent am Geologisch-paläontologischen Institut, Berlin N 4, Invalidenstr. 43, vorgeschlagen von den Herren BRANCA, RECK, STREMMER.

Herr HANS RASSMUSS, cand. geol., Berlin N 4, Invalidenstr. 43, vorgeschlagen von den Herren BRANCA, RECK und STREMMER.

Der Vorsitzende bespricht die eingegangenen Druckschriften und erteilt sodann Herrn SIEGERT das Wort.

Herr SIEGERT sprach zur Theorie der Talbildung. (Mit 11 Textfiguren.)

Es gibt in der Geologie Themen, die schon so oft erörtert und von allen Seiten beleuchtet worden sind, daß es kaum mehr möglich ist, wesentlich neue Gedanken zu ihrer Klärung beizubringen. Ich erinnere nur an die Theorien über die Ursachen der Eiszeit, über die Bewegung der Gletscher, über die Entstehung des Lösses. Hier ist meist nur möglich



Partei zu ergreifen, Mittelwege einzuschlagen, die allgemein ausgesprochenen Hypothesen oder Theorien auf einen bestimmten Kreis von Tatsachen zu beschränken oder umgekehrt für bestimmte Fälle aus der Fülle der Erklärungsversuche die passendsten auszuwählen.

Wenn ich mir nun erlaube, Ihre Aufmerksamkeit auf einen solchen unendlich oft besprochenen Gegenstand zu lenken, auf die Entwicklung der Talterrassen, so bin ich mir wohl bewußt, daß ich Ihnen keine prinzipiell neuen Gedanken geben kann. Ich will vielmehr nur untersuchen, wie weit verschiedene, teilweise sehr alte Theorien über die Entstehung der Flußterrassen zur Erklärung der in den letzten Jahren gewonnenen Tatsachen über den Bau und die Entwicklung der Flußtäler von Mittel- und Norddeutschland heranzuziehen sind.

Dem Versuch, die Ursachen dieser Talentwicklung zu erkennen, seien einige Erwägungen allgemeiner Art vorausgeschickt. Die erodierende Kraft eines Flusses wird bedingt durch Wasserquantum und Gefälle. Doch hat die danach aufgestellte Formel Mv^2 nur rein theoretischen Wert, von der praktisch die für jeden Einzelfall empirisch zu ermittelnden Werte für die Reibungswiderstände am Flußbett, die innere Reibung und den Transport der Geschiebe abzuziehen sind. Der Fluß vernichtet, indem er erodiert, selbst seine erodierende Kraft, da er durch die Erosion sein Gefälle vermindert. Die Erosion, d. h. die Veränderung der Gefällskurve, wird so lange anhalten, bis die erodierende Kraft so gering geworden ist, daß sie zur Überwindung der genannten Widerstände eben noch ausreicht. Dieser Zustand wird in den verschiedenen Talabschnitten zu verschiedener Zeit erreicht. Die Kurve, welche das Längsprofil des Flusses dann bildet, wollen wir kurz Nullkurve nennen, weil die erodierende Arbeit des Flusses auf ihr zum Stillstand gekommen ist. Die allgemeinen Eigenschaften der Nullkurve eines größeren Stromes sind mit wenigen Worten zu sagen. Sie steigt von der Meeresmündung aus sehr lange ganz flach an und wird dann mit zunehmender Schnelligkeit immer steiler.

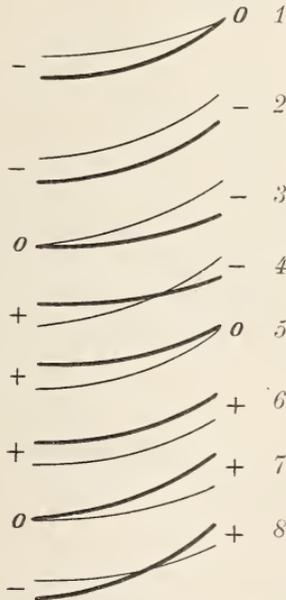
Rein morphologisch betrachtet, wird ihre Gestalt im wesentlichen von den gegenseitigen Lagerungsverhältnissen der Quelle und Mündung bedingt, die man deshalb ja auch als die obere und untere Erosionsbasis bezeichnet. Beide Punkte aber können sich bewegen. Theoretisch können wir sie, einzeln oder zusammen, sowohl nach oben wie nach unten, gleichsinnig oder widersinnig verschieben. Die Bewegung nach oben wollen wir, wie nebenstehende Fig. 1 zeigt, als positive, die

nach unten als negative bezeichnen. Dies entspricht insofern den konkreten Verhältnissen, als die Bewegung nach oben, wie wir sehen werden, Aufschüttung, die entgegengesetzte, Erosion zur Folge hat. Auch sind die Vorzeichen dann gleich denen der SUESSschen positiven und negativen Strandverschiebung, die wir bei der folgenden Erörterung einzuführen haben.



Fig. 1.

Die Werte a und b der Verschiebung können dabei in jedem beliebigen gegenseitigen Verhältnis stehen. Sehen wir der Einfachheit halber hiervon ab, so ergeben sich 8 Grenzfälle der Verschiebung, die wir am einfachsten durch die folgende Fig. 2 darstellen.



— Ältere Terrasse — Jüngere Terrasse

Fig. 2.

Die allgemeinen Eigenschaften dieser Kurvensysteme sind folgende: In System 1—3 liegt die jüngere Terrasse tiefer

als die ältere; System 5—7 zeigt das umgekehrte Lagerungsverhältnis. In System 4 und 8 findet Terrassenkreuzung statt, und zwar so, daß in System 4 im Oberlauf die jüngere Terrasse tiefer, im Unterlauf aber höher als die ältere liegt, während in System 8 die Terrassen in umgekehrter Weise zueinander verlaufen.

Um festzustellen, welche von diesen theoretisch möglichen Fällen tatsächlich vorkommen, und welches die Bedingungen für ihre Ausbildung sind, wollen wir untersuchen, welche Terrassensysteme die verschiedenen wohlbekannten Ursachen der Talerosion erzeugen müssen, wenn sie isoliert in Wirkung treten.

Als wichtigste Ursachen der Entstehung von Terrassen bei der Talerosion werden in der Literatur folgende genannt:

1. Geologischer Bau des Tales, insbesondere der Wechsel von harten und weichen Bänken,
2. Versperrung des Tales durch Bergstürze, Schutthalden usw.,
3. Verlegung der Flußmäander bei der Erosion,
4. Periodische Klimaschwankungen,
5. Strandverschiebungen und
6. Säkulare (sowie lokale tektonische) Bodenbewegungen,
7. Stauende Wirkung des Inlandeises.

Während die ersten drei Ursachen rein lokale Natur besitzen, sind die übrigen regional wirkende Einflüsse.

1. und 2. Geologischer Bau der Täler und nachträgliche Versperrung durch Schutthalden. Den Einfluß, welchen verschieden harte Gesteine theoretisch auf die Entwicklung von Talterrassen ausüben müssen und in kleinem Maßstab auch tatsächlich ausüben, können wir uns an folgender Fig. 3 klarmachen, wobei wir, wie bei allen folgenden Erwägungen, uns gegenwärtig halten müssen, daß der Fluß

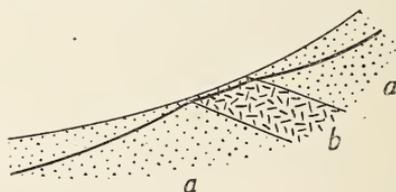


Fig. 3.

immer und stets bestrebt ist, seine Nullkurve der Erosion herzustellen. Wenn ein Fluß abwechselnd weichere (a) und härtere (b) Gesteinsschichten zu durchschneiden hat, so wird die harte Bank gewissermaßen zu einer lokalen Erosionsbasis, und zwar für den einen Teil des Flußes zur unteren, für den

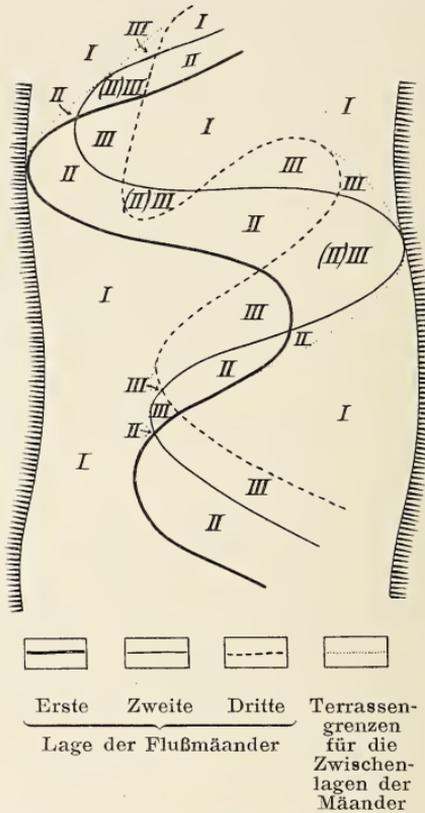
anderen zur oberen. Die zuvor gleichmäßig konkave Kurve des Talbodens wird in einer tieferen Lage abwechselnd konkave und konvexe Teilstrecken besitzen.

Den gleichen Einfluß üben Schutthalden usw. aus. Doch können wir über diese ersten beiden Ursachen schnell hinweggehen, da sie die Entwicklung der Talterrassen in so geringem Maße beeinflussen, daß dies kaum hervortritt, wenn wir Terrassenprofile ganzer Flußsysteme überschauen. Im großen betrachtet, erstrecken sich die Terrassen gleichmäßig durch die verschiedensten Formationen, als ob Härteunterschiede der Gesteine überhaupt nicht existierten.

Dies zeigt schon ein Blick auf viele unserer Stromkurven in wasserbautechnischen Werken. Dort werden die Stromkurven meist mit ganz kolossaler Überhöhung entworfen. Diese entspricht gewissermaßen einer mikroskopischen Vergrößerung. Wenn nun aber z. B. die Stromkurve der Elbe selbst bei einer 500fachen Überhöhung noch kaum irgendwelche Unregelmäßigkeiten erkennen läßt, sondern wohlausgeglichen von der Quelle bis zur Mündung verläuft, so ist eben der Einfluß der Gesteine auf die Terrassenentwicklung im großen in diesem Falle, und das Gleiche gilt für zahlreiche andere Täler, wenigstens praktisch gleich Null.

3. Verlegung der Flußmäander. Von etwas größerer Bedeutung ist bereits die nächste Ursache, die Bewegung der Flußmäander bei der Erosion, ein Vorgang, der in der Literatur schon so oft und eingehend erörtert worden ist — ich erinnere nur an die Arbeiten von DAVIS — daß ich mich sehr kurz fassen kann. Wenn ein Fluß sein Tal in der ganzen Breite gleichzeitig vertieft, so könnten keine Terrassen entstehen. Aber kein Fluß beherrscht, von einzelnen Gebirgsbächen abgesehen, sein Tal vollständig; sein Lauf durchzieht das Tal vielmehr in mehr oder minder engen Mäandern. Diese verändern im Laufe der Zeit ihre Form und Lage. In Fig. 4 sind drei verschiedene Lagen eines Mäandersystems dargestellt, die zur Entstehung von drei verschieden hohen Terrassen geführt haben; denn während der Fluß seinen Lauf verlegt, schneidet er sich zugleich immer tiefer ein. Da die horizontale und vertikale Laufverlegung ein kontinuierlicher Prozeß ist, so werden die Terrassenstufen nach manchen Richtungen hin nicht deutlich ausgesprochen sein, während an anderen Stellen wieder verschieden hohe, gut ausgeprägte Staffeln entstehen. Bei und trotz regelmäßigen, kontinuierlichen Einschneidens eines Flußes entstehen also fortwährend kleine, immer tiefer liegende Erosionsterrassen, die größtenteils ebensoschnell

wieder vernichtet werden. Ihre Zahl ist in vertikaler Richtung theoretisch unbegrenzt, weil der Fluß beim Einschneiden den vertikalen Abstand zwischen seiner Anfangslage und seiner Nullkurve kontinuierlich durchläuft und in jeder Lage an irgendeinem Punkt eine Terrassenfläche erzeugen kann, die zufällig erhalten bleiben mag. Praktisch wird die Zahl der Erosions-



Die römischen Zahlen bezeichnen die zu den einzelnen Flußlagen gehörigen Talböden (Erosionsterrassen).

Fig. 4.

Entstehung von Erosionsterrassen im Talboden.

terrassen im Oberlauf weit größer sein als im Unterlauf, weil hier der vom Fluß durchlaufene vertikale Erosionsabstand der Anfangs- und der Nullkurve größer ist. Da die Bewegung der Mäander von rein lokalen Ursachen abhängt, ist in der Verteilung der Terrassen keinerlei Gesetzmäßigkeit zu erkennen; vor allem können die Terrassen in den benachbarten Tälern nicht miteinander korrespondieren. Ein Vergleich der Terrassen

in benachbarten Nebentälern ist daher ein gutes Mittel, um diese Erosionsterrassen von Terrassen anderer Entstehung zu unterscheiden. Überall da, wo in den Nebentälern die gleiche Terrassenentwicklung auftritt wie in dem Haupttal, wo also überall die gleiche Terrassenzahl mit den gleichen relativen Abständen vorhanden ist, kann es sich nicht um diese Terrassen handeln. Sie lassen eben den Charakter der Periodizität, des Erlöschens und Wiederauflebens der Erosion vermissen, welchen die nunmehr zu besprechenden Ursachen bei ihren Terrassen in so ausgesprochenem Maße erzeugen.

4. Klimaschwankungen. Die in der Literatur unter dem Namen der Klimaschwankung registrierte weitere Ursache für die Entwicklung von Terrassen entspricht diesem weiten Begriff nicht vollständig. Es soll damit nur ein wesentlicher Faktor des Klimas, die Menge der Niederschläge, herangezogen werden. Da die Wassermenge eines Flusses mit zu den Hauptfaktoren der Erosion gehört, so ist ja selbstverständlich, daß ein periodisches Schwanken der Niederschläge in weiten Grenzen zu einem Erlahmen und Wiederaufleben der Erosionstätigkeit führen muß. Dabei kommt es selbstverständlich nicht sowohl auf die mittlere Höhe der Niederschläge als auf die temporären maximalen Wassermengen an, die Hochfluten erzeugen.

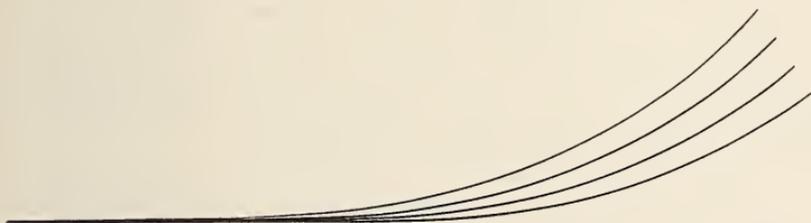


Fig. 5.

Da die Gestalt der Nullkurve neben anderen Umständen mit von der Wassermenge abhängt, so kann über die bei einer maximalen Wassermenge erzeugte Nullkurve hinaus, vorausgesetzt, daß alle anderen Umstände die gleichen bleiben, keine Erosion mehr stattfinden. Die Terrassen, welche die Periodizität in der Wasserführung erzeugt, liegen also zwischen einer durch die lokalen topographischen Verhältnisse bedingten Anfangskurve und der aus der betreffenden Wassermenge mitresultierenden Nullkurve. Die Eigenschaften des Terrassen-systems, welches auf diese Weise entsteht, lassen sich leicht an Fig. 5 erkennen.

Wenn wir als untere Erosionsbasis die Meeresmündung annehmen, so wird diese durch die Schwankungen in der Wasserführung des Flusses nicht verändert. Hier werden also alle Kurven in einem Punkte zusammenlaufen. Aber je nach der Gestalt der Anfangs- und Nullkurve werden die Terrassen schon in einer mehr oder minder langen Strecke des Unterlaufes einander so genähert sein, daß sie praktisch nicht zu trennen sind. Es findet daher talaufwärts scheinbar eine Vermehrung der Terrassen statt.

Alle Terrassen konvergieren talabwärts, und zwar ist der Winkel, den zwei beliebige Terrassen miteinander bilden, um so größer, je weiter beide zeitlich (also auch räumlich) auseinander liegen. Auf diese Eigenschaft muß ganz besonders hingewiesen werden, weil in letzter Zeit wiederholt von verschiedenen Autoren allein aus dieser Konvergenz auf tektonische oder säkulare Veränderung in der Lage der Terrassen geschlossen worden ist. Die Konvergenz der Talterrassen ist eine, wenn auch nicht allgemeine, so doch weitverbreitete Eigenschaft, die, wie wir noch weiter sehen werden, die verschiedensten Ursachen haben kann.

Da die Klimaschwankungen regional sind, so werden selbstverständlich alle Täler der gleichen klimatischen Provinz auch den gleichen Erosionszyklus durchlaufen und heute die gleiche Zahl und Anordnung ihrer Terrassen zeigen.

Rein morphologisch betrachtet entspricht unser Kurvensystem dem Fall 3 in dem Schema der möglichen Terrassenentwicklungen auf S. 2, der charakterisiert wird durch die negative Bewegung der oberen Erosionsbasis.

Gesetzmäßiger Verlauf, Vermehrung talaufwärts, Konvergenz talabwärts sind also die Haupteigenschaften eines Terrassensystems, das ausschließlich durch Klimaschwankungen (Schwankungen der Niederschläge) bedingt wird.

5. Strandverschiebungen. Strandverschiebungen bedingen eine Bewegung der unteren Erosionsbasis, und zwar bewirkt, entsprechend unserer auf S. 2 entwickelten morphologischen Nomenklatur, die positive Strandverschiebung eine positive, die negative Strandverschiebung aber wiederum eine negative Bewegung der unteren Erosionsbasis, wie sie Nr. 5 und 1 des allgemeinen Schemas auf S. 2 darstellen.

a) Negative Strandverschiebung. Wenn sich die untere Erosionsbasis einer Flußkurve senkt, so belebt sich die Erosionskraft des Flusses. Dabei ist es ganz einerlei, ob zuvor die Nullkurve bereits erreicht war oder nicht. Diese Vergrößerung der Erosionsarbeit geht von der unteren Basis

aus, so daß wir hier ein einfaches Beispiel von rückwärts einschneidender Erosion besitzen. Die Folge davon ist, daß ein in Nr. 1 der Fig. 2 gegebenes Terrassensystem entsteht. Doch ist dies nur ein theoretischer Grenzfall, der praktisch nie so rein zum Ausdruck kommen wird, weil ja immer zugleich auch eine Bewegung der oberen Erosionsbasis stattfindet. Diese Bewegung ist, solange keine andere Bedingung als die rückwärts arbeitende Erosion eingeführt wird, stets negativ; denn selbst wenn infolge der topographischen Verhältnisse bei der rückwärts schreitenden Erosion die neue obere Basis die gleiche Höhe beibehalten oder gar in ein höheres Niveau rücken sollte, so wird doch der Punkt der ursprünglichen Erosionsbasis dabei gesenkt werden. Von dem Einfluß der stets stattfindenden horizontalen Verschiebung der oberen Erosionsbasis soll daher in diesen Erörterungen der Einfachheit halber abgesehen werden. Statt der in Fig. 2 Nr. 1 gezeichneten Kurven wird in Wirklichkeit eines der in Fig. 6

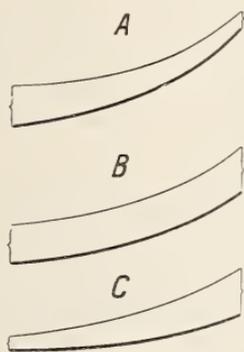


Fig. 6.

dargestellten Kurvensysteme entstehen, je nach dem relativen Größenverhältnis der Bewegungen beider Erosionsbasen. Diese Figuren zeigen uns eine neue Eigenschaft von Terrassensystemen, die Divergenz und Parallelität von Terrassen, die in regelmäßiger Altersreihe von oben nach unten aufeinander folgen. Diese Eigenschaften, die uns sonst nicht wieder begegnen, weisen also eindeutig auf ihre Ursache hin. Der Fall C, die Konvergenz der Terrassen talabwärts, die wir schon erwähnt haben, und die uns noch öfters begegnen wird, ist keine so eindeutige Eigenschaft. Durch die negative Strandverschiebung lassen sich also die ersten beiden in unserem allgemeinen Schema (Fig. 2) gegebenen Fälle erklären.

b) Positive Strandverschiebung. Durch die Aufwärtsbewegung der unteren Erosionsbasis entsteht das im Schema Fig. 2 unter Nr. 5 gegebene Kurvensystem. Auch dies ist wiederum ein rein theoretischer Grenzfall, da die hier angenommene Voraussetzung, daß die obere Erosionsbasis unbeweglich bleibt, in Wirklichkeit nicht zutrifft. Sie wird sich vielmehr, wenn alle anderen Verhältnisse gleichbleiben, genau wie im vorigen Fall nach unten bewegen.

Die Folge davon ist, daß aus diesen Verschiebungen in Wirklichkeit ein Kurvensystem resultiert, das in Nr. 4 seinen schematischen Ausdruck findet. Die charakteristischste Eigenschaft dieses Kurvensystems der positiven Strandverschiebung ist eine Terrassenkreuzung, welche bedingt, daß im Oberlauf die Terrassen konvergieren, im Unterlauf divergieren, daß oberhalb der Kreuzung die Terrassen von oben nach unten in normaler Altersfolge angeordnet sind, während unterhalb der Kreuzung eine Umkehrung der Altersfolge stattfindet.

Ein kürzerer Ausschnitt aus diesem Kurvensystem, z. B. oberhalb der Kreuzung, wo nur die Konvergenz der Terrassen zu erkennen ist, kann zu falschen Annahmen über die Ursachen seiner Entstehung führen. In seiner Gesamtheit überschaut, weist dies System jedoch nur auf eine Ursache, auf die positive Strandverschiebung, hin.

Die einzelnen Terrassen werden sich im Unterlauf natürlich nur da beobachten lassen, wo, sei es im ganzen, sei es in einzelnen Abschnitten (Flußschlingen), eine Talverlegung stattfindet. In denjenigen Abschnitten, in denen genau das alte Tal benutzt wird, findet hier die Bewegung der unteren Erosionsbasis ihren Ausdruck in einer Sedimentanhäufung, welche normale Mächtigkeit der Schotterterrassen bei weitem überschreitet.

Auch die Art der Strandverschiebung, ob periodisch oder gleichmäßig, ob schnell oder langsam, modifiziert die Entwicklung der Terrassen im einzelnen. Kann z. B. die Zuschüttung des Tales mit der Hebung der Erosionsbasis nicht Schritt halten, so entstehen versenkte Täler und fjordartige Bildungen.

Bei diesen Erörterungen über die Strandverschiebung wurde ein wichtiger Umstand bisher unberücksichtigt gelassen. Eine Strandverschiebung verursacht nicht nur eine Bewegung der unteren Erosionsbasis in der Vertikalen, wie hier allein vorausgesetzt wurde, sondern auch in der Horizontalen. Diese letzte Bewegung wird um so größer sein, je flacher ein Land ist. Unser Schema gilt daher nur für ein Land mit Steilküsten. In einem weiten Flachlande wird die horizontale Ver-

schiebung der Erosionsbasis unser Kurvensystem erheblich modifizieren. Doch soll hierauf nicht weiter eingegangen werden, da diese Fälle für Norddeutschland praktisch nicht in Frage kommen, wenigstens nicht für die Entwicklung der Täler seit der jüngsten Präglazialzeit, aus welcher wir die meisten und besterhaltenen Terrassen in Norddeutschland besitzen. Diese für ein so ausgedehntes Tiefland im ersten Augenblick paradox erscheinende Behauptung erklärt sich daraus, daß in der Diluvialzeit mit der Strandverschiebung die letzte der oben genannten Ursachen der Terrassenbildung, die Invasion des Inlandeises, in Konkurrenz tritt. Ehe wir jedoch auf diese eingehen, seien die mit den Strandverschiebungen im allgemeinen eng verknüpften Bodenbewegungen noch erwähnt.

6. Säkulare (sowie lokale tektonische) Bodenbewegungen. Von dem Einfluß lokaler tektonischer Bewegungen, die natürlich das Terrassenbild in der verschiedensten Weise beeinflussen können, wollen wir hier nur einen Fall erörtern.

In unserem allgemeinen Schema der Terrassenbewegung S. 2 haben wir in Nr. 6 den Fall kennen gelernt, daß beide Erosionsbasen, in Nr. 7 und 8, daß die obere Erosionsbasis eine positive Verschiebung erleidet. Praktisch werden sich in einem solchen Fall nicht zwei verschiedene Terrassen beobachten lassen, sondern nur eine einzige äußerst mächtige Schotterterrasse, deren Basis der älteren, deren Oberfläche der jüngeren Terrasse entspricht. Derartige mächtige Schotteranhäufungen sind im Quellgebiet aber unmöglich; hier wird, ganz einerlei, welche Ursachen wirksam sind, stets die Erosion das Endergebnis aller Prozesse sein, nie aber die Akkumulation. Die in unserem Schema unter Nr. 6—8 dargestellten Fälle können also nie das Quellgebiet mit umfassen. Sie sind nur lokale Erscheinungen in einzelnen Talabschnitten, die allerdings erhebliche Ausdehnung erreichen können. Das bekannteste Beispiel dieser Art der Terrassenbildung bietet die oberrheinische Tiefebene, in welcher der ältere Talboden viele hundert Meter tiefer liegt als der jüngste, die heutige Aue. Die obere und untere Erosionsbasis fällt also hier nicht wie in den früheren Beispielen mit Quelle und Mündung zusammen, sondern mit Störungen, die das Tal durchqueren. Auch findet in Wirklichkeit keine Hebung dieser beiden Erosionsbasen statt, sondern eine Senkung ihres Untergrundes mit gleichzeitiger Verfüllung des dadurch entstandenen Raumes. Der Effekt und das Endergebnis in rein morphologischem Sinne sind aber das gleiche.

Auch an der Weser treten die gleichen Erscheinungen auf, wie ich an anderer Stelle auszuführen gedenke. Doch mögen diese Erscheinungen ebenso wie auch andere tektonische Beeinflussungen unserer Terrassensysteme in noch so großartiger Weise auftreten, es sind und bleiben doch nur lokale Erscheinungen, die wohl stellenweise das Bild unserer Terrassenentwicklung zu verschleiern vermögen, durch die hindurch wir aber die großen, überall gleichen Züge unserer Terrassenbildung stets zu erkennen vermögen.

Auf die säkularen Bodenbewegungen brauchen wir nicht weiter einzugehen, da sie rein morphologisch dieselben Erscheinungen erzeugen, wie die Strandverschiebungen, mit denen sie ja in ursächlichem Zusammenhang stehen.

7. Invasion des Inlandeises. Der Einfluß, welchen das Inlandeis auf die Entwicklung der Talterrassen ausgeübt hat, wird gewöhnlich als Stauwirkung aufgefaßt. Er ist jedoch ein viel komplizierterer, so daß es nicht möglich ist, ihm im Rahmen allgemeiner theoretischer Auseinandersetzungen vollständig gerecht zu werden. Das Wesen dieser Vorgänge wird am besten charakterisiert als horizontale Verschiebung der unteren Erosionsbasis. Die folgenden Erwägungen sollen nur ganz allgemein die Wirkung dieser morphologischen Veränderung kennzeichnen.

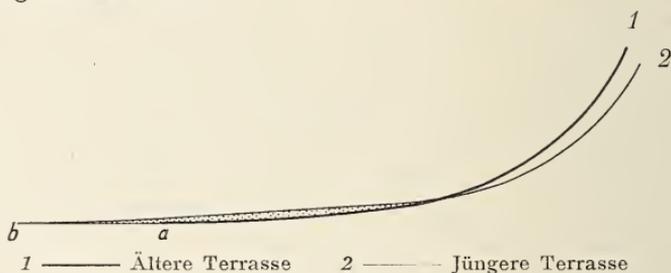


Fig. 7.

Terrassenkreuzung infolge Verschiebung der Mündung von a nach b.

Nehmen wir an, daß in präglazialer Zeit ein Strom in der Richtung der heutigen Elbe floß, so wird das vordringende Eis diesen nach Westen ablenken und seinen Lauf verlängern. Wenn in Fig. 7 die untere Erosionsbasis der älteren Terrasse ursprünglich bei a lag, so wird sie jetzt weiter hinausgeschoben nach b. Da die Erosionsbasis in beiden Fällen der Meeresspiegel ist, so besitzt die Strecke ab kein Gefälle, was natürlich unmöglich ist. Der Fluß wird daher, wenn eine längere Stillstandsphase des Eises ihm genügend Zeit zur Her-

stellung einer normalen Kurve läßt, durch Aufschüttung von Mittel- und Unterlauf ein Gefälle von a nach b herstellen. Infolge solcher Flußverlegung kann es also ohne jede Stauwirkung des Eises zur Aufschüttung mächtiger Terrassen-schotter kommen. Beharrt das Eis lange Zeit in dieser Lage, so wird ferner im Oberlauf auch Erosion eintreten. Es wird also die Kurve der jüngeren Terrasse in Fig. 7 resultieren. Auf die anderen Möglichkeiten, daß keine Verlängerung des Flußlaufes oder daß gar eine Verkürzung entsteht, will ich hier nicht näher eingehen.

Dieser Prozeß wird sich bei jeder weiteren Stillstands-lage in ähnlicher Weise wiederholen, solange unser Fluß Gelegenheit hat, nach Westen auszuweichen. Dies ändert sich in dem Augenblick, in welchem das Eis in die Täler der Mittelgebirge eintritt, wo den Flüssen ein seitliches Ausweichen unmöglich ist. Es entstehen infolgedessen Staubecken, wie ich im Saaletal sowohl für die Invasion in drei verschiedenen Eiszeiten als auch für einzelne Oszillationen nachweisen konnte.

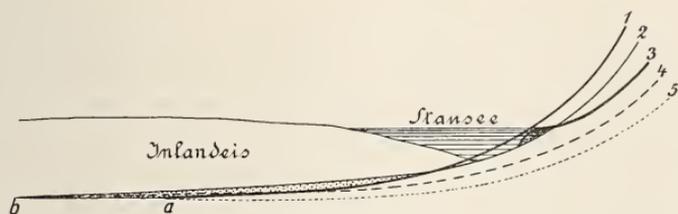


Fig. 8.

Der Spiegel des Staubeckens bildet jetzt, wie Fig. 8 zeigt, die neue untere Erosionsbasis. Die Flußarbeit ist darauf gerichtet, für diese Basis eine neue Nullkurve zu erzeugen, einmal durch Vorschüttung eines Deltas in den See hinein, sodann durch Erosion weiter aufwärts. Ob, bzw. wie weit dieses Ziel erreicht wird, hängt natürlich von der Dauer der Stillstands-lage des Eises ab, die hier zur Erzeugung der Kurve 3 sehr lang angenommen ist. Kurve 1 und 2 sind eine Wiederholung der Fig. 7.

Ein Rückziehen des Eises bis b wird zur Entstehung der Kurve 4 führen, die also den Schuttkegel des Staubeckens und auch seinen Untergrund vollständig durchschneidet und sich tief in die Stauterrasse des Unterlaufes eingräbt. Wird endlich die alte Mündung a wieder vom Fluß auf-gesucht, was natürlich nicht der Fall zu sein braucht,

so wird diese Terrasse mit Ausbildung der Kurve 5 vollständig durchschnitten. Die drei Stillstandslagen in einer einzigen Invasion, welche wir annehmen, führen also bereits zur Entstehung von fünf Terrassen. Nun haben wir aber für Norddeutschland sicher drei ausgedehnte Invasionen anzunehmen, von denen jede eine weit größere Zahl von Stillstandslagen des Eises aufzuweisen hat. Andererseits wird nicht jede dieser Stillstandslagen von so langer Dauer gewesen sein, daß sie einen erheblichen Einfluß auf die Terrassenentwicklung ausüben konnte. Der Einfluß des Inlandeises auf die Entwicklung der Terrassen ist deshalb ein weit komplizierterer, als unser Schema Fig. 7 und 8 zeigt. Immerhin läßt dieses schon erkennen, in welcher Richtung die Eisinvasion die Terrassenentwicklung beeinflußt. Ein Terrassensystem, das sich im wesentlichen nur unter dem Einfluß des oszillierenden Inlandeises entwickelt, wird, wie Fig. 8 zeigt, folgende Eigenschaften besitzen. Talaufwärts tritt eine Vermehrung der Terrassen ein. Dies ist teils, wie wir schon früher sahen, nur scheinbar, weil die einander sehr genäherten Terrassen sich im Unterlauf praktisch kaum mehr trennen lassen, teils tritt aber auch echte Terrassenvermehrung ein durch die Ausbildung kürzerer Zweigterrassen, wie Terrasse 3 in Fig. 8. Alle Terrassen konvergieren talabwärts, ja es findet Terrassenkreuzung unter sehr spitzem Winkel statt. Endlich treten mächtigere Schotterterrassen und Staubegebilde auf. Den allgemeinen Ausdruck dieses Kurvensystems können wir in unserem Normalschema S. 2 nicht erwarten, weil dies sich ausschließlich auf vertikale Verschiebungen der Erosionsbasis gründet, während hier im wesentlichen die horizontale in Betracht kommt.

Nebenbei sei hier bemerkt, daß die Verschiebung der oberen Erosionsbasis in den schematischen Figuren stark übertrieben ist. Aus den Tälern Mitteldeutschlands liegen noch keine Beobachtungen hierüber vor; doch ist nicht unwahrscheinlich, daß die Bewegung so gering ist, daß im weiteren Quellgebiet die Terrassen talaufwärts konvergieren. Die im Vorstehenden geschilderten Eigenschaften der verschiedenen Terrassensysteme treten dann also erst nach einer gewissen Strecke unterhalb des Quellgebietes auf.

Nachdem wir uns über die möglichen Fälle der Terrassenentwicklung und ihre Ursachen orientiert haben, wenden wir uns konkreten Beispielen zu.

Zu den Tälern Mitteldeutschlands, deren Entwicklungsgeschichte augenblicklich am besten bekannt ist, gehört das Saaletal, das zugleich einen Typus für alle benachbarten

Täler, wie Mulde, Elster, Unstrut, Ilm darstellt. Allerdings ist auch das Saaletal noch nicht in seinem ganzen Verlauf eingehend erforscht. Eine genaue Kartierung der Terrassen ist bis jetzt nur in drei voneinander isolierten Gebieten erfolgt, zwischen den Blättern Halle-Süd und Naumburg, auf Blatt Jena und auf Blatt Saalfeld¹⁾. Eine Verbindung der Terrassen dieser verschiedenen Talabschnitte ist zurzeit noch nicht vollständig möglich, da ohne die genauere Kenntnis der zwischenliegenden Abschnitte sich für manche Terrassen mehrere Konstruktionsmöglichkeiten ergeben. Aber auch bei einem Vergleich der bis jetzt genauer bekannten Talabschnitte können wir bereits einige allgemeine Sätze über die Morphologie der Terrassen im Saaletal ableiten, von denen die wichtigsten folgende sein dürften:

1. Alle Terrassen konvergieren talabwärts, und zwar wächst der Winkel zwischen den einzelnen Terrassen mit ihrem zeitlichen Abstand.

2. Weiterhin findet talabwärts eine Terrassenkreuzung statt, indem sich ältere Terrassen unter das Niveau jüngerer herabsenken.

3. Die Terrassen folgen oberhalb der Terrassenkreuzung, also im weitaus größten Teile des Tales, von oben nach unten in regelmäßiger Altersfolge aufeinander, so daß die Terrassen um so tiefer liegen, je jünger sie sind.

4. Die Terrassen liegen um so enger zusammen, je jünger sie sind.

5. Die Zahl der Terrassen nimmt talaufwärts zu.

Wie sich das Terrassensystem im Oberlauf der Saale und namentlich im Quellgebiet entwickelt, ist zurzeit noch unbekannt. Wie schon früher angedeutet, konvergieren möglicherweise hier die Terrassen talaufwärts.

Der folgenden Besprechung der Saaleterrassen sei vorausgeschickt, daß sie sich im wesentlichen auf die jüngeren Terrassen, von der letzten präglazialen Terrasse an, beziehen, weil wir zurzeit die Entwicklung der älteren Terrassen noch nicht genau genug kennen, namentlich auch über ihren Verlauf nach der Einmündung in ihr Hauptstromtal, das sie dem Meere zuführt, nichts wissen.

Eine der auffälligsten Eigenschaften des Terrassensystems der Saale ist die Terrassenkreuzung. Bis jetzt konnte ich

¹⁾ Vgl. SIEGERT: Bericht über die Begehungen der diluvialen Ablagerungen an der Saale im Anschluß an die Konferenz der Direktoren der Deutschen geolog. Landesanstalten im Jahre 1908. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, Bd. XXX, H. 2, S. 1.

nur die Kreuzung der jüngsten präglazialen Terrasse mit den Terrassen der 1. Interglazialzeit durch direkte Beobachtung nachweisen. Doch kreuzen sich beide auch mit allen jüngeren Terrassen, insbesondere mit dem alluvialen Talboden. Ebenso findet wohl auch eine Kreuzung der Terrasse der 2. Interglazialzeit mit der alluvialen statt. Der direkte Nachweis dieser Kreuzungen ist freilich sehr schwer zu erbringen, da die älteren Terrassen mit der Kreuzung ja unter Tage hinabtauchen und damit aus dem Bereich der Tagesaufschlüsse verschwinden. Da, wo sich kein Glazialdiluvium dazwischen schaltet, sind die Terrassen ja auch in Bohrungen nicht mehr voneinander zu trennen. Die Terrassenkreuzung macht sich dann nur durch eine talabwärts immer zunehmendere Mächtigkeit der Schotter bemerkbar. Da aber die Kreuzungswinkel sehr spitze sind, so ist diese Zunahme der Mächtigkeit eine äußerst langsame und wird erst viele Kilometer unterhalb der Kreuzungsstelle solche Werte erlangt haben, daß sie sichere Rückschlüsse gestattet und nicht mehr lokalen Zufälligkeiten zugeschrieben zu werden braucht. Aus der Konvergenz der Terrassen talabwärts aber auf ihre spätere Kreuzung zu schließen, wie dies häufig geschieht, ist nach den früheren Ausführungen völlig verfehlt. Die Konvergenz der Terrassen talabwärts ist vielmehr eine ganz allgemeine Erscheinung, die ebensowohl bei Terrassenkreuzung wie beim Zusammenlaufen der Terrassen an der Meeresmündung und bei der Entwicklung von Zweigterrassen aus den Hauptterrassen vorhanden ist. Infolge dieser weiten Verbreitung ist die Konvergenz der Terrassen eine ziemlich nichtssagende Erscheinung, die in den meisten Fällen keine Rückschlüsse auf die Ursache der Terrassenbildung zuläßt.

Wir können jedoch die oben entwickelte Kreuzung der Saaleterrassen auf einem ganz anderen Wege beweisen, indem wir nicht die Saale allein, sondern das gesamte Stromsystem bis zum Meere in den Kreis unserer Betrachtung ziehen. Heute mündet die Saale in die Elbe. Wir wissen nun zwar nicht, ob in präglazialer Zeit bereits genau das gleiche Stromsystem bestand, aber wir können mit Sicherheit annehmen, daß die Saalewasser nach unsern nördlichen Küsten strömten. Wir kennen, dank zahlreicher Tiefbohrungen, in der Gegend von Hamburg und Bremen die Beschaffenheit der damaligen Küste¹⁾. Wir wissen, daß die ältesten Glazialablagerungen dort in tiefen Rinnen, in alten Tälern liegen, die in das

¹⁾ Vergl. W. WOLFF: Der Untergrund von Bremen. Monatsber. d. Deutschen geol. Ges., Nr. 8/10, 1909, S. 356.

Tertiär eingeschnitten sind, und kennen ihre absolute Höhen- bzw. Tiefenlage. Bei Hamburg und bei Bremen liegt die Sohle jener alten Täler bei etwa 200 m unter N.N. Da diese Täler von der Grundmoräne der 1. Eiszeit erfüllt werden, so müssen sie von präglazialen Strömen erodiert sein, deren jüngste Ablagerungen gleichaltrig mit unserer 4. präglazialen Saaleterrasse sind. Dann aber erhalten wir für unser Saale-Elbesystem folgendes Kurvensystem.

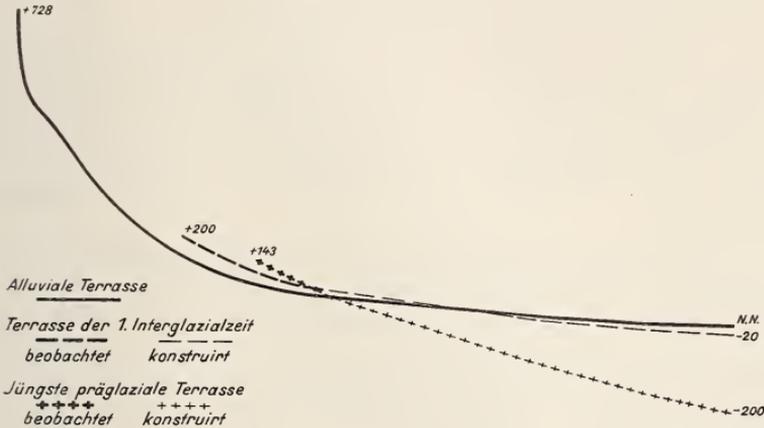


Fig. 9.

Entwicklung der Saaleterrassen.

Länge : Höhe = 1 : 500.

Die Kurve der alluvialen Terrasse ist dem Elbstromwerk entnommen. Die Mündung der 4. präglazialen Saale liegt 200 m tiefer als die heutige Mündung. Im Oberlauf des ganzen Systems aber können wir nach direkten Beobachtungen einen Teil dieser Terrasse einzeichnen. Da das zu ergänzende Stück gerade in den Unterlauf fällt, der, wie aus dem Verlauf der alluvialen Terrasse zu folgern ist, eine äußerst flache Kurve besessen haben wird, so können wir die Strecke selbst bei einem in größerem Maßstab ausgeführten Profil ohne allzu großen Fehler durch eine gerade Linie verbinden oder ihr wie oben die flache Biegung der alluvialen Terrasse geben und so mit ziemlicher Genauigkeit den Kreuzungspunkt zwischen der 4. präglazialen und der alluvialen Terrasse vorausbestimmen. Er liegt nach einer vorläufigen maßstäblichen Konstruktion wenige km unterhalb Halle a. S. Weiter können wir aber auf die gleiche Weise auch die Stromkurve des Saale-Elbesystems in der 1. Interglazialzeit konstruieren. Hier liegt

die Mündung bedeutend höher. Die Oberfläche der Elbemündung der 1. Interglazialzeit liegt etwa 20 m unter N.N., während die Oberfläche der gleichaltrigen Saaleterrasse teilweise wieder beobachtet werden kann. Die nach den oben entwickelten Grundsätzen konstruierte Verbindungslinie zeigt die direkt beobachtete Kreuzung der interglazialen Terrasse mit der präglazialen südlich von Halle, während sie den Kreuzungspunkt mit der alluvialen weit unterhalb dieser Stelle, etwa in der Gegend von Tangermünde, vermuten läßt.

Auf die Terrassen der 2. Interglazialzeit will ich hier nicht weiter eingehen, weil die Frage nach dem Auftreten dieser Ablagerungen in der Küstengegend mir noch nicht so einwandfrei geklärt zu sein scheint, als es für unsere Zwecke nötig ist. Ebenso muß aus ähnlichen Gründen augenblicklich auf die Konstruktion der postglazialen Terrasse verzichtet werden.

Durch obige Ausführungen ist die Terrassenkreuzung sicher bewiesen und damit die weitere charakteristische Eigenschaft des Saale—Elbesystems erkannt, daß oberhalb der Kreuzung von oben nach unten immer jüngere Terrassen aufeinanderfolgen, während unterhalb der Kreuzung die Verhältnisse umgekehrt liegen. Unsere früheren theoretischen Erwägungen haben uns in der positiven Strandverschiebung (ohne Horizontalbewegung der unteren Erosionsbasis) in Verbindung mit der selbstverständlichen Erosion im Oberlaufe die einzige Ursache kennen gelehrt, welche diese auffällige Erscheinung erklärt.

Diese Bedingungen treffen hier zu. Die positive Strandverschiebung geht ohne weiteres aus unserer maßstäblichen Fig. 9 hervor, bei der die alten Meeresmündungen der Elbe in ihren relativen Höhenlagen eingetragen sind. Die zweite Bedingung erfüllt eigentlich nur eine Steilküste. Der Mangel einer Horizontalverschiebung der unteren Erosionsbasis ist in unserem speziellen Falle für den ersten Augenblick auffällig, denn in einem so ausgedehnten Tieflande wie Norddeutschland muß schon eine geringe vertikale Bewegung des Strandes auch eine bedeutende horizontale Verschiebung bedingen. In Norddeutschland aber haben wir den vielleicht einzigstehenden Fall, daß trotz dieser orographischen Verhältnisse die Strandlinie bei einer vertikalen Verschiebung von ca. 200 m keine bedeutende Horizontalbewegung ausführt; denn der Raum, in welchem sich das Meer ausbreiten müßte, wird gleichzeitig mit seiner Entstehung vom Inlandeise und seiner Grundmoräne ausgefüllt.

Die vorstehend entwickelte Konstruktion der Kurvensysteme ist, nebenbei bemerkt, noch für eine andere Aufgabe von großer Wichtigkeit. Wir besitzen in unseren alten Flußterrassen ein vorzügliches Mittel zur Gliederung des Glazialdiluviums¹⁾. Nun sind zwar die Flußschotter wohl im Süden auf den ersten Blick von den glazialen Schottern zu unterscheiden, nach Norden zu aber werden sie durch vermehrte Aufnahme von Grundmoränenmaterial den glazialen Schottern immer ähnlicher, bis sie, namentlich in Bohrproben, von diesen nicht mehr zu unterscheiden sein werden, zumal die Korngröße stark abnimmt. Da ferner ein alter unterirdischer Lauf nur nach Schichtverzeichnissen von Tiefbohrungen zu konstruieren ist, bei deren Aufstellung wohl meist die Annahme herrschte, daß überall Glazialkiese vorliegen, so würde die Rekonstruktion der alten Terrassen in der Tiefe des norddeutschen Flachlandes wohl unmöglich sein. Da wir aber auf Grund der obigen Konstruktion überall die ungefähre Tiefenlage der Terrassen ziemlich genau vorausbestimmen können, so genügt eine Häufung der Angabe Kies, Sand oder Tonmergel in der entsprechenden Tiefenlage, um in den betreffenden Ablagerungen alte Terrassenbildungen zu vermuten.

Kurz sei hier noch die Frage berührt, ob jene positive Strandverschiebung die Folge einer Bewegung des Landes oder des Meeres ist. Wenn auch in unserem speziellen Falle aus anderen, hier nicht weiter zu erörternden Gründen die Frage bereits in ersterem Sinne entschieden sein dürfte, so verdient doch erwähnt zu werden, daß ein genaues Studium der Flußterrassen uns mit ein Mittel bietet, das die jüngeren Schollenbewegungen im einzelnen sehr genau zu verfolgen gestattet. Fig. 10A sei die kartographische Darstellung eines Flußtales von der Quelle (a) bis zur Mündung (f), dessen wohlausgegliche Kurve die Linie a—f in Fig. 10B darstellt. Wird nun die ganze Scholle, auf der der Strom a—f fließt, um eine der Küstenlinie f—g entsprechende Achse aus der Blattfläche heraus nach oben gedreht, so wird natürlich auch die Flußkurve in Fig. 10B in ihrer Gesamtheit ein steileres Gefälle erhalten müssen.

Eine einfache Aufwärtsdrehung um den Punkt f als Achse, etwa in die Lage a'—f würde aber den tatsächlichen Verhältnissen nicht gerecht werden; denn dabei erhalten alle Teilstrecken der Kurve ein stärkeres Gefälle, was in Wirklichkeit nicht der Fall ist. Die Aufrichtung der Scholle hat vielmehr

¹⁾ SIEGERT: Zur Kritik des Interglazialbegriffes. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908.

das Gefälle der einzelnen Talstrecken ganz verschieden beeinflußt. Steiler gestellt wurden nur die Abschnitte, welche in der Ebene der Bewegungsrichtung liegen. Je größer der Winkel der Talstrecke zu dieser Ebene ist, desto kleiner wird ihr Aufrichtungswinkel, bis er endlich, bei Parallelität mit der Achse, gleich Null wird. Diese Talstücke werden also nur gehoben, nicht aber steiler gestellt.

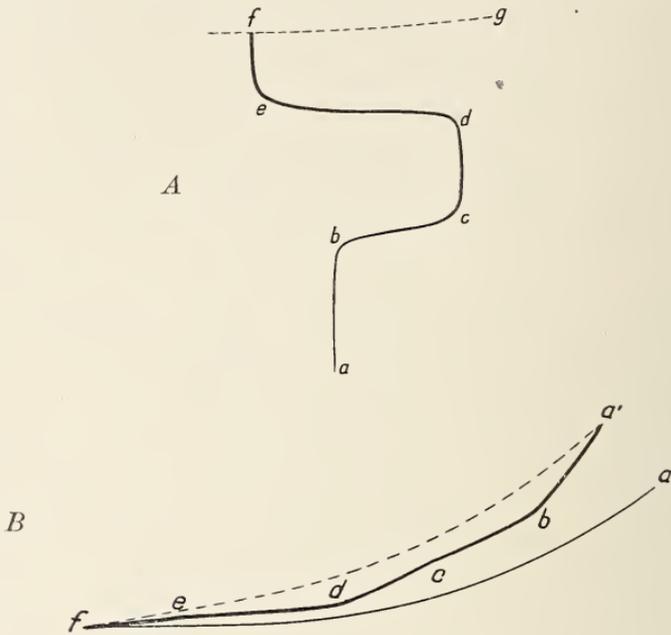


Fig. 10.

In unserem speziellen Falle Fig. 10 werden also die Talstücke ab, cd, ef gehoben und steiler gestellt, während die Abschnitte bc und de zwar gehoben werden, aber ihr altes Gefälle beibehalten. Aus der Kurve ab entsteht infolgedessen die Kurve a'b'c'd'e'f.

Durch eine völlig einheitliche Schollenbewegung wird also, ohne daß sonst der Talboden irgendwelche Veränderungen erleidet, die normale, gleichmäßig konkave Kurve in eine gebrochene Kurve mit abwechselnd konkaven und konvexen Abschnitten umgewandelt.

Ein charakteristisches Beispiel für eine solche Auflösung einer regelmäßigen Stromkurve infolge gleichmäßiger Schollenbewegung scheint mir für die Saale im Süden des Blattes

Lützen zu liegen. Hier kommt die 3. präglaziale Terrasse in ungefährer SW—NO-Richtung an, um hinter Weißenfels scharf in die reine W—O-Richtung umzubiegen. Damit verliert sie aber zugleich fast völlig ihr vorher sehr ausgesprochenes Gefälle. Indes bedarf dieser Fall noch genauerer Nachprüfung, als mir bis jetzt möglich war, ehe weittragende Schlußfolgerungen über die Richtung und Größe der Schollenbewegung daraus gezogen werden können. Denn eine gebrochene, aus verschiedenen steilen Abschnitten zusammengesetzte Kurve kommt sehr häufig vor, auch bei den heutigen Talsohlen. Diese Kurven sind keineswegs eindeutig, können ihre Gestalt vielmehr den verschiedensten lokalen Ursachen verdanken. Neben dem eingangs erwähnten geologischen Bau und den lokalen Verschüttungen sei vor allem auf eine Möglichkeit hingewiesen, die im norddeutschen Tiefland häufig zu beobachten sein wird. Wenn hier zwei Täler mit ausgeglichener Stromkurve parallel von O nach W verlaufen, wie unsere Urstromtäler, so wird die Kurve des nördlicheren Tales, absolut gerechnet, tiefer liegen als die erste. Bildet sich später zwischen ihnen ein S—N gerichtetes Verbindungsstück heraus, so wird dies meist steileres Gefälle besitzen als die ursprünglichen Täler; aus den beiden gleichen, nur in verschiedenen Niveaus liegenden Kurven a b, c d der Fig. 11 entsteht durch Einfügung des Verbindungsstückes e f die gebrochene Kurve a e f d. Auch die sogenannten Terrassenverbiegungen verdanken ihre Entstehung wohl keineswegs immer lokalen tektonischen Störungen.

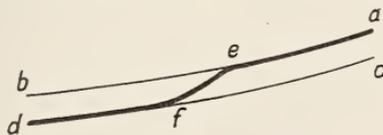


Fig. 11.

Um mit der Schollenbewegung bzw. Strandverschiebung allein die Entstehung der verschiedenen Terrassensysteme zu erklären, müssen wir notwendig periodische Schwankungen in der Bewegung annehmen, wie folgende Überlegungen zeigen. Würde die Scholle, in welcher das Tal liegt, in gleichmäßiger Bewegung aufgerichtet werden mit einer Schnelligkeit, welche die der entgegengesetzt arbeitenden Erosion übertrifft, so würde der Fluß nie seine Nullkurve erreichen. Er hat also auch keine Veranlassung, seine Tiefenerosion zeitweise zu unterbrechen. Diese wird im Gegenteil infolge der zunehmenden Neigung des Gefälles einen immer stärkeren Antrieb erhalten. Im anderen Falle, wenn

die Schollenbewegung gleich schnell oder langsamer erfolgt als die ihr entgegenarbeitende Erosion, wird nach einer bestimmten Zeit die Nullkurve hergestellt und damit die Tiefenerosion zur Ruhe gekommen sein. Die jetzt eintretende Seitenerosion schafft einen breiten Talboden. Seiner kontinuierlichen Bewegung arbeitet die Erosion augenblicklich fortgesetzt entgegen. Es werden dabei zahlreiche Erosionsterrassen infolge der Mäanderbewegung entstehen; es wird aber nicht zur Ausbildung weit voneinander abstehender, gleichmäßig im ganzen Tal hinziehender Terrassen kommen, wie sie unsere Saale aufweist. Hierzu ist unbedingt eine periodische Bewegung mit abwechselnden Bewegungs- und Stillstandsphasen nötig.

Trotzdem bleibt aber noch die Möglichkeit offen, daß in unserem speziellen Falle, bei dem Terrassensystem der Saale-Elbe, jene Schollenbewegung, bzw. die Strandverschiebung, gleichmäßig vor sich ging, da sie während der Diluvialzeit, für welche wir allein die Terrassen zur Zeit bis zum Meere verfolgen können, mit anderen Ursachen verknüpft ist, die eine Periodizität großzügigster Art besitzen, mit den Invasionen des Inlandeises und den Klimaschwankungen. Wie wir gesehen haben, bedingt die Invasion des Eises eine horizontale Verschiebung der unteren Erosionsbasis, hinter deren Wirkung die zugleich damit verbundene vertikale zunächst vollständig zurücktritt. Beim Rückzug findet die entgegengesetzte horizontale Verschiebung statt, die aber infolge der inzwischen erfolgten Auffüllung des versunkenen Terrains durch die Glazialablagerungen den Fluß sogleich in ein höheres Niveau bringt. Infolge der horizontalen Hin- und Herbewegung der unteren Erosionsbasis verläuft also die vertikale Verschiebung tatsächlich sprungweise. Ein weiterer Faktor, der namentlich für den Talabschnitt oberhalb der Kreuzung einer Terrasse mit dem Alluvium die Entwicklung der Terrassen periodisch beeinflusst, sind die Klimaschwankungen, auf deren Einfluß weiter unten noch hinzuweisen ist. Nebenbei sei bemerkt, daß für eine gleichmäßige Schollenbewegung vielleicht auch die ziemlich große Mächtigkeit der interglazialen Bildungen bei Bremen hinweist, indem sie andeutet, daß die Schollenbewegung während der Interglazialzeit keineswegs zum Stillstand gekommen war.

Die Eisinvasion hat ferner noch zur Folge, daß eine weitere Begleiterscheinung der positiven Verschiebung einer Erosionsbasis, die Anhäufung sehr mächtiger Schotterterrassen, unterbleibt. Die mittlere Partie der sonst einheitlichen Schotterterrasse wird ersetzt durch Glazialbildungen. Infolgedessen

können wir in Norddeutschland verschiedene Flußterrassen, getrennt durch Glazialdiluvium, auch in der Tiefe noch unterscheiden. Weiter nach Westen zu, wo das Eis nicht mehr so weit nach Süden drang, so z. B. schon am Rhein, wird sich dieses Verhältnis etwas zugunsten der mächtigen Schotteranhäufungen verschieben.

Unser auf Grund der positiven Strandverschiebung konstruiertes Kurvensystem Fig. 8 erklärt aber ferner noch einige weitere Eigenschaften des Terrassensystems im Saaletal. So ergibt sich daraus zwanglos die Tatsache, daß die Terrassen talabwärts konvergieren. Das verschiedene Ausmaß der Strandverschiebung bedingt bei ähnlicher Gestalt der Kurve, daß die tieferen Terrassen näher aneinanderliegen als die höheren, was noch deutlicher zum Ausdruck käme, wenn auch die Kurve der 2. Interglazialzeit und die postglaziale Kurve eingezeichnet wären. Dieselbe Ursache erklärt endlich auch das auf S. 15 unter Nr. 1 erwähnte Verhältnis der Konvergenzwinkel.

Es bleibt also nur noch eine einzige Eigenschaft zur Erklärung übrig, die Vermehrung der Zahl der Terrassen talaufwärts.

Diese Vermehrung tritt besonders bei einem Vergleich der Terrassenreste von Blatt Saalfeld mit den weiter talabwärts liegenden, eingehend untersuchten Gebieten von Jena und zwischen Naumburg und Halle a. S. hervor. Da aber noch keine Verbindung zwischen diesen Terrassenabschnitten hergestellt werden konnte, so läßt sich im einzelnen noch nicht sagen, in welcher Weise diese Terrassenvermehrung vor sich geht. Mit einiger Sicherheit kann man wohl behaupten, daß die Vermehrung der präglazialen Terrassen eine stärkere ist als die der jüngeren, interglazialen und postglazialen; ebenso, daß sich talaufwärts immer neue höhere, also ältere Terrassen einstellen. Ob deren Fortsetzungen talabwärts überhaupt fehlen, oder ob sie erst nachträglich zerstört sind, läßt sich zurzeit nicht sagen. Erst wenn durch weitere Begehungen des ganzen Saaletales eine genauere Anschauung gewonnen ist, wie sich die zahlreichen Terrassen des Oberlaufes aus den einfacheren Systemen des Unterlaufes entwickeln, dürfte es an der Zeit sein, auch nach den Ursachen zu forschen. In welcher Richtung diese zu suchen sind, geht ja aus den einleitenden theoretischen Erwägungen hervor. Nur eine Ursache der Terrassenvermehrung im Oberlaufe, die Mäanderbewegung, soll sogleich noch etwas näher besprochen werden.

Wenn wir aber auch alle übrigen Erscheinungen bereits ausschließlich durch die Strandverschiebung erklären konnten,

so bleibt trotzdem noch die Frage offen, ob nicht doch auch andere Ursachen gleichzeitig und in gleichem Sinne bei der Ausbildung des Terrassensystems der Saale mitgewirkt haben.

Sehen wir von dem nur ganz lokalen Einfluß ab, welchen der Wechsel des Gesteins usw. auf die Entwicklung der Terrassensysteme hat, so wäre zunächst zu prüfen, wie weit sich Einflüsse der Mäanderverschiebung bei der Erosion bemerkbar machen. Im alluvialen Talboden treten uns solche allenthalben entgegen, die jüngsten in Gestalt von Inseln und Halbinseln, die durch Altwasser abgeschnürt werden. Etwas älter mögen solche Terrassenreste sein, die von bereits fossilen alten Flußarmen, kenntlich durch ihre Ausfüllung mit dunklem, fettem Ton, umschlungen werden. Auch einzelne Stufen, die ihrer Höhenlage nach die Mitte einhalten zwischen dem tiefsten Talboden und der postglazialen Terrasse, die deshalb bei der Kartierung bald der einen, bald der andern Stufe zugezählt werden, sind Zeugen dieses Prozeßes, der sich besonders schön in den breiten Talstrecken auf den Blättern Merseburg-Ost und Halle-Süd studieren läßt, wo infolge des stauenden Einflusses der Giebichensteiner Pforte auf die Saale eine ungemein starke Mäanderbildung stattfindet. In den höheren Terrassen lassen sich solche niedrigen Erosionsstufen nicht mehr mit Sicherheit beobachten, weil die deutlich ausgesprochenen Böschungen im Laufe der Zeit vollständig verschwunden sind, so daß die Schotteroberfläche von der niedrigen zur höheren Stufe ganz allmählich ansteigt. Umgekehrt aber sind derartige flache Anschwellungen und Aushöhlungen der Terrassenoberfläche auch vielfach nur Denudationserscheinungen. Da aber natürlich da, wo die Zwischenstufen unerkennbar oder vernichtet sind, auch weiter auseinanderliegende Erosionsstufen und dann mit deutlichen, auch in langen Zeiten nicht verwischbaren Niveaudifferenzen aneinanderstoßen, so ist es nicht völlig ausgeschlossen, daß die beiden Saaleterrassen der ersten Interglazialzeit Erosionsterrassen sind. Hierfür spricht auch, daß sie im Unterlaufe, wo wir sonst bedeutende horizontale Talverlegungen haben, in ein und demselben Flußbett abgelagert worden sind.

Eine weit größere Rolle scheinen diese Erosionsterrassen im Oberlaufe zu spielen. Die höchsten Terrassen auf Blatt Saalfeld weisen nach der Tabelle von E. ZIMMERMANN¹⁾ so kleine und schnell wechselnde Höhenunterschiede auf, daß es kaum eine andere Erklärung hierfür geben dürfte. Daß solche

¹⁾ SIEGERT: Bericht über die Begehungen usw. Jahrb. f. 1909, S. 19.

Terrassen gerade im Oberlauf entstehen mußten, ist bei der dort herrschenden stärkeren und schnelleren Erosionstätigkeit des Flußes ja von vornherein zu erwarten. Bei der Konstruktion eines Terrassenprofils des ganzen Saaletales wird man also einfache Terrassen im Unter- und Mittellaufe mit Terrassengruppen im Oberlaufe zu verbinden haben. Wenn so die Mäanderbewegung bei der Erosion auch mancherlei Einzelheiten in der Entwicklung der Terrassen bedingt, zur Erklärung der großen Züge des Terrassenbildes, der ganz verschiedenen Perioden angehörigen Terrassen bietet sie uns kein Mittel.

Weit wichtiger sind in dieser Beziehung die eingangs als vierte Ursache aufgeführten Klimaschwankungen bzw. Schwankungen der Niederschläge. Sie führen, wie dort gezeigt wurde, zur Ausbildung eines Terrassensystems, das alle wesentlichen Eigenschaften unserer Saaleterrassen besitzen kann, mit Ausnahme der Terrassenkreuzung. Da ferner die Klimaschwankungen regionale Ursachen sind, so erklären sie auch die gesetzmäßige Wiederholung der gleichen Terrassensysteme in allen benachbarten Tälern. Ob aber ihr Einfluß in Wirklichkeit ein so großer gewesen ist, entzieht sich zurzeit unserer genaueren Kenntnis. Die schönen Untersuchungen von HASSINGER über die Terrassen der Donau in der weiteren Umgebung von Wien haben für die meisten Flußterrassen die entsprechende, immer weiter zurücktretende Strandterrasse nachgewiesen, so daß die Entstehung dieses Terrassensystems allein auf die periodische negative Strandverschiebung des Mittelmeeres seit der Tertiärzeit zurückgeführt werden kann, ohne daß es nötig wäre, Klimaschwankungen zu Hilfe zu nehmen. Der gleiche Nachweis ist auch noch für andere ins Mittelmeer mündende Flüsse, so z. B. durch DE LAMOTHE, geführt worden.

Wenn den Klimaschwankungen ein erheblicher Einfluß zukommt, so müssen wir im allgemeinen eine Parallelität zwischen ihnen und den periodischen Strandverschiebungen annehmen. Dieser Gedanke ist von vornherein nicht allzu sympathisch, was selbstverständlich seiner Richtigkeit, falls sich Beweise dafür fänden, nicht im Wege stünde.

In der Diluvialzeit ist eine solche ja vorhanden aber gerade hier braucht, wie wir gesehen haben, die Periodizität in der Strandverschiebung nicht auf rhythmischen Bodenschwankungen zu beruhen, sondern kann bei gleichmäßiger Bodenbewegung sekundär durch Horizontalschwankungen des Inlandeises erzeugt worden sein. Die Annahme einer Parallelität zwischen den Schwankungen des Inlandeises und den Niederschlägen ist selbstverständlich wohl begründet. Dann würde

die Periodizität in der Terrassenbildung der Diluvialzeit ein Ergebnis gleichmäßiger Bodenbewegung in Verbindung mit periodischen Niederschlagsschwankungen sein. Die Wirkung der letzteren würde durch die Veränderung der Schollenneigung nur bald im günstigen, bald im ungünstigen Sinne beeinflusst worden sein. Ist aber diese Annahme richtig, so können wir sie vielleicht auch auf die Entstehung des präglazialen Terrassensystems ausdehnen und auch hier gleichmäßige Schollenbewegung mit periodischen Klimaschwankungen als Ursache der Terrassenbildung annehmen.

Da einerseits die Klimaschwankungen vikariierend für Periodizität der Schollenbewegung eintreten können, und beide Male im Prinzip gleiche Terrassensysteme entstehen müssen, da andererseits die Periodizität der Schollenbewegung aber durch die Oszillationen des Inlandeseis verschleiert wird, so ist Norddeutschland nicht geeignet, die Frage zu entscheiden, welchen Anteil jede Ursache im einzelnen an der Herausbildung der Terrassensysteme hat, insbesondere der diluvialen, die bis jetzt am eingehendsten untersucht sind.

Immerhin ergeben sich aus dem Vorgetragenen folgende allgemeine Schlußfolgerungen:

Die Entstehung der Terrassensysteme der Saale bzw. der Saale-Elbe ist auf periodisch wirkende Ursachen zurückzuführen. Die Hauptursache ist die positive Strandverschiebung (infolge Schollenbewegung) ohne Horizontalverschiebung der unteren Erosionsbasis. In zweiter Linie kommen die Klimaschwankungen, in dritter die Eisinvansionen in Betracht. Bei gleichmäßiger Strandverschiebung bedingen Klimaschwankung und Eisinvansion allein die Periodizität der Terrassenentwicklung. Alle übrigen Ursachen bedingen nur lokale Abweichungen vom Hauptschema der Entwicklung.

Da die genannten Ursachen sämtlich regionaler Art sind, so müssen wir das am Saale-Elbesystem entwickelte Terrassenschema auch weiterhin finden. Ganz selbstverständlich ist es bei den Nebenflüssen der Saale, bei Unstrut und Ilm, zu erwarten und durch Spezialuntersuchungen, insbesondere der Herren NAUMANN und PICARD, ja auch bereits festgestellt worden. Aber auch die benachbarten Nebenflüsse der Elbe, Elster und Mulde, haben, soweit ich nach den Aufnahmen der Kgl. Sächsischen und Preußischen Geologischen Landesanstalten sowie nach eigenen Begehungen, die allerdings teilweise lange zurückliegen, urteilen kann, bei der Erosion ihrer

Täler genau nach demselben Schema gearbeitet. Es dürfte daher kaum zu bezweifeln sein, daß alle Täler im gesamten Elbstromgebiet die gleiche Terrassenentwicklung besitzen.

Da die Ursachen für die Ausbildung des eben geschilderten Typus der Terrassenentwicklung weit über das Elbstromgebiet hinausreichen, so müssen wohl auch alle Stromsysteme, soweit sie im Bereiche dieser Ursachen liegen, den gleichen Bau ihrer Täler aufweisen. Eine der Hauptursachen, die positive Strandverschiebung, dürfte sich an der ganzen Nordseeküste geltend gemacht haben. Es ist daher zu erwarten, daß auch das westlichste der deutschen Stromsysteme, das des Rheins, im Prinzip die gleiche Talentwicklung aufweisen wird, wenigstens soweit es innerhalb des mitteldeutschen Gebirgs- und des norddeutschen Tieflandes liegt. Der südlich daran stoßende Abschnitt in der oberrheinischen Tiefebene gehorcht ja bekanntlich anderen Gesetzen. Vom Taunus an talabwärts ist zunächst die für Mitteldeutschland normale Terrassenfolge vorhanden, nach der die Terrassen um so tiefer liegen, je jünger sie sind. Talwärts konvergieren die Terrassen in derselben Weise wie an der Saale. Im Unterlaufe aber muß die Reihenfolge der Terrassen genau wie bei der Elbe gerade umgekehrt sein. Den Beweis hierfür liefern die Lagerungsverhältnisse der pliocänen Kieseloolithstufe. Innerhalb des rheinischen Schiefergebirges ist sie entsprechend ihrem hohen Alter einer der orographisch höchsten Horizonte. Mit dem Eintritte in das Gebiet der Niederrheinischen Bucht aber sinken die Schotter der Kieseloolithstufe unter das Niveau der Hauptterrasse hinunter¹⁾. In Holland sind sie erst in verschiedener, z. T. beträchtlicher Tiefe unter dem Alluvium, erbohrt worden. Daß die tiefsten Partien dabei in Grabenversenkungen liegen, ist von nur nebensächlicher Bedeutung. Da die jüngeren Flußtäler sich eben in diesen Grabenversenkungen entwickeln, kommt es zu einer Kreuzung der Kieseloolithstufe mit dem Alluvium. Die Annahme einer Kreuzung der dazwischen liegenden diluvialen Terrassen aber, für die zur Zeit außer der nicht maßgebenden Konvergenz der Terrassen noch kein direkt verwertbares Beobachtungsmaterial vorliegt, ist nach Analogie mit dem Elbssystem mindestens sehr wahrscheinlich²⁾.

¹⁾ E. KAISER: Die Entstehung des Rheintals. Verhandlungen der Gesellschaft deutscher Naturforscher und Ärzte. Cöln 1908.

²⁾ Nach einer Mitteilung von Herrn FLIEGEL in der Diskussion trägt Herr Professor POHLIG die gleichen Ansichten schon seit 20 Jahren im Kolleg vor.

In großen Zügen ist also das Bild der Terrassenentwicklung am Rhein dasselbe wie beim Saale-Elbssystem, wenn auch dort gerade die Verhältnisse im einzelnen etwas komplizierter sein mögen, einmal infolge lokaler tektonischer Einflüsse, so dann aber dadurch, daß das Inlandeis nicht gleich tief wie in das Elbe-Saaletal eindrang, und deshalb unterhalb der Kreuzung das trennende Mittel zwischen den Terrassen fehlt, so daß hier höchstwahrscheinlich die obenerwähnten, das normale Maß an Mächtigkeit bedeutend überschreitenden Schottermassen auftreten werden.

Zur Erklärung der Terrassen im rheinischen Schiefergebirge hat man ja schon seit langer Zeit eine Hebung des rheinischen Schiefergebirges, die im Süden stärker als im Norden auftrat, in Anspruch genommen und diese alte Theorie ist durch die neueren Arbeiten zahlreicher Geologen, welche sich mit diesem interessanten Problem beschäftigten, allenthalben bestätigt worden. Die Schollenbewegung, welche die Terrassenentwicklung verursacht hat, ist also im Prinzip die gleiche gewesen wie beim Saale-Elbssystem. Das Endergebnis der verschiedenen säkulären Schwankungen und tektonischen Prozesse, soweit es für die Entwicklung der Terrassen in Betracht kommt, der Klimaschwankungen und Eisinvasionen ist auch am Rhein gleich dem einer Schollenneigung um eine im großen und ganzen west-östlich gerichtete, sich im Laufe der Zeit verschiebende Achse im Sinne einer positiven Strandbewegung auf der Meeresseite und einer Hebung auf der anderen, mittelgebirgischen Seite.

Wenn aber die Terrassenentwicklung im Rhein- und Elbssystem nach dem gleichen Gesetz erfolgt, so ist von vornherein anzunehmen, daß gleiches auch für die dazwischen liegende Weser gilt. In der Tat habe ich bei ausgedehnten Begehungen der Weserterrassen, über welche an anderer Stelle berichtet werden soll, allgemein den Saale-Elbtypus der Talbildung beobachten können. Lokale Abweichungen, auch von größerer Ausdehnung, kommen natürlich auch hier vor.

Wie weit dieser gleiche Typus der Talbildung nach O und W reicht, konnte ich im einzelnen noch nicht nachprüfen.

Schon der Umstand, daß eine der wichtigsten Bedingungen für die Ausbildung des hier geschilderten Taltypus die positive Strandverschiebung ist, also eine Erscheinung, die wenn auch regional, so doch von räumlich beschränkter Gültigkeit ist, zeigt uns, daß auch unser Typus der Talentwicklung nur räumlich begrenzte Geltung haben kann. Eine allgemein-

gültige Theorie der Talbildung ist daher unmöglich. Eine negative Strandverschiebung, wie sie z. B. am Mittelmeer seit tertiärer Zeit besteht, wird z. B. gegenüber unserem Typus der Kreuzung, den Typus der offenen Terrassensysteme erzeugen, wie zahlreiche Beobachtungen bestätigen. Einen allgemein gültigen Typus der Talentwicklung, wie DE LAMOTHE vermeint, stellt aber auch dieser nicht dar.

*) Die Erkenntnis vom gleichen Terrassenbau der genannten drei großen Stromsysteme hat eine erhebliche Bedeutung für die Stratigraphie des Diluviums. Eine exakte Gliederung des Diluviums im Randgebiet läßt sich nur gewinnen durch eine Klarlegung der Verbandsverhältnisse von Flußterrassen und Glazialablagerungen. Sind auf diese Weise die Altersverhältnisse der Terrassen usw. aber einmal an einer Stelle festgelegt, wie zurzeit an der Saale, so lassen sie sich ohne weiteres auch auf die anderen Stromsysteme übertragen, wenn die Terrassen nach ihrer relativen Lage zu parallelisieren sind. Wichtig ist hierbei nur, daß man gleichwertige Talabschnitte miteinander vergleicht, da, wie wir gesehen haben, talaufwärts eine Terrassenvermehrung eintritt. Am geeignetsten scheint mir hierzu, soweit meine Erfahrungen zurzeit reichen, die Talstrecke nahe oberhalb der Kreuzungen zu sein. Die Festlegung der Kreuzungspunkte ist deshalb von Wichtigkeit.

Den besten Prüfstein für die Richtigkeit der hier entwickelten Theorie bildet daher der nachstehende Versuch einer Altersbestimmung der Rheinterrassen in dem oben umgrenzten Gebiet auf Grund des Vergleichs mit den Saaleterrassen nach der relativen Höhenlage.

S a a l e	R h e i n
Alluviale Terrasse	Alluvium
Postglaziale Terrasse	Höheres Alluvium
Terrasse der 2. Interglazialzeit	Niederterrasse
Hauptterrasse } der 1. Inter- Höhere Terrasse } glazialzeit	Tiefste Mittelterrasse
	Hochterrasse a. Rodderberg
Vierte } präglaziale Terrasse Dritte }	Hauptterrasse
Zweite präglaziale Terrasse	?
Erste präglaziale Terrasse	?

*) Dieser letzte Abschnitt mußte wegen Zeitmangels im Vortrag weggelassen werden.

Hierzu ist zu bemerken, daß der Begriff „Interglazial“ bei der Saale in weiterem Sinne als gewöhnlich gebraucht ist. Mit dem Namen „Terrasse einer Interglazialzeit“ wird das Produkt eines Talbildungsprozesses belegt, der in der vorhergehenden Eiszeit beginnt, die ganze Interglazialzeit über andauert und mit dem Hereinbrechen der folgenden Eiszeit erst sein Ende findet. Es reicht demnach die 4. präglaziale Terrasse in die 1. Eiszeit (Elstereiszeit), die Hauptterrasse der 1. Interglazialzeit in die 2. Eiszeit (Saaleeiszeit), die Terrasse der 2. Interglazialzeit in die 3. Eiszeit (Weichseleiszeit) herein.

Ob die postglaziale Terrasse etwa in Beziehung zu einer 4. Eiszeit, oder was wahrscheinlicher ist, zu einem besonderen Stadium der 3. Eiszeit steht, muß einstweilen dahingestellt bleiben. Die Bezeichnung 1., 2. und 3. Eiszeit und dementsprechend die der Interglazialzeiten bezieht sich auf die bis jetzt bekannt gewordenen 3 Eiszeiten Norddeutschlands, die Elster-, Saale- und Weichseleiszeit, und enthält in ihren Zahlen keine Parallelisierung mit den alpinen Eiszeiten.

Am Rhein ist die Höhere Alluvialstufe bisher wohl nicht berücksichtigt worden. Erst W. WUNSTORF hat in Erkenntnis ihrer Bedeutung sie auf den noch nicht veröffentlichten Blättern Birgelen und Erkelenz ausgeschieden.

Zugunsten unserer Parallelisierung dürfte der auffällige Umstand sprechen, daß sich in der 1. Interglazialzeit sowohl an der Saale wie am Rhein eine Terrassengruppe entwickelte mit den beiden deutlich entwickelten Stufen der „Tiefsten Mittelterrasse“ (KAISER) und der Hochterrasse am Rodderberg (STEINMANN). Die Hauptterrasse des Rheins wurde mit zwei präglazialen Saaleterrassen parallelisiert, weil diese nur im Unterlaufe zu trennen sind. Bereits in der Gegend von Naumburg, deren Terrassen von den Herren NAUMANN und PICARD aufs gründlichste erforscht wurden, konnte nur noch die dritte präglaziale Terrasse nachgewiesen werden. Die Parallelisierung der höchsten Saale- und Rheinterrassen ist noch sehr unsicher. Einmal sind die gegenseitigen Beziehungen dieser Terrassen an der Saale noch nicht völlig klargestellt, ist die 1. präglaziale Terrasse zurzeit doch nur von einem einzigen Punkt bekannt. Andererseits ist aber die Frage, ob die Hauptterrasse nicht doch gliedert werden muß, noch keineswegs entschieden.

Wegen Mangel an Zeit werden die Diskussionen zu den Vorträgen bis zum Schluß der Sitzung verschoben. (Siehe S. 61.)

Herr F. SOLGER sprach über: Neuere Beobachtungen an brandenburgischen Talsanddünen.

Als ich zum letzten Male hier über norddeutsche Dünen sprach, hatte ich eine Anzahl Thesen aufgestellt¹⁾, die damals nicht zur Erörterung kamen, weil anscheinend niemand der Herren sich zu jener Zeit näher mit diesen Fragen beschäftigte. Inzwischen sind einige Arbeiten erschienen, die ich als eine gewisse Antwort auf meine Thesen ansehen darf, und auf die ich kurz erwidern möchte, ehe ich jetzt für längere Zeit Europa verlasse.

Die erste Arbeit stammt von Herrn v. LINSTOW²⁾ und beschäftigt sich nur mittelbar mit der Dünenfrage. Herr v. LINSTOW hatte früher³⁾ gewisse Feinsande am Nordrande des Flämings als kryokonitähnliche Eissedimente gedeutet und ihre Zurechnung zum Löß mit den Worten abgelehnt: „daß unsere Feinsande in bezug auf den Gehalt an Staubteilchen eine Mittelstellung zwischen Löß und Mergelsand einnehmen, aber niemals den beim Löß vorhandenen Betrag erreichen“. Ich hatte meinerseits dann diese Zwischenstellung damit erklärt⁴⁾, daß die Ostwinde, die den Sand unserer Dünen zusammenwehten, die Staubteile weiter trugen und das gröbere Material schon am Fläming, das feinere erst weiter westlich und südwestlich in den eigentlichen Lößgebenden ablagerten. In seiner neuen Arbeit wendet sich Herr v. LINSTOW gegen diese meine Auffassung und sagt: „Jene Staubsande stellen durchaus keine Zwischenstufe zwischen Sand und Löß dar, sondern sind nur als ein etwas abweichender Löß zu betrachten.“ Ich habe keine Ursache, den früheren Herrn v. LINSTOW gegen den jetzigen zu verteidigen. Ich habe die Unterschiede dieser Feinsande vom Löß nie für wesentlich angesehen und freue mich, daß Herr v. LINSTOW derselben Meinung geworden ist, und daß die Sande mit einem recht zweckmäßigen Ausdruck bei der geologischen Kartierung als „lößähnliche Staubsande“ bezeichnet worden sind.

¹⁾ Diese Zeitschr., Bd. 60, 1908, Monatsber. 3, S. 59.

²⁾ v. LINSTOW: Löß und Schwarzerde in der Gegend von Köthen (Anhalt). Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, Bd. XXIX, Heft 1.

³⁾ v. LINSTOW: Über jungglaziale Feinsande des Flämings. Ebenda f. 1902, Bd. XXIII, Heft 2, S. 292.

⁴⁾ SOLGER: Über fossile Dünenformen im norddeutschen Flachlande. Verh. des XV. Deutschen Geographentages zu Danzig 1905, S. 166.

Ich gehe zu der zweiten Arbeit über, in der sich Herr JENTZSCH „Über den Eiswind und das Dünengebiet zwischen Warthe und Netze“ äußert¹⁾. Aus ihr ergibt sich, daß die von mir vertretene Auffassung in ihren wesentlichen Punkten — von Herrn JENTZSCH stammt; denn er hat schon auf die „Eiswinde“ hingewiesen und auch auf das erhebliche Alter unserer meisten Inlanddünen. Er zweifelt auch nicht daran, daß jene Eiswinde Dünen schufen, nur leugnet er, daß solche Dünen schon gefunden seien. Herr JENTZSCH lehnte eine Beteiligung an der Dünenexkursion, auf der ich einigen Herren der Geologischen Gesellschaft die typischen Dünen der Schorfheide zeigte, seinerzeit grundsätzlich ab. Ich habe ihm also meine Auffassung nicht in der Natur erläutern können. Vielleicht wäre er sonst zu andern Anschauungen gekommen. Er gibt weiter an, es sei durch zahlreiche Funde für das Weichselgebiet nachgewiesen, daß dort recht ansehnliche Binnendünen (gemeint sind binnenländische Dünen) erst vor wenigen Jahrtausenden gebildet seien, und daß Kulturschichten, die Herr KORN unter Dünen bei Czarnikau gefunden habe, dasselbe für das Netzegebiet beweisen. Da kein Zitat angeführt war, habe ich mir über den Fund des Herrn KORN keine Meinung bilden können; für das Weichselgebiet möchte ich auf die Mitteilung von Herrn Dr. WOLFF²⁾ hinweisen, daß auf Dünen des Weichselgebietes neolithische Werkzeuge gefunden seien, daß diese Dünen damals also jedenfalls schon vorhanden waren.

Im übrigen verweise ich wegen der Frage jugendlicher Verwehungen auf eine im Druck befindliche ausführlichere Dünenarbeit von mir³⁾.

Für die Dünen zwischen Warthe und Netze stellt Herr JENTZSCH dann eine eigene Theorie auf, mit der ich mich näher beschäftigen muß. Herr JENTZSCH unterscheidet den mittleren Teil des Dünengebietes, der großenteils aus nord-südlich verlaufenden Dünenrücken besteht, von den nördlich und südlich sich anschließenden bogenförmigen und ostwestlich gestreckten Formen, die er für jünger erklärt. In dem älteren Mittelstück erklärt er für die ältesten Ketten die östlichen, weil sie auf Talsanden von etwa 60 m Meereshöhe liegen, während die westlichen auf Talsanden von etwa 40 m über

¹⁾ Diese Zeitschr., Bd. 60, 1908, Monatsber. 5, S. 120—124.

²⁾ Verh. d. XV. Deutschen Geographentages zu Danzig 1905, S. XXXII (Sitzungsbericht).

³⁾ Erscheint in den Forschungen zur Deutschen Landes- und Volkskunde.

N.N. aufgesetzt sind. Er nimmt einen großen Binnensee an, der von Osten Zufluß gehabt hätte und von hier aus allmählich zugeschwemmt wäre. Auf diesem jungen Anlandungsgebiete sollen die großen Dünen als Stranddünen entstanden sein; die Mitwirkung von Ostwinden wird abgelehnt, da die östlichsten Dünen die ältesten seien, und das westlichere Gelände dann im Windschatten jener gelegen haben müßte, wo eine Dünenbildung mithin nicht eintreten konnte.

Nach dieser Auffassung sind schon die „älteren“ Dünen des Gebietes jünger als der Eiswind, über die „jüngeren“ randlichen Dünen wird keine Ansicht geäußert.

Hierauf ist zu erwidern, daß die Sandmassen für die Zuschüttung des Sees doch nur von Schmelzwässern herrühren konnten, das Eis mithin nicht allzuweit gelegen haben kann, und das Fehlen des Eiswindes auffallen muß. War das Eis noch nahe, so dürfen wir uns den Strand jenes Sees wohl nicht sehr vegetationsreich denken. War die Pflanzenwelt aber spärlich, so konnte sie auch nicht viel Sand festhalten, geschweige denn Dünen von über 20 m Höhe bilden, die wir selbst an unserer Ostseeküste nirgends an Stellen finden, an denen wir auf vorrückendem Strande nacheinander entstandene Dünenketten sehen. Außerdem gibt es keinen Binnensee von der hier in Betracht kommenden Größenordnung, der heutzutage annähernd so große Dünen zeigte trotz des jetzt reicheren Pflanzenwuchses, der mehr Sand festhalten könnte. Das Ausschlaggebende ist aber, daß der ganze See nicht vorhanden gewesen ist. Ein Blick auf den Verlauf der 50 und 60 m-Isohypse lehrt das sofort. Das Gelände hat ein recht gleichmäßiges und nicht unbedeutendes Gefälle nach Westen, während man doch mit Recht zum Nachweis ehemaliger Seen gefällose Terrassen fordert. Ich möchte also Herrn JENTZSCH bitten, die Ufer dieses Sees im Norden, Süden und Westen nachzuweisen, wo sie sich anscheinend nicht wesentlich verschoben haben, da dort entsprechende Dünensysteme fehlen.

Wenn danach die Theorie des Herrn JENTZSCH nicht richtig sein kann, so entsteht die weitere Frage, ob seine Gegengründe gegen meine Ostwindtheorie geeignet sind, diese zu erschüttern.

Der einzige angeführte Grund, nämlich der, daß die westlicheren Dünen jünger sein müßten als die östlicheren, weil sie auf jüngeren Talsanden lägen als jene, ist hinfällig. Es können natürlich beide jünger sein als der jüngste Talsand, und dann läßt sich über ihr gegenseitiges Altersverhältnis überhaupt nichts sagen. Wir halten doch auch nicht das

Rüdersdorfer Diluvium für älter als das Senftenberger, weil jenes auf Trias liegt und dieses auf Tertiär.

Die Ostwindtheorie ist also überhaupt nicht wirksam angegriffen. Daß sie andererseits gestattet, die tatsächlichen Verhältnisse einheitlich und recht befriedigend zu erklären, wird in meiner demnächst erscheinenden zusammenfassenden Arbeit dargelegt.

Ich wende mich zu dem dritten Aufsätze, der die Düne von Wilhelmshagen - Woltersdorf behandelt und von Herrn WAHNSCHAFFE herrührt¹⁾. Er war für mich der interessanteste, weil er eine der schwierigsten und bisher noch am wenigsten geklärten Fragen des Dünenproblems anschnidet, nämlich die Frage nach dem innern Bau unserer Inlanddünen. Herr WAHNSCHAFFE führt den von ihm untersuchten Dünenzug auf Nordwestwinde zurück, weil eine Düne des aus vier Dünengruppen bestehenden Zuges, der Püttberg bei Wilhelmshagen, eine flache Böschung im Nordwesten, eine steile im Südosten hat, und weil in einem Aufschlusse am Eichberge bei Woltersdorf an einer Stelle Dünensand auftritt, der unter 32° südlich fällt, während ein gleich steiles Einfallen gegen Norden nicht beobachtet wurde. Was den ersten Grund betrifft, so möchte ich die Beobachtungen Herrn WAHNSCHAFFES dahin ergänzen, daß zwar ein Teil des Püttberges die angegebenen Böschungsverhältnisse hat, daß aber daran sich ein ostwestlich gerichteter Ausläufer anschließt, der die Steilseite im Norden, die flache Seite im Süden zeigt (Fig. 1). Wäre der oben gezogene Schluß berechtigt, dann müßte man folgerichtig auch annehmen, daß dieser Ausläufer von Südwinden herrührt. Man käme dann zu der von Herrn WAHNSCHAFFE selbst wohl kaum geteilten Folgerung, daß an derselben Düne sowohl Nordwest- als Südwinde unabhängig voneinander gewirkt hätten.

Ungleich einfacher scheint mir die Auffassung, die ich für die durchaus analog gebildeten Dünen der Schorfheide aufgestellt habe, daß die heutigen Profilverhältnisse das Werk der Südwest- bis Westsüdwestwinde sind, die heute herrschen. Daß die Winde, die die heutigen Profile erzeugten, eine südliche Komponente hatten und keine nördliche, geht aus den Böschungsverhältnissen am Eichberge bei Woltersdorf gleichfalls hervor. Hier sehen wir einen Bogen, der nach Westnordwesten geöffnet ist und zwei lange schmale Ausläufer hat, von

¹⁾ Jahrb. der Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, Bd. XXX, Teil I, Heft 3, S. 540—548.

denen sowohl der nördliche als auch der südliche ihre steilen Seiten nach Norden kehren.

Ein Blick auf die Karte läßt erkennen, daß der ganze Dünenzug aus Bogen und Bogengruppen besteht, die ihre Ausläufer westwärts kehren, und nach dem eben Gesagten sowohl in Grundriß wie Böschungsverhältnissen sich durchaus auf das Schema der Schorfheidedünen bringen läßt, wenn er auch geringere Regelmäßigkeit zeigt als jene. Sehr deutlich ist die Gliederung in mehrere Dünengruppen, die in gleichen Abständen in der Richtung der alten Ostwinde aufeinanderfolgen; Eichberg, Grenzberge, Püttberg, Schonungsberg. Darin liegt eine ähnliche Erscheinung wie das regelmäßige Aufeinander-



Fig. 1.

Der Dünenzug von Woltersdorf—Wilhelmshagen.

Maßstab 1 : 75 000.

folgen einzelner Wellenfurchen, das man auf jedem lockeren Sandfelde beobachten kann. Wegen des Näheren möchte ich auch hier auf meine größere Arbeit verweisen.

Ich komme zu dem zweiten Grund, den Herr WAHNSCHAFFE anführt, die Schichtung im Eichberge. Dieser Berg wird von Osten durch eine Sandgrube angeschnitten (Fig. 2), die den darunterliegenden Diluvialsand abbaut. Der Dünen sand ist z. T. fortgeräumt und auf die Halde geworfen worden. Dabei ist ein großer Aufschluß von nord-südlicher Front an der Ostseite des Berges entstanden, und von dessen südlichem Ende führt eine kleinere Versuchsgrabung nordwestlich in den Berg hinein. Diese letztere Grabung zeigt, daß das Diluvium hier rasch auf etwa 67 m Meereshöhe ansteigt, während es unmittelbar vor der Sandgrube nur etwa 50 m und in der nördlich anschließenden Barnimhochfläche anfangs nur ungefähr 55 m hoch liegt.

Die Eichbergdüne ist da, wo sie aufgeschlossen ist, also nur ein Flugsandmantel über einer Diluvialerhöhung, über die sie kaum 4 m hinausragt. Es ist von vornherein klar, daß die Schichtung einer solchen „Düne“ nicht typisch für unsere Inlanddünen überhaupt sein kann. Sie fällt sogar aus dem Rahmen des hier besprochenen Dünenzuges deutlich heraus. Während der Abstand zwischen Schonungsberg, Püttberg und Grenzbergen jedesmal fast genau 1 km beträgt, liegt der Eich-

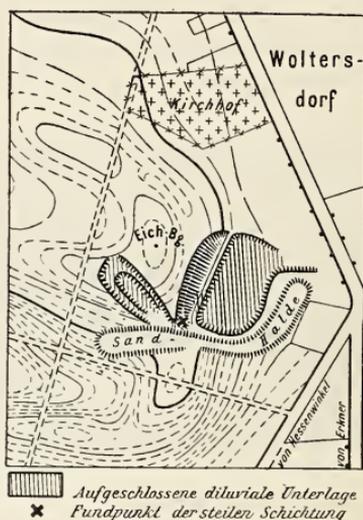


Fig. 2.
Aufschluß im Eichberg bei Woltersdorf.
Maßstab 1 : 10000.

berg $1\frac{1}{2}$ km östlich der Grenzberge; $\frac{1}{2}$ km südwestlich, also wiederum genau 1 km östlich der Grenzberge, schließt sich aber die schön entwickelte Südhälfte eines Dünenbogens an ihn an, dessen zugehörige Nordhälfte wir sozusagen im Eichberge, aber $\frac{1}{2}$ km zu weit östlich, finden. Während der übrige Sand von den Ostwinden nach Westen getrieben wurde, blieb der Dünen sand des Eichberges an der erwähnten Diluvialhöhe gleichsam hängen und zeigt daher auch so außerordentlich schmale, lange Ausläufer, die übrigens beide auf dem Plateaurande liegen.

Ist seine Schichtung mithin nicht als typisch anzuerkennen, so bliebe doch noch die Frage offen, ob sie überhaupt einen Schluß auf nordwestliche Winde auch nur an dieser Stelle zuläßt.

Dabei möchte ich zunächst warnen vor der Heranziehung von Wanderdünen der Küste zum Vergleich. Herr WAHNSCHAFFE schließt so: Da an der Südostseite des Eichberges Schichten von 32° Neigung vorkommen, muß es sich um die Leeseite handeln; denn nach SOKOLOW gehen die Neigungen der Schichten auf der Luvseite baltischer Küstendünen nicht über 17° hinaus und erreichen diese nur bei Dünen, die vom Winde zernagt werden. Ich glaube annehmen zu müssen, daß hier eine Verwechslung zwischen der Neigung der Oberfläche und der Schichtung vorliegt; die wandernde Düne besitzt keine Schichtung parallel der Luvseite, da an dieser nicht Anlageung, sondern Abtragung stattfindet. Solche Dünen sind vielmehr durch und durch der Leeseite parallel geschichtet. Mit ihnen können wir den Eichberg also überhaupt nicht vergleichen, der ganz überwiegend eine äußerst flache, mit Kreuzschichtung untermischte Lagerung aufweist. Wir müssen zum Verständnis des inneren Baues unserer Inlanddünen vor allem an diesen selbst Vergleichsbeobachtungen machen. Wir werden dann finden, daß die Begriffe Luv- und Leeseite überhaupt schwer durchzuführen sind, wie das bei bogenförmigen, teils in N—S-, teils in O—W-Kämme übergehenden Formen ja eigentlich selbstverständlich ist. Ich bin mit Herrn WAHNSCHAFFE der Meinung, daß eine Neigung von 32° auf der Luvseite einer Düne nicht vorkommt; aber bei Ostwinden würde es sich auch im vorliegenden Falle nicht um die Luvseite handeln, sondern um eine Fläche, an der der Wind seitlich vorbeigestrichen wäre, und an solchen Flächen kann wohl eigentlich jede beliebige Neigung zunächst erwartet werden. Worauf es ankommt, das sind Beobachtungen an gut aufgeschlossenen typischen Inlanddünen. Solche Aufschlüsse sind selten, und vor allen Dingen müssen sie rasch aufgenommen werden, da der Sandflug sie schnell unbrauchbar macht. Ich möchte deshalb eine Beobachtung und daran geknüpfte Gedanken hier anführen, um die in Norddeutschland kartierenden Herren zu bitten, daß sie bei ihren Arbeiten die darin angeregten Gesichtspunkte ins Auge fassen möchten. Gerade sie werden am besten Gelegenheit haben, neue Aufschlüsse zu entdecken und damit diese Frage zu fördern. Der Aufschluß, an den ich anknüpfen will, liegt in den Dünen, die sich östlich von Luckenwalde, nördlich des Dorfes Neuhof hinziehen und als Schlageberge zusammengefaßt werden. Es sind Bogendünen mit lang ausgezogenen Ausläufern, die sich westlich in einer großen Strichdüne vereinigen und in dieser Gesamtgestalt die Zurückführung auf Nordwestwinde zur völligen Unmöglichkeit machen.

Der Südausläufer einer solchen Bogendüne ist nun durch eine neue Chaussee nördlich von NeuhoF aufgeschlossen und zeigt dabei das abgebildete Profil (Fig. 3). Die Schichten fallen nach Süden ein, legen also die gleiche Vermutung nahe wie am Eichberge, daß Winde mit nördlicher Komponente hier gewirkt haben. Da diese Erklärung, wie gesagt, durch die gesamte Form der Dünen ausgeschlossen wird, so will ich eine andere Erklärung geben, deren Nachprüfung ich von neuen Aufschlüssen erhoffe.

Ich möchte zum Vergleich auf die ostfriesischen Inseln hinweisen, die gegenüber der von Westen kommenden Brandung ganz ähnliche Bogenformen bilden, wie die norddeutschen Inlanddünen es seinerzeit gegenüber der von Osten kommenden Luftströmung taten. Ich setze die Grundrißform von Borkum neben die einer Bogendüne (Fig. 4). Borkum zeigt Abwaschung



Fig. 3.

Profil durch den Südausläufer einer Bogendüne bei NeuhoF.
Maßstab 1 : 100000.

auf der westlichen Seite, der Stoßseite der Brandung, Anlandung an den beiden Ausläufern, die gegen Osten gerichtet sind. Die Anlandungen finden naturgemäß an den äußeren Seiten statt, d. h. am nördlichen Ausläufer im Norden, am südlichen Ausläufer im Süden. Ganz entsprechend müssen wir bei der Bogendüne voraussetzen, daß an ihrem Mittelstück Abtragung auf der Luvseite erfolgt, daß aber die Fortsetzung dieser Luvseite da, wo sie die Außenseite der Ausläufer bildet, den Charakter einer Anlagerungsfläche bekommt. Fanden wir demnach am südlichen Ausläufer wie an dem Aufschluß von NeuhoF südwärts gerichtetes Fallen, so müssen wir an Nordausläufern ein Einfallen nach Norden erwarten, und dies nachzuprüfen, bitte ich alle Herren, die dazu Gelegenheit haben.

Ich kehre zu der WAHNSCHAFFESchen Arbeit zurück. Ich hoffe gezeigt zu haben, daß sich die Verhältnisse bei Wilhelmshagen und Woltersdorf durchaus mit meiner Ostwindtheorie vereinigen lassen. Unter diesen Umständen halte ich es für sehr bedenklich, besondere Winde zur Erklärung heranzuziehen. Wer sich länger mit den norddeutschen Inland-

dünen beschäftigt, wird mir zustimmen, daß sie einen durchgehenden Typus immer wieder erkennen lassen. Sie müssen also einheitlich erklärt werden. Ohne die Ostwindtheorie kommt auch Herr WAHNSCHAFFE nicht aus; von den Bogendünen der Schorfheide hat er ausdrücklich gesagt, „sie scheinen für diese Theorie zu sprechen“¹⁾. Er sucht beide Auffassungen dadurch zu vereinigen, daß er für die Dünen von Wilhelmshagen ein jüngeres Alter vermutet als für die der Schorfheide. Gerade nach der von Herrn WAHNSCHAFFE vertretenen Anschauung, daß das Berliner Haupttal älter ist als das Thorn-

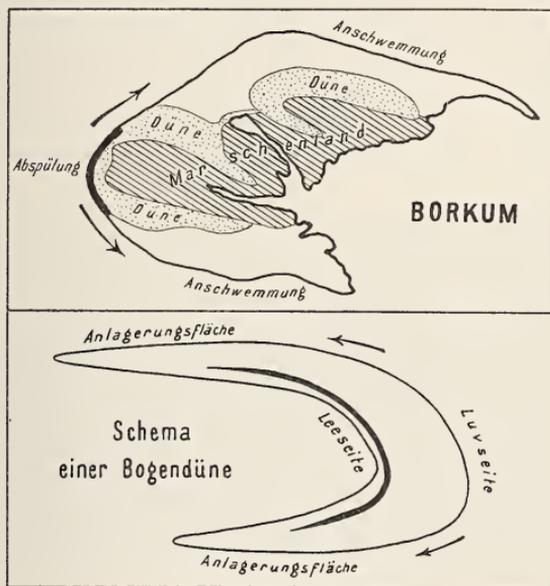


Fig. 4.

Eberswalder, muß aber der Sandr der Schorfheide jünger sein als der Talsand von Wilhelmshagen. Abgesehen davon, ist die Vorstellung sehr schwierig, daß wir unterscheiden müßten:

- I. Ostwindperiode: Entstehung der Schorfheidedünen,
- II. Nordwestwindperiode: Entstehung der Wilhelmshagener Düne,
- III. Südwestwindperiode: Umformung der Profile beider Dünengruppen oder wenigstens der Schorfheidedünen.

¹⁾ WAHNSCHAFFE: Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, III. Auflage, 1909, S. 372.

Wie soll man es erklären, daß Dünen, die in den Perioden I und III verändert werden, die Periode II überdauern ohne Veränderung?

Ich habe hier zwei Theorien zu besprechen gehabt, die an zwei verschiedenen Dünengebieten gewonnen sind. Keine läßt sich auf das andere Gebiet anwenden; beide sind sie nicht übertragbar auf die Dünen der Schorfheide oder die von Luckenwalde. Meine Ostwindtheorie gestattet die Anwendung auf alle diese Formen. Die Ostwinde, die sie zur Voraussetzung hat, werden auch von den Vertretern beider andern Theorien zugegeben, während für trockene Nordwestwinde keine meteorologische Ursache bisher gefunden worden ist. Halten wir daneben, daß beide Theorien auch in den Gebieten, für die sie aufgestellt sind, mit der Beobachtung nicht in Einklang zu bringen sind, so darf ich wohl sagen, daß sie meine Theorie nicht erschüttert haben.

Herr WILH. WOLFF sprach über geologische Beobachtungen auf Sylt nach der Dezemberflut 1909. (Mit 5 Textfiguren.)

Am 3. Dezember 1909 tobte in der Nordsee ein ungewöhnlich heftiger Südweststurm, der das Wasser an der friesischen Küste zu selten gesehener Höhe emportrieb. Zwar widerstanden ihm die festen Seedeiche der Marsch und der Marscheninseln, und auch die Halligen, auf denen die Sturmflut bis zur Höhe der Werften stieg, kamen dank der Steinböschungen und Lahnungen, mit denen sie in neuerer Zeit gepanzert sind, glimpflich davon¹⁾. Aber an den unbedeichten Dünenküsten und Diluvialkliffs entstand an manchen Orten beträchtlicher Schaden. Längs der Westküste von Sylt, wo das Hochwasser immerhin um 70 cm hinter der letzten großen Flut vom 6. Dezember 1895 zurückblieb, wurde die mühselig angesammelte und mit Strandhafer bepflanzte Vordüne zwischen Westerland und Kampen bis auf wenige Reste fortgerissen. Das Westerländer Kliff und das von Wenningstedt bis Kampen sich erstreckende Rote Kliff mit seinen losen tertiären und diluvialen Bodenmassen wich unter dem Ansturm der Wogen in wenigen Stunden fast überall merklich zurück, stellenweise um mehrere Meter. Am größten war der Küstenabbruch

¹⁾ Zum Vergleich sei bemerkt, daß die auf den Halligen so verheerende Sturmflut von 1825 nach einer Messung im Wattenmeer bei Keitum (Sylt) 1,40 m höher war als die diesjährige.

nördlich vom Kliffende, wo die Diluvialschichten unter den jüngeren Strandbildungen versinken und die weichen Dünen allein den Ansturm aufnehmen müssen. Sie haben, soweit die ersten Nachmessungen erkennen lassen, bis zu 14 m verloren.

Während sich vor der Flut die berühmten Profile am Westerländer und Roten Kliff (Fig. 1) infolge Anwehung von unten und Verrutschung und Verschlämmung von oben in einem



Fig. 1.

Rotes Kliff bei Wenningstedt (Sylt)
bei der Exkursion der Deutschen Geologischen Gesellschaft,
September 1909.

a Düne. *b* Diluviale Steinsohle, bestreut mit neolithischen Artefakten.
c Hauptmoräne. *d* Kaolinsand durch Abrutsch verdeckt. *e* Vordüne mit
Strandhafer besteckt. *f* Vorstrand.

für den geologischen Beobachter sehr ungünstigen Zustand befanden, boten sie nachher außerordentlich schöne und reine Anbrüche. Ich beging sie am 12.—16. Dezember und konnte verschiedene kritische Abschnitte dieser schon so oft und lebhaft erörterten Profile frisch untersuchen, wobei ich mich der liebenswürdigen Unterstützung des Kgl. Düneninspektors Herrn LEU in Keitum erfreute.

Dabei ergaben sich namentlich für das jüngste Tertiär einige neue Tatsachen und Anschauungen, die im folgenden mitgeteilt werden sollen.

Am vollständigsten findet sich das Sylter Tertiär bekanntlich im Morsumkliff an der Ostseite der Insel aufgeschlossen (Fig. 2), und es ist als Grundlage für die nachfolgenden Betrachtungen notwendig, dies Profil kurz anzuführen. Drei Schichtgruppen bauen es auf:

1. Der „Glimmerton“ (FORCHHAMMER) mit der bekannten obermiocänen Meeresfauna; der Ton hat dieselbe Beschaffenheit wie auch sonst in Schleswig-Holstein und ist teils als normaler dunkelgrauer Glimmerton, teils als glaukonitischer Ton und teils als Alaunton ausgebildet.
2. Der „Limonitsandstein“ (Sphärosideritsandstein) — erstere Bezeichnung von FORCHHAMMER, letztere von MEYN herrührend — ein eisenschüssiger, größtenteils rostbraun verwitterter Sandstein mit mariner Fauna.

Hinsichtlich der stratigraphischen Stellung des Limonitsandsteins schließe ich mich GAGELs Bemerkung, daß derselbe durch Übergangsschichten mit dem Glimmerton als seinem Liegenden ziemlich regelmäßig, wenn auch „nicht ganz ohne Störung“ verbunden sei, im wesentlichen an¹⁾. Bei meinen Besuchen Ende Oktober und Mitte Dezember v. J. sah ich die Schichtenserie unter der östlichsten Limonitsandsteinbank des Kliffs vollkommen von Gehängeschutt entblößt. Der Sandstein wurde nach dem Liegenden eisenärmer, lockerer und feiner und ging in graue tonige Sande und Bändertone von gleichem Einfallen über, die ihrerseits auf Glimmerton ruhten. Er bildet also das normale Hangende des Glimmertons und

¹⁾ C. GAGEL: Über die Lagerungsverhältnisse des Miocäns am Morsumkliff auf Sylt. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., 1905.

In einer späteren Arbeit (Die Braunkohlenformation in der Provinz Schleswig-Holstein; G. KLEIN, Handbuch für den deutschen Braunkohlenbergbau, Halle 1907) kommt GAGEL im Zusammenhang mit der Sylter Braunkohle nochmals auf den Limonitsandstein zu sprechen und sagt: „Der [Morsumer Braunkohlen-] Aufschluß ist jetzt . . . verstürzt und später nur noch einmal von MEYN erwähnt und abgebildet worden in der geognostischen Beschreibung der Insel Sylt . . ., Seite 642, Profil 1; die Braunkohlenflöze liegen hier im normalen Liegenden des marinen Limonitsandsteins, der von Kaolinsand und obermiocänem Glimmerton überlagert wird.“ Ich nehme an, daß GAGEL hiermit MEYNS Ansicht bezeichnen will, nicht seine eigene, die nach der Darstellung von 1905 anders ist.

ist tatsächlich, wie SEMPER erklärt hat¹⁾, das jüngste Glied unseres marinen Tertiärs, offenbar eine Strandbildung des zurückweichenden Glimmertonmeeres. GOTTSCHKE hat dies zwar später²⁾ bestritten, doch ist er sichtlich weniger durch paläontologische Gründe als durch die irrige stratigraphische Deutung MEYNS³⁾ zu der Auffassung gebracht, daß der Limonitsandstein dem Holsteiner Gestein gleichzustellen sei, das höheren Alters ist als der Glimmerton. Die Fauna bietet zu dieser Auffassung



Fig. 2.

Morsumkliff (Sylt) bei Ebbe von Westen gesehen.

Das Tertiär fällt schräg nach links gegen den Hintergrund ein.

a Kaolinsand. *b* Limonitsandstein, einen Felsvorsprung bildend. *c* Bänderthon (Übergangsschichten zwischen Limonitsandstein und Glimmerton). *d* Glimmerton, nach links ausgequollen. *e*, Watt. *d*, Erratische Blöcke als Abrasionsrest auf dem Watt. *e* Diluviale Geschiebesanddecke.

keine Handhabe. Sie ist artenarm, schlecht erhalten und ungenügend erforscht, steht aber nach den bisherigen Unter-

¹⁾ O. SEMPER: Paläontologische Untersuchungen I. Neubrandenburg 1861.

²⁾ C. GOTTSCHKE: Über das Alter des Limonitsandsteins auf Sylt. Diese Zeitschr., Bd. 37, 1885.

³⁾ L. MEYN: Geognostische Beschreibung der Insel Sylt. Abhandl. z. geol. Karte von Preußen usw., Bd. 1, H. 4 (1876).

suchungen derjenigen des Glimmertons näher als der mittelmiocänen und enthält keine typisch mittelmiocänen Arten.

3. Der „Kaolinsand“ (FORCHHAMMER), ein weißer, mehr oder minder kaolinhaltiger Quarzsand, häufig glimmerhaltig, von ganz feinen bis ganz groben Korngrößen. Er ist ein Süßwasserabsatz, der sich konkordant über den Limonitsandstein lagert und stellenweise Fossilien desselben auf sekundärer Lagerstätte führt.

Der Kaolinsand wechsellagert ferner mit Bänken von hellfarbigem „Pfeifenton“ und zeigte zu MEYNS Zeiten am Morsumkliff auch zwei kleine Flözchen mulmiger, mit Pfeifenton verunreinigter Braunkohle, die MEYN mit dem „Töck“, jenem merkwürdigen schiefrigen Torf am Grunde des Helgoländer Nordhafens, verglich¹⁾.

Die wichtigste Eigentümlichkeit des Kaolinsandes ist aber sein Gehalt an verkieselten nordischen Fossilien sowie seine Zusammensetzung aus deutlich nordischen Gesteinselementen, die sich jedoch durch einen greisenhaften Erhaltungszustand scharf von den gleichartigen Gesteinen und Mineralien des den Kaolinsand bedeckenden Glazialdiluviums unterscheiden. Wir verdanken E. STOLLEY²⁾ eine umfassende und bewundernswert sorgfältige Studie über die Zusammensetzung und die stratigraphische Stellung des Kaolinsandes, mit der schon MEYN sich eingehend beschäftigt hatte. Die Hauptmasse des Sandes bilden Quarze und Quarzite aus einem granitisch-gneisischen Grundgebirge; man findet unter ihnen zuweilen noch zusammenhängende granitische Quarzskellette. Ferner treten auf: Brocken von präcambrischen und cambrischen Sandsteinen (z. B. Öländer *Tessini*-Sandstein), in lavendelblauen Hornstein verwandelte Gesteinspartikel und Fossilien des Untersilurs (Jewesche, Lyckholmer und Borkholmer Zone Estlands-Schwedens, *Leptaena*-Kalk Schwedens) und — seltener — des Obersilurs (*Pentamerus*-Kalk, oolithische Gesteine, Gesteine mit *Rhynchonella nucula* SOW.); endlich Bruchstücke von Kaolinsandsteinen, z. T. konglomeratischen Charakters, die wahrscheinlich aus einer älteren Tertiärbildung entführt sind und zuweilen Reste von verkieseltem Koniferenholz erkennen lassen. Das Vorkommen

¹⁾ L. MEYN: Zur Geologie der Insel Helgoland. Kiel 1864, Akadem. Buchhandlung.

²⁾ E. STOLLEY: Geologische Mitteilungen von der Insel Sylt, I—III. Archiv für Anthropologie und Geologie Schleswig-Holsteins, Bd. III u. IV, 1900—1901. — Derselbe: Das Alter des nordfriesischen Tuuls. N. Jahrb. Min. 1905, I. — Derselbe: Tertiär und Quartär auf Sylt. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XXII.

von Kreideflinten im ungestörten Kaolinsand erscheint STOLLEY noch nicht ganz sicher¹⁾. Er vermutet, daß diese mannigfaltige Gesteinsgesellschaft samt dem Kaolin in der Tertiärzeit durch einen Strom mit ausgedehntem Ursprungsgebiet im östlichen und nordöstlichen Balticum zusammengefloßt sei. Aus dem Fehlen oder doch spärlichen Vorkommen der Kreideflinte folgert er, daß im Zeitalter dieses Stromes die Kreide noch nicht vom Alttertiär entblößt und der Erosion preisgegeben war.

Sehr wichtig ist STOLLEYS Beobachtung, daß bereits im Limonitsandstein, und zwar zusammen mit marinen Fossilien, einzelne Gerölle des lavendelblauen silurischen Hornsteins auftreten; in der Kieler Sammlung befindet sich ein verkieselter *Favosites* aus dieser Schicht. Die Zufuhr des baltischen Gesteinsmaterials nach Sylt begann also bereits im Obermiocän. Für die Verbreitung desselben in anderen norddeutschen Tertiärschichten sowie als Geschiebe im Diluvium führt STOLLEY nach MEYN und GOTTSCHKE eine Anzahl Orte in Schleswig-Holstein an, darunter einen Tertiärsand bei Elmshorn (die von MEYN genannten Schichten mit Hornstein bei Mögeltondern auf dem Festland östlich von Sylt sind nach STRUCK nicht reines Tertiär, sondern tertiärkiesreiches Diluvium). Ferner nennt er Mecklenburg, Berlin, Meseritz (Posen) und Arnheim (Holland). Was letzteren Fundort betrifft, an dem MEYN das fragliche Gestein beobachtet zu haben glaubte, so handelt es sich wohl um ein dem dortigen fluviatilen Diluvium beigefügtes Geröll aus der „Kieseloolithstufe“, die (wie schon STOLLEY erkannte) für das Rheingebiet (wenigstens petrographisch) dasselbe bedeutet wie der Kaolinsand für Norddeutschland.

Im östlichen Teil der norddeutschen Ebene sind neuerdings mehrere als miocän geltende Vorkommen von mehr oder minder kaolinhaltigen Quarzkiesen mit silurischen Geröllen durch DEECKE und KLOSE²⁾ bekannt gemacht bzw. genau untersucht. Solche Vorkommen sind Neddemin, Briest und

¹⁾ So in seiner Arbeit über die Gerölle des Tertiärs. Später (Quartär und Tertiär auf Sylt, S. 158) bejaht er das Vorkommen cretaceischer Geschiebe in Gestalt der aus Flintmasse bestehenden „Wallsteine“ MEYNS.

²⁾ W. DEECKE: Neue Materialien zur Geologie von Pommern. Mitt. d. Naturw. Vereins f. Neuvorpommern u. Rügen z. Greifswald, Bd. 33, 1902. — Derselbe: Das Miocän von Neddemin (Tollense-Tal) und seine silurischen Gerölle. Ebenda, Bd. 35, 1903. — Derselbe: Geologie von Pommern. Berlin 1907.

H. KLOSE: Beitrag zur Kenntnis des Geröllmaterials in den Miocänablagerungen Norddeutschlands. Mitt. Naturw. Ver. f. Neuvorpommern, Greifswald, Bd. 36, 1904.

Podejuch in der Gegend zwischen Angermünde und Stettin, und ferner die miocänen Ablagerungen im Höhenrande westlich von Danzig. In allen Fällen handelt es sich um Gerölle aus cambrischen Schichten und aus dem oberen Untersilur, hauptsächlich aus der Lyckholmer und Borkholmer Schicht, die von vornherein zur Verkieselung neigt. Immer fehlen Kreideflinte; hingegen treten Gerölle einer Flintart auf, die in den obersten Untersilurkalken von Gotland häufig ist. KLOSE macht darauf aufmerksam, daß die Muttergesteine der silurischen Gerölle sich während der Tertiärzeit von Estland aus noch weit nach Westen erstreckten, nämlich unter nördlicher Umgehung Gotlands bis nach Öland und weiter durch das mittlere Schweden bis zum Kattegatt und Skagerrak hin. Die Flüsse jener Zeit führten die haltbarsten Trümmer der erodierten Gesteine zunächst nach Süden¹⁾ in ein flaches Sumpfland hinab, das den skandinavischen Schild umgürtete, und von dort vielleicht in mehr westlicher Richtung nach dem miocänen Meere von Schleswig-Holstein-Mecklenburg.

Es ist notwendig, die stratigraphische Gliederung des Sylter Kaolinsandes nunmehr näher zu betrachten. Dazu bieten die Profile an der Westküste zwischen Kampen und Westerland die beste Gelegenheit. STOLLEY, der sie wiederholt sorgfältig studiert hat, kommt zu folgendem Ergebnis: Der untere Teil der Kaolinsandschichten dieser Profile ist echtes, ungestörtes Miocän. Der obere Teil dagegen zerfällt in zwei Abschnitte: einen Komplex fluviatil umgelagerter Miocänschichten aus der Präglazial- bzw. Pliocänperiode und einen Komplex fluvioglazial umgelagerter Miocänschichten aus der Schmelzzeit der ältesten Vergletscherung (wobei drei Vergletscherungen angenommen werden). Die fluviatilen Schichten bestehen noch aus reinem Tertiärmaterial und enthalten linsenförmige Toneinlagerungen (z. B. bei Buhne 14 nördlich von Wenningstedt) sowie „Tonellipsoide“, d. h. Gerölle von Ton aus zerstörten, etwas älteren Tonschichten des Kaolinsandes. Sie sind vollkommen frei von frischem nordischen Gesteinsmaterial. Die fluvioglazialen Schichten, die also bereits dem Diluvium angehören, enthalten hingegen mehr oder minder zahlreiche frische nordische Gerölle, z. B. Flinte, Gneise, Rhombenporphyre usw. Sie werden an wenigen Stellen von Resten der ältesten Grundmoräne begleitet (unterlagert)

¹⁾ W. DEECKE: Die südbaltischen Sedimente in ihrem genetischen Zusammenhange mit dem skandinavischen Schilde. Centralblatt für Mineralogie, Geologie u. Paläontologie, Stuttgart 1905.

und wechsellagern mit Tonschichten, die aus der Umlagerung der ältesten Grundmoräne hervorgegangen sind. Dazu gehören u. a. die grauen, schwarzen und roten Tone in der Kliffbasis bei Buhne 10 (südlich der sog. „Kronprinzentreppe“ bei Wenningstedt). Sowohl die ältesten Grundmoränenreste wie die fluvioglazialen Sande und Tone¹⁾ liegen in flachen Mulden, die in dem fluviatilen (pliocänen) Kaolinsand ausgehöhlt sind. An der Oberseite der fluvioglazialen Sandschichten befindet sich eine lückenhafte Zone von Geröllern, die durch Flugsand geschliffen sind und hie und da nesterweise beisammenliegen („Sandschliffzone“). Diese Sandschliffe entstanden im Beginn der ersten Interglazialzeit und finden sich auch an Geröllern in der untersten Lage des sog. „Tuul“, jenes altdiluvialen Torfes, der nach STOLLEYS Meinung in der ersten Interglazialzeit entstand. Der Tuul lagert im Vorstrand bei Buhne 6 und 7 nördlich von Westerland in einer flachen Mulde des Pliocänsandes.

Über den fluvioglazialen Sanden mit ihrer Sandschliffzone und ebenso über dem Tuul lagert sodann die sog. „Hauptmoräne“, eine sandige, meist unvollkommen geschichtete Grundmoräne, die von STOLLEY, ZEISE²⁾, PETERSEN³⁾, GAGEL u. a. der „Hauptvereisung“, d. h. zweitältesten Vergletscherung des Landes zugeschrieben wird. Erwähnt sei noch, daß über dieser Grundmoräne noch ein wenig Geschiebesand mit einer jungen Sandschliffzone sowie Heide- und Dünen sand lagert. Soweit STOLLEY.

Was den „miocänen“ Teil des Kaolinsandes betrifft, so ist er offenbar identisch mit dem Kaolinsand vom Morsumkliff. Dieser liegt auf Limonitsandstein; solange das genaue Alter des Limonitsandsteins nicht festgestellt ist, kann man auch den Kaolinsand nicht klassifizieren. Es mag sein, daß der Limonitsandstein noch obermiocän ist; die Möglichkeit, daß er der belgischen Zone der *Isocardia cor* bzw. den eisen-schüssigen Sanden von Lenham in Kent entspreche, also unterpliocän sei, erscheint indessen nicht ganz ausgeschlossen, und ich muß gestehen, daß mir die Zuteilung des Kaolinsandes

¹⁾ STOLLEY, GEINITZ und andere Autoren erwähnen auch Tonmergel; ich habe solche nicht aufgefunden.

²⁾ O. ZEISE: Beiträge zur Geologie der nordfriesischen Inseln. Schrift. d. naturw. Ver. f. Schleswig-Holstein 1891, Bd. VIII, H. 2.

³⁾ J. PETERSEN: Über die krystallinen Geschiebe der Insel Sylt. N. Jahrb. Min. 1901, I. Derselbe: Untersuchungen über die krystallinen Geschiebe von Sylt, Amrum und Helgoland. N. Jahrb. Min. 1903, I. Derselbe: Die krystallinen Geschiebe des ältesten Diluviums auf Sylt. Diese Zeitschr., Bd. 57, 1905, Monatsberichte, Nr. 8.

zum älteren Pliocän, wie STRUCK sie aus andern Gründen befürwortet, durchaus gerechtfertigt erscheint. Bei dieser Gelegenheit möchte ich auch bemerken, daß die an der Westküste hervortretenden ungestörten Kaolinsandschichten einem ziemlich hohen Horizont des Sandes angehören, da dort niemals mariner Limonitsandstein oder gar Glimmerton unter ihnen beobachtet ist. Diese liegen offenbar bedeutend tiefer. MEYN zeichnet allerdings in seinen Profilen Glimmerton in der Kliffbasis und läßt diesen wiederum auf Pfeifenton auflagern. Es ist aber klar, daß dieser „Glimmerton“ nichts anderes als der im Pliocän bankweise vorkommende dunkle Süßwasserton ist. Dazu stimmt MEYNS Angabe von Braunkohlenknorren in diesem Ton. Auch STOLLEY erwähnt in seinen älteren Arbeiten¹⁾ „Glimmerton,“ kommt aber später nicht wieder auf denselben zu sprechen und hat ihn anscheinend aufgegeben. Entscheidend scheint mir die Tatsache, daß in dem „Glimmerton“ der älteren Autoren von der Sylter Westküste kein einziges marines Fossil beobachtet ist, ja, daß auch am Strande niemals ausgeworfene miocäne Conchylien gefunden werden, während am Morsumkliff, wo echter Glimmerton ansteht, beide Fälle häufig sind.

Die tonigen Einlagerungen des Kaolinsandes verdienen ein besonderes Interesse. Schon STOLLEY beobachtete in ihnen „undeutliche kohlige, an Pflanzensubstanz erinnernde Reste auf den Schichtflächen“. Ich fand 40 m nördlich der Bühne 13 am Roten Kliff eine in der Mitte dunkle, im Hangenden und Liegenden gelb gefärbte Tonbank von ca. 1 m Mächtigkeit, die mich an Braunkohlenton erinnerte (Fig. 3). Sie war von reinem, nicht mit frisch-nordischem Gestein vermischtem Kaolinsand und -kies überlagert und von ebensolchem unterlagert; etwa 2,80 m über ihr begann die Hauptmoräne. Eine Probe des dunkelgrauen Tones lieferte als Schlämmrückstand feinen Glimmersand ohne nordisches Material, sowie feinen Pflanzendetritus. Dieser ist von Herrn J. STOLLER botanisch analysiert und zeigt nach dessen freundlicher Mitteilung folgende Arten:

Pinus (silvestris), zahlreiche Pollen,

Picea (excelsa), zahlreiche Pollen,

Quercus? 1 Pollen,

Betulaceae, wenige Pollen,

ferner Gewebefetzen, namentlich Hautgewebefetzen, und Holzfasern.

¹⁾ Geol. Mitt. v. d. Insel Sylt, II, S. 17.

Obwohl diese geringe, wenig individualisierte Flora nicht ausreicht, um das Alter und den klimatischen Charakter der Tonablagerung genau zu bestimmen, so läßt sie doch erkennen, daß der Ton schwerlich ins Miocän gehört, sondern zeitlich dem Quartär wahrscheinlich recht nahe steht. Da die Tonbank in den hangendsten Schichten des Kaolinsandes liegt, so rechne ich sie einstweilen zum oberen Pliocän.



Fig. 3.

Pliocäner Ton mit Pflanzenresten, 40 m nördlich von Buhne 13, im Roten Kliff bei Wenningstedt (Sylt).

a Hauptmoräne. *b* Hangender Kaolinsand. *c* Pflanzenführender Ton.
d Liegender Kaolinsand. X Entnahmestellen der untersuchten Proben.

Ein petrographisch ganz gleichartiger, jedoch anders gelagerter Ton war im Kliff unmittelbar nördlich von Buhne 10 bei Wenningstedt freigespült. Eine vorsichtig entnommene, vollkommen reine Probe dieses Tones ergab als Schlämmrückstand ebenfalls feinen Glimmersand ohne nordische Beimischung, und Pflanzendetritus.

STOLLER bestimmte daraus:

- 4 Pollen von *Betula*,
- 17 Pollen von *Pinus*,
- 12 Pollen von *Picea*,

3 stabförmige Diatomeen,

2 Algen,

Hautgewebefetzen in zwei Präparaten;

eine andere Tonprobe, von der das Etikett verloren gegangen war, die aber meines Erinnerns von der gleichen Stelle stammt, lieferte dieselben Genera und ein Pollenkorn von *Quercus*.

Wir finden also in den Tonen von Buhne 13 und Buhne 10 die gleiche Flora und die gleiche petrographische Beschaffenheit, und in der Tat gehören beide dem gleichen Horizont an, nämlich dem oberen Pliocän. Damit ist aber STOLLEYS Auffassung unvereinbar, daß der Ton bei Buhne 10 zu den Ausschlammungsresiduen des ältesten Geschiebemergels gehöre. Nun hat bereits GEINITZ¹⁾ den Ton bei Buhne 10 für tertiär erklärt und darauf hingewiesen, daß nur die gewaltigen Aufpressungen, die das Inlandeis hervorgerufen hat, es so aussehen lassen, als sei dieser Ton von einer älteren Moräne unterlagert und von einer jüngeren bedeckt. GEINITZ' Deutung ist richtig. Das wundervoll klare Strandprofil nach der diesjährigen Sturmflut ließ folgendes erkennen: Am Südende der fraglichen Stelle erschien unter Glazialsand zunächst eine steile, völlig freigespülte Aufwölbung von schwarzem und rotem Ton, in welchen kleine Geschiebe eingepreßt waren (Fig. 4). Nordwärts stieg dann der schwärzliche Ton, begleitet von leuchtend orangerot gefärbten Schichten, in die Höhe und bildete unter mannigfachen Stauchungen und Verbiegungen den unteren Teil des Kliffs. Über ihm lag glazialer Sand mit welliger Schichtung (ca. 3 m) und über diesem die 2 m mächtige „Hauptmoräne“. An ihrem nördlichen Ende war die Tonmasse von ca. 1¹/₂ m Geschiebelehm unterfaßt und in zwei Teile auseinandergezerrt. Dieser Geschiebelehm hatte genau dieselbe Beschaffenheit wie die „Hauptmoräne“. Der obere Teil des Tones war zu einem langen, ca. 20 cm starken Bande ausgequetscht, das, von einer dünnen Moränenaufgabe begleitet, sich ziemlich weit nordwärts erstreckte und schließlich unter Auskeilung der glazialen Sande mit der Hauptmoräne vereinigte. Die untere Tonpartie hatte folgende Zusammensetzung: Unter dem Geschiebelehm-Mittel lag brauner sandig-steiniger, darunter fetter grauer Ton (zusammen 1 m) und unter diesem (durch Handbohrung festgestellt) grünlicher mittelkörniger Sand (mindestens 2 m). Diese ganze Masse zog sich in der Kliffbasis ebenfalls nordwärts, doch war ihr end-

¹⁾ F. E. GEINITZ: Das Quartär von Sylt. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XXI.

licher Verbleib durch Absturzmassen verdeckt. Aus dem ganzen Profil gewann ich die Überzeugung, daß hier keineswegs zwei verschiedenaltige Moränen auftreten, sondern daß der plastische Ton durch die Hauptvergletscherung — die einzige, die ich auf Sylt wirklich sicher bewiesen finde — in die wunderlichsten Formen verzerrt und mit Apophysen der Grundmoräne verschränkt ist. Er ist nichts anderes als ein



Fig. 4.

Glaziale Quetschfalte des pliocänen Tons im Roten Kliff
südlich von Buhne 10 bei Wenningstedt.

a Düne. *b* Ortsteinbank und diluviale Steinsohle. *c* Hauptmoräne,
wenig mächtig. *d* Glazialsand. *e* Pflanzenführender Ton (pliocän).

unvollkommen assimilierter Bestandteil der Grundmoräne. Derartiges glaziales Gewölle, umgeben von wunderlichen, oft unentwirrbaren Moränenapophysen, kann man auch in den Grundmoränen der Hamburger Gegend auf altem Tonboden häufig beobachten. STOLLEY rechnet den in der Kliffbasis bei Buhne 10 auftretenden Geschiebelehm zur ältesten Vereisung und hält den Ton für jünger. Ich beobachtete indessen, daß Geschiebelehm und Ton derart miteinander verknetet waren, daß man ein höheres Alter des Tones notwendig annehmen muß. Besonders an einer Ende Oktober 1909 frei-

gespülten Stelle des Vorstrand es war zu sehen, daß STOLLEYS älterer Geschiebelehm Schlieren des Tones umschloß. Einige dieser Schlieren waren ungewöhnlich schwarz und humos. In fünf Präparaten daraus zählte Herr STOLLER:

Corylus 2 Pollen,
Pinus 2 Pollen,
Betula 2 Pollen

und sehr viele vollständig desorganisierte, nicht mehr bestimmbare Pflanzenreste.

Das Ergebnis dieser Untersuchungen wäre also, daß im oberen Teile des Kaolinsandes, und zwar in den bereits von STOLLEY als pliocän bzw. präglazial gedeuteten Schichten, Toneinlagerungen mit Überresten einer Flora auftreten, die ein jedenfalls nicht boreales, sondern mindestens gemäßigtes Klima beweist. Auch die petrographische Beschaffenheit dieser Toneinlagerungen sowie ihrer sandigen und kiesigen Begleitschichten zeigt noch keine Mitwirkung der glazialen Agenzien, weder aus der Nähe noch aus der Ferne; sie schließt sich vollkommen dem Tertiär an. Die Schichten bilden daher den Abschluß der Tertiärformation und müssen als pliocän bezeichnet werden.

Eine schwierige Frage ist nun diejenige nach dem Verhältnis dieser Pliocänschichten zum „Tuul“. Wir haben gesehen, daß bei Buhne 13 Ton mit Pflanzenresten liegt; weiter südwärts, bei Buhne 10, zeigt sich derselbe Ton im Verein mit Moorerde. Noch weiter südlich, zwischen Buhne 7 und 6 steht wirklicher Torf, der „Tuul“¹⁾ an, und dieser Tuul enthält Reste der Fichte, deren Pollen auch für den Ton charakteristisch sind. Dies Verhältnis läßt eine zusammenhängende Entwicklung vermuten. Der Ton und die Moorerde ist aber pliocän, der Tuul gilt als interglazial. Das ist eine Dissonanz.

Um über die Sache klar zu werden, ist es nötig, die ganze Verbreitung des Tuuls und sein Hangendes und Liegendes zu studieren. STOLLEY hat es höchst wahrscheinlich gemacht, daß der Tuul bei Buhne 6 unter den Geschiebesand des Kliffs einfällt. Das ist in der Tat der Fall. Der Tuul erreicht zwar bei Buhne 7 das Diluvialkliff noch nicht, sondern keilt sich bereits im Untergrunde des flachen Vorstrand es aus. Auch bei Buhne 6 wird er landwärts sehr schwach. Eine unmittelbar im gelben Geschiebesand am Oberende der Buhne

¹⁾ Tuul bedeutet im Syltringer Friesisch nur Seetorf. Landtorf gibt es nicht auf der Insel; die moorigen Plaggen heißen Terf. Als geologischer Terminus möge Tuul auch für den Torf im Landuntergrund gelten.

angesetzte Handbohrung faßte jedoch in 2,5 m Tiefe eine sehr sandige schwarze Schicht von ca. 0,5 m Mächtigkeit, die ich als Fortsetzung des Tuuls betrachte. Erkundigungen bei Westerländer Brunnenbohrern¹⁾ ergaben dann, daß der Tuul von dieser Gegend des Kliffs sich unter Geschiebesandbedeckung durch einen großen Teil der Stadt Westerland bis nach Tinnum erstreckt. Man traf ihn

1. in der Bohrung 1 des Wasserwerks am Ostfuß der hohen Düne bei Buhne 6 in 4,9—5,9 m Tiefe.

2. beim Hause des Bühnenarbeiters WITMAAK (400 m südlich von 1) in ca. 3,6 m Tiefe.

3. Steinmannstraße, Villa „Ägir“ und Villa Klein (270 m südlich 2) in ca. 4 m Tiefe. Herr C. JANSEN glaubt sich zu erinnern, daß bei Villa „Ägir“ der Tuul ca. 7 m mächtig gewesen sei.

4. Norderstraße, Villa Sievert (140 m südöstlich 3) in ca. 4 m Tiefe.

5. Norderstraße, Villa „Sophie Elise“ und „Alfriede“ (200 m südlich 4) in 5—6 m Tiefe. Bei Villa „Alfriede“ folgte unter dem Tuul erst schlammiger Sand mit schwarzen Körnern und dann gröberer weißer Sand mit weißen Sprenkeln (Kaolinsand) bis 30 m Tiefe.

6. Stephanstraße, Kurhaus (ca. 80 m südöstlich von 5). Eine Anzahl Bohrungen zur Untersuchung des Baugrundes traf nach A. CHRISTIANSEN:

0 —1 m Mutterboden.

1 —2,20 - Sand, zu unterst Kies, mit eckigen Steinen verschiedener Art, durchweg nicht größer als ein Zweimarkstück²⁾.

2,20—4,40 - Tuul, sehr fest, mit „Eichenholz“.

Darunter: fester weißer Sand (Kaolinsand).

7. Stephanstraße, Postamt (ca. 80 m südöstlich von 6); Tuul in geringer Tiefe. Näheres nicht mehr bekannt.

8. Kjeirstraße, Grundstück MATZ PETERSEN (230 m nordöstlich von 6). Tuul in ca. 2—3 m Tiefe.

9. Zwischen den Hedigen, Dr. ROSS' Kinderheim (320 m östlich von 8). Tuul in ca. 2—3 m Tiefe.

¹⁾ Mit Dank nenne ich als meine Gewährsmänner für die folgenden Angaben Herrn A. CHRISTIANSEN, Damenbadstraße 10, und Herrn C. JANSEN, Paulstraße 10.

²⁾ Herr A. CHRISTIANSEN besichtigte Ende November 1909 auf meine Bitte die Ausschachtungen für den Kurhaus-Anbau und schrieb mir, daß er größere Geschiebe nicht gefunden habe.

10. Zwischen den Hedigen, Gartengrundstück (früher HAMANNscher Garten) gegenüber 9, südlicher Brunnen. Profil nach C. JANSEN:

ca. 3—4 m gelber, unten weißer Sand. Dann etwas blauer Schlick mit Muscheln, angeblich Seemuscheln, und zwar blaue „Pfahlmuscheln“ und weiße Muscheln (*Mytilus* und *Cardium?*); darunter sehr fester Tuul mit Haselnüssen und Holz, der mit etwa 10 m Mächtigkeit nicht durchbohrt war¹⁾. Eine nur 8 m nördlich hiervon angesetzte zweite Bohrung traf keinen Tuul an, sondern nur Sand; sie ist zu dem jetzigen Rohrbrunnen ausgebaut.

11. Tinnum, in der grabenartigen Rinne vor dem „Königskamp“, an der Südseite der Chaussee nach Westerland (1000 m südöstlich von 10). Profil nach C. JANSEN:

0 — 2,50 m Sand.

2,50— 3,00 - Tuul.

3,0 —15,00 - und tiefer: sehr fester schwarzer Ton, nach dem Trocknen dunkelblau, vollkommen steinfrei, fossilifer und kalkfrei (der Beschreibung nach Glimmerton oder pliocäner Ton).

Betrachtet man die Form dieses Verbreitungsgebietes, so fällt der Umstand auf, daß es durchweg niedrig gelegen ist. Keiner der Bohrpunkte liegt höher als 5 m über N.N., und der Tuul hat somit auch im Lande überall dasselbe Niveau wie im Vorstrand zwischen Buhne 6 und 7. Ich habe eine große Zahl von Bohrprofilen aus den benachbarten höheren Ortsteilen von Westerland gesammelt; aber in ihnen allen findet sich keine Spur von Tuul. Insbesondere fehlt der Tuul in dem ganzen Querprofil von Westerland bis Munkmarsch, das die bis etwa 30 m tiefen Bohrungen des Wasserwerkes darstellen, mit Ausnahme der niedrig gelegenen Bohrung 1. Die Tinnumer Marsch (0,2 — 0,6 m über N.N.) sendet einen Ausläufer nach Nordwesten durch die Mitte von Westerland bis über die Gegend des Bahnhofs und des Kurhauses hinauf. In alter Zeit drangen die Sturmfluten bis dorthin vor, in neuerer (seit Erbauung des Deiches, der eine sehr enge Durchflußöffnung für das Binnenwasser hat) stauen sich hier oftmals die

¹⁾ Dies Profil ist sehr auffällig und verdiente Nachbohrung, da leider keine Bohrproben aufbewahrt sind. Im Sylter Pliocän fehlt bis jetzt jede Spur von Meeresabsätzen. Deshalb vermute ich, daß die hier im „Schlick“ beobachteten Muscheln solche des süßen Wassers sind. An Alluvialschlick und -Tuul ist an dieser Stelle nach den Oberflächenformen kaum zu denken. Die große Mächtigkeit des Tuuls im ersten Bohrloch und sein plötzliches Aussetzen im zweiten scheint mir auf glaziale Stauchung zu deuten.

Wässer der Schneeschmelze hoch auf. Die Tuulvorkommen 5 bis 8 und 11 liegen also sämtlich in einem rezenten Inundationsgebiet, 1 bis 4 in der etwas höheren nördlichen Fortsetzung desselben. 9 und 10 befinden sich am Rande einer kleinen, nach Südwesten mit diesem Gebiet zusammenhängenden Geländemulde. Berücksichtigt man nun, daß nirgends auf dem Tuul Geschiebelehm beobachtet ist, sondern stets nur Sand mit recht kleinen Geschieben¹⁾, so liegt die Folgerung nahe, daß der Tuul überhaupt nicht diluvial oder pliocän, sondern postglazial ist. Die Einheimischen sind denn auch der Ansicht, daß der Tuul unter der Niederung nach Südosten bis zum Süderhaff durchstreiche und mit den dortigen Tuulbänken („Tuulbänke“ der Steidum-Bucht auf den Karten) zusammenhänge. Ebenso soll aber der von HARTZ und STOLLEY als alluvial angesehene Tuul in der See beim Westerländer Damenbade unter den Dünen südlich der Stadt nach den Tuulbänken im Süderhaff hinüberstreichen. Dieser Tuul vor dem Westerländer Damenbade ist früher eifrig gegraben worden und galt als Brennmaterial für weit besser als der Tuul bei Buhne 6. Die Einheimischen bemerkten deutlich, daß er von letzterem artverschieden war²⁾. Auch liegt er in einem Gebiet, wo das Quartär im Kliff unter Strandniveau herabgesunken ist. Es befindet sich dort bereits alluvialer Marschklei mit Überresten alter Wohnstätten, z. B. Brunnenkränzen, die bei sehr niedrigen Ebben und Entsandung des Vorstrandes zutage kommen.

Es weisen aber dennoch mancherlei Erscheinungen darauf hin, daß zwar dieser Tuul und der Tuul im Süderhaff postglazial, der Tuul unter Westerland aber höheren Alters und nicht, wie die Einheimischen vermuten, mit ersterem zusammenhängend ist. Zunächst die Beschaffenheit und Mächtigkeit der hangenden Schichten. Man könnte sie freilich zur Not als Gehängeschutt erklären, der von den benachbarten Diluvialerhebungen, z. B. dem flachen Hügel, der das Wasserwerk trägt, dem höheren Gelände im westlichen und östlichen Stadtteil sowie der Heide zwischen Westerland und Wenningstedt, herabgewandert wäre. Allein die Böschungen aller dieser Erhebungen sind so sanft, und die Deckschichten des Tuuls sind so mächtig, daß diese Erklärung einen sehr langen Zeitraum voraussetzen würde, länger wohl als das Höchstmaß der

¹⁾ Auch im Kliff bei Buhne 6 nur Geschiebe bis Faustgröße.

²⁾ Mitteilung von Herrn MICHEL BOY CHRISTIANSEN, der früher selbst Tuul gegraben hat.

für die Tuulbildung in diesem Falle klimatisch überhaupt in Betracht kommenden Postglazialzeit. Wir kennen zwar in der Jungendmoränen-Landschaft kleine Moore, die von steilen Hügeln her fast ganz mit Gehängeschutt überströmt sind, aber schwerlich so mächtig bedeckte Moore zwischen flachen Erhebungen. Auch zeigt es sich, wie STOLLEY geschildert hat, daß die lehmige Moräne des Roten Kliffs nach Süden abschwilt und in eine unansehnliche Bank von steinigem Sand übergeht, der bei Westerland als Repräsentant einer ganzen Vergletscherung den Kaolinsand und Pfeifenton bedeckt. Wenn also auf dem Westerländer Tuul auch kein Geschiebelehm und kein Blocksand liegt, sondern nur Kleingeschiebesand, so kann dieser gleichwohl echte Moräne sein. Dazu kommt, daß man die für den Tuul bezeichnende Fichte, *Picea excelsa*, nur aus pliocänen und interglazialen Ablagerungen Schleswig-Holsteins kennt, nicht aus jüngeren Mooren¹⁾. Und endlich ist in den Westerländer Brunnen niemals ein Geschiebelehm oder Geschiebesand im Liegenden des Tuuls getroffen, sondern stets zunächst mooriger feiner Sand und dann typischer Kaolinsand.

Auch bei meinen Bohrungen und Schürfen in der Kliffbasis bei Buhne 6 fand ich unter dem Geschiebesand zunächst steinfreien weißen Sand, dann erst den Tuul (Moorerde) und darunter wieder steinfreien Sand. Ebenso fand ich bei einer Durchgrabung des Tuuls im Vorstrande zwischen Buhne 6 und 7 im Tuul selbst und in dessen unmittelbarem Liegenden nicht das kleinste nordische Geschiebe.

Anders STOLLEY. Er trieb zwischen Buhne 6 und 7 mehrere Bohrlöcher durch den Tuul hindurch und fand im Tuul selbst noch diluviales Material. Seine Beobachtungen sind so wichtig, daß sie hier wörtlich zitiert seien:

„Mehrere durch den Tuul in seiner ganzen Mächtigkeit hindurchgestoßene Löcher ergaben übereinstimmend unter dem Tuul moorigen Quarzsand mit von oben nach unten allmählich abnehmendem Reichtum an moorigen Bestandteilen und deutlichen Pflanzenresten, unter gleichzeitiger Zunahme hellerer Färbung der Sande, welche sich bald als ein völliges Äquivalent

¹⁾ N. HARTZ: Den submarine Tørv („Tuul“) på Sylt. Meddelelser fra dansk geologisk Forening, Nr. 9, 1903. — Eine vollständige botanische Analyse des Tuuls ist sehr zu wünschen. Bemerkenswert ist, daß HARTZ 1907 in ihm *Brasenia* und *Dulichium* entdeckte.

²⁾ Sie fehlt auch (nach HARTZ) vollkommen in dem jüngeren Tuul vom Damenbad Westerland, von Rantum und Hörnum. Im Tuul von Hörnum fand FRIEDEL neolithische Geräte!

der weißen Quarzsande des unteren Diluviums [= fluviatil, nicht fluvioglazial aufgearbeiteter Kaolinsand nach STOLLEY, WFF] herausstellten. Die Bohrungen ergaben zugleich eine Mächtigkeit des Tuuls von 1,5 bis 2 m; sie ergaben ferner die bemerkenswerte Tatsache, daß die untersten Lagen des Tuultorfes zahlreiche kleinere Geschiebe beigemischt enthalten, unter denen sowohl krystallinische Gesteine verschiedener Art als auch Kreideflintsteine, Quarzite, die meisten durch Humus-säuren gebleicht und zerfressen, und schließlich ganz besonders weiße Quarze, wie sie das alte Diluvium Sylts und seine Sandschliffzone charakterisieren, unterschieden werden konnten. Auch im Tuul ist ein großer Teil dieser Geschiebe, besonders der weißen Quarze, deutlich sandgeschliffen, so daß hier unverkennbare Andeutungen dieser für das alte Diluvium Sylts so charakteristischen Sandschliffzone vorliegen. Ebenso zeigten die westlichsten Lagen des bei Buhne 6 steil aus dem Strand-sande emporragenden Tuuls eine gleich starke Beimischung solcher Geschiebe, wie die Bohrungen sie ergaben, ein Beweis, daß hier tatsächlich die tiefsten Schichten des interglazialen Moores entblößt lagen.“

Wenn in der Tat Geschiebe von nordischen krystallinen Eruptivgesteinen primär im Tuul stecken, so zwingen sie zu der Annahme, daß entweder eine Glazialzeit bereits dagewesen war (wie STOLLEY folgert), oder daß doch in Skandinavien die Vergletscherung schon so mächtig entwickelt war, daß starke Flüsse mit grobem nordischen Geschiebe bis nach Sylt gelangten; ja, um letzteres zu ermöglichen, mußte die Vergletscherung wohl schon über Skandinavien hinausgewachsen sein. Es besteht kein Grund, die tatsächlichen Wahrnehmungen STOLLEYS zu bezweifeln, und die einzige Möglichkeit, ein pliocänes, den benachbarten pflanzenführenden Tonen entsprechendes Alter des Tuuls mit der Geschiebeführung in Einklang zu bringen, besteht darin, die letztere auf Rechnung nachträglicher Einpressung zu setzen. Es könnte dem Tuul ergangen sein wie dem Ton von Buhne 10, in den das Gletschereis von oben, von den Seiten und sogar von unten Moränenschlamm und flüssigen Sand injiziert und Gerölle und Geschiebe eingedrückt hat. Der Tuul ist ja sichtlich gestaucht; denn er liegt keineswegs horizontal, sondern stellenweise stark geneigt. Daß unter anderen auch sandgeschliffene Geschiebe eingemischt sind, wäre nicht weiter befremdlich.

Immerhin bedarf diese Frage noch weiterer Untersuchung, ehe eine sichere Antwort hinsichtlich des Zusammenhanges der pliocänen pflanzenführenden Tone mit dem Tuul gegeben

werden kann. Mir persönlich ist ein Zusammenhang höchst wahrscheinlich.

Blicken wir von Sylt nunmehr nach den Nachbarinseln und nach dem Festlande, um die weitere Verbreitung der Kaolinsande und Süßwassertone zu erkunden.

Kaolinsand ist mir in Schleswig-Holstein nur noch an einer Stelle in typischer Ausbildung anstehend bekannt geworden, nämlich in der Tiefbohrung Fiel, südöstlich von Heide (Dithmarschen). Diese Bohrung ist dadurch bemerkenswert, daß sie die auf Sylt (Morsumkliff) durch glaziale Lagerungsstörungen entstellte Aufsichtung des Kaolinsandes auf marinem Obermiocän bestätigt. Das Profil wurde nach kleinen und nicht absolut reinen, aber doch deutlichen Proben aufgestellt. Das Bohrverfahren bei industriellen Tiefbohrungen pflegt das „Deckgebirge“ nicht mit derselben Schonung zu behandeln wie das feste Gestein, und wenn deshalb Proben aus dem Tertiär ein wenig diluviale Beimischung zeigen, so darf das den Beobachter nicht beirren. Die Schichtenfolge von Fiel ist:

- | | | | | | | |
|-----|--------|---|--------|---|---|------------|
| 1. | 0 | — | 27 | m | Quartär. | |
| 2. | 27 | — | 35,5 | - | ziemlich feiner grauer Quarzsand, anscheinend sekundär bitumenisiert (die Bohrung liegt im Erdölgebiet). | } Pliocän. |
| 3. | 35,5 | — | 42,6 | - | grober hellgrauer kaolinhaltiger Quarzsand; Probe mit wenig nordischem Material verunreinigt. | |
| 4. | 42,6 | — | 44,2 | - | feiner schneeweiß, sehr kaolinreicher Sand. | |
| 5. | 44,2 | — | 56,7 | - | grober hellgrauer Quarzsand (nordische Verunreinigung). | |
| 6. | 56,7 | — | 60,1 | - | unreiner grauer sandiger Kaolin. | |
| 7. | 60,1 | — | 66,4 | - | weißer kaolinreicher Sand, etwas glimmerhaltig. | |
| 8. | 66,4 | — | 92,5 | - | grauer Quarzkies (Quarze, Quarzite, quarzitisches Sandsteine; einzelne frische Flint- und Feldspatstückchen sind offenbar diluvialer Nachfall; dieser Nachfall findet sich noch bis Schicht 13 hinab!). | |
| 9. | 92,5 | — | 101,5 | - | feiner grauer toniger Sand, glimmerreich, mit Schwefelkies- und Holzstückchen. | |
| 10. | 101,5 | — | 139,07 | - | feiner, etwas glimmerhaltiger Sand von grünlichbrauner Farbe. | |
| 11. | 139,07 | — | 166,2 | - | grauer Tonmergel, fossilifer. | |
| 12. | 166,2 | — | 209,5 | - | Glimmerton mit Conchylien | |

¹⁾ Der Bohrmeister gab für die Grenzzone von Pliocän und Obermiocän folgende den Probenbefund ergänzenden Notizen: „139,07 bis 139,87 m fester Tonstein. 139,87—166,20 m graugrüner sandiger Ton.“

- | | | | |
|-----|-----------------|---|---|
| 13. | 209,5 — 260,0 m | feiner grauer Sand, etwas tonig, mit Schalspuren.
Mittelmioocän? | |
| 14. | 260,0 — 331,5 | - grauer Tonmergel mit Schalfragmenten; letztere
noch nicht bestimmt, anscheinend mittelmioocän. | |
| 15. | 332 — 396,5 | - dunkelgrauer toniger Feinsand,
sehr glimmerreich, kalkhaltig. | } Fauna noch
nicht genau
bestimmt,
anscheinend
älteres
Miocän? |
| 16. | 396,5 — 432,5 | - schwarzer bituminöser toniger
Sand mit Fossilien. | |
| 17. | 432,5 — 485,5 | - graubrauner bis grünlicher bitumi-
nöser fossilreicher Sand. | |
| 18. | 485,5 — 550,5 | - dunkelgrauer Tonmergel mit Fossilfragmenten,
darunter eocäne und ältere Schichten. | |

Was die Süßwassertone des Pliocäns betrifft, so hat STRUCK¹⁾ einen im Bahndurchstich durch den Stollberg nördlich von Bredstedt (Nordfriesland) offengelegten Ton mit Diatomeen und Ostracoden dieser Stufe zugerechnet. Der Ton (großenteils ein ganz leichter kalkfreier Diatomeenpelit) steht in Verband mit feinen weißen Quarzsanden, in denen spärliche rote Feldspatkörner auftreten. Die Sande sind zwar kalkfrei, petrographisch indessen entschieden diluvial. Ob nun der Diatomeenpelit älter ist, steht dahin. Die Lagerung ist höchst verworren und zeigt ähnliche Schuppentextur wie das Morsumkliff. Es sind aber im ganzen Bredstedter Plateau alte Ton-schichten verbreitet. Ein Teil derselben, z. B. bei Breklum und Sönnebüll, erweist sich durch seinen Fossilinhalt als obermioocän (Glimmerton); ein anderer Teil ist ersichtlich jünger und petrographisch vollkommen identisch mit dem dunklen Sylter Süßwasserton. Der Diatomeenpelit bildet anscheinend eine besondere Facies dieser letzteren Gruppe. Herr STOLLER hat zwei Proben desselben floristisch untersucht und folgendes gefunden:

Probe 1: Diatomeen (discusförmige und stabförmige, nicht näher bestimmt).

Algenfäden.

Farnsporangien: 2 Annuli.

Myrica (Gale), Pollen, häufig.

Betulaceae, Pollen, selten.

Pinus, Pollen, häufig.

Picea, 4 Pollen.

166,20—166,85 m fester Tonstein. 166,85—171,50 m graugrüner Ton. 171,50—172,30 m fester Tonstein. 172,30—180,50 m fetter graugrüner Ton. 180,50—209,50 m braungrünlicher Ton mit Muscheln.“

¹⁾ R. STRUCK: Neue Beobachtungspunkte tertiärer und fossilführender diluvialer Schichten in Schleswig-Holstein und Lauenburg. Mitteil. geogr. Ges. Lübeck, 2. Reihe, Heft 22, 1907. — Derselbe: Übersicht der geologischen Verhältnisse Schleswig-Holsteins. Festschrift 17. Deutsch. Geographentag Lübeck 1909.

Probe 2: Diatomeen (andere Formen als bei 1).

Myrica Gale, Pollen.

Betulaceae, Pollen.

Pinus, Pollen.

Picea, Pollen.

Diese Flora würde zur Sylter Pliocänflora sehr wohl passen, ist aber an sich keiner bestimmten Formation eigentümlich.

Demselben Höhegebiet gehört das geheimnisvolle Dreisdorfer Braunkohlenflöz an; es soll sehr flach lagern und könnte für Pliocän oder Diluvium in Betracht kommen, doch fehlt jede nähere Kunde.

Weiter gegen Südosten liegt an der Eider der Höhenzug Stapelholm. Dort kam bereits beim Bau der Eisenbahn Schleswig—Friedrichstadt ein dunkler, von Diluvium bedeckter Ton zum Vorschein, der indessen fossilieer war.

Neuerdings ist solcher Ton an der Südseite des großen Einschnittes der Rendsburg—Husumer Bahn abermals in einer kurzen steilen Aufpressung aufgeschlossen. Er steht wie der Ton von Bredstedt mit kalkfreiem weißen Quarzsand in Verbindung, der spärliche rote Feldspatkörner enthält. Während eine erste Probe des Tones von dieser Stelle fossilieer war, fand STOLLER in einer zweiten Blattfragmente von mehreren *Hypnum*-Arten, ferner Hautgewebefetzen, die möglicherweise auf Gramineen bezogen werden könnten, und fraglich Pollen von *Picea*. Von diesem Ton läßt sich also eine Analogie wohl mit dem Bredstedter Ton konstruieren, mit dem Sylter aber nur in Frage stellen.

Endlich habe ich noch einen sehr humosen Ton aus der Moräne des Emmerleff-Kliffs bei Tondern und Proben von den beiden Tonschollen im Gotingkliff auf Föhr geschlämmt, um sie mit dem Sylter zu vergleichen. Der Ton von Emmerleff lieferte jedoch nur vollständig desorganisierte Pflanzensubstanz und ist wohl miocäner Braunkohlenton; der Ton vom Gotingkliff enthielt überhaupt keine Fossilien. STOLLEY hält ihn für altdiluvial (in gleicher Deutung mit dem Ton von Buhne 10 bei Westerland). Herr H. PHILIPPSEN-Flensburg, der Begründer der naturwissenschaftlichen Sammlungen des Föhrer Museums, machte mich indessen darauf aufmerksam, daß in der Nähe ein Cetaceenknochen, gleich denjenigen des Glimmertons, und auch Limonitsandstein gefunden sei, daß man also vielleicht an tertiäres Alter denken müsse. Dies erscheint mir insofern nicht unwahrscheinlich, als ich im Schlämmrückstand der beiden Tonproben keinerlei frisches nordisches Material gefunden habe.

In Schleswig-Holstein sind sodann von einigen Autoren, namentlich von FRIEDRICH¹⁾, gewisse Braunkohlensande und -kiese der Lübecker Gegend als pliocän angesprochen. Ein sicherer Beweis ist indessen nicht erbracht. Die Schichten liegen auf älteren marinen Miocänsanden und -tonen und können ein Äquivalent des obermiocänen Glimmertons der Hamburger Gegend sein, der ja durch seinen oft beträchtlichen Gehalt an humoser Substanz und eingeschwemmten Hölzern die Nähe eines festländischen Braunkohlensumpf-Gebietes anzeigt.

Wahrscheinlich jungpliocän und im Alter vollständig den Tonschichten von Sylt, ev. dem Tuul entsprechend ist aber der von MÜLLER und WEBER beschriebene Torf und moorige Feinsand von Lüneburg²⁾. Ob auch der Töck von Helgoland mit seiner eigentümlichen Flora (*Juglans*-Arten, *Ilex*)³⁾ diesen Vorkommen anzureihen ist, bedarf noch der Aufklärung. Analogieen scheinen auch die sog. Bernstein- und Holztrümmerschichten der Insel Hveen, die alten Süßwassersedimentschollen im diluvialen Untergrunde des Kopenhagener Freihafens und die bekannte Waldschicht von Cromer in Ostengland zu bieten, doch kann dies erst erörtert werden, wenn die Sylter Pliocänflora vollständig erforscht ist.

An der **Diskussion** zum Vortrag des Herrn SIEGERT beteiligten sich die Herren LEPPLA, FLIEGEL, GRUPE und der Vortragende, zum Vortrag des Herrn SOLGER die Herren WAHNSCHAFFE, WEISSERMEL und der Vortragende, zu dem des Herrn WOLFF die Herren GAGEL⁴⁾, BERG und der Vortragende.

Herr WAHNSCHAFFE bemerkt zu dem Vortrage des Herrn SOLGER, daß er der Ansicht des Herrn SOLGER hinsichtlich der Entstehung älterer Dünen durch Ostwinde

¹⁾ P. FRIEDRICH: Der geologische Aufbau der Stadt Lübeck und ihrer Umgebung. Beilage zu Programm 967 des Katharineums zu Lübeck 1909. (Dem 17. Deutschen Geographentag gewidmet.)

²⁾ G. MÜLLER und C. A. WEBER: Über eine fröhdiluviale und vorglaziale Flora bei Lüneburg. Abhandlungen d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, Neue Folge, Heft 40, 1904.

³⁾ Die zurzeit vollständigste Darstellung der Flora des Töcks findet man bei HALLIER: Helgoland unter deutscher Flagge, Hamburg 1892, S. 320—331. — Ich habe früher (diese Zeitschr., Bd. 55, 1903, S. 116) den Töck für postglazial erklärt, habe jetzt aber Bedenken gegen diese Deutung.

⁴⁾ Die Diskussionsbemerkungen des Herrn GAGEL erscheinen in etwas erweiterter Form als Briefliche Mitteilung in diesem Monatsbericht (vergl. S. 81).

keineswegs ablehnend gegenübersteht, doch glaubt er, die von ihm behauptete Bildung des Wilhelmshagener Dünenzuges durch Nordwestwinde aufrecht erhalten zu können. Den Beweis dafür leitet er ab aus dem Einfallen der Schichten des Dünenandes am Eichberge bis zu 32° nach Südost und aus dem Umstande, daß die Steilseite des Püttberges nach Südost, die Flachseite nach Nordwest gelegen ist. Dazu kommt ferner, daß die Talsandfläche bei Wilhelmshagen vollkommen glatt und eben ausgebildet ist, während sie im Nordwesten zwischen Rahnsdorfermühle und Fichtenau viele unregelmäßige Einsenkungen besitzt, so daß es den Anschein hat, als ob z. T. unmittelbar aus dieser Fläche der Sand, der den Dünenzug bildet, ausgeweht worden ist. Der ganze 3,5 km lange Dünenzug, der keineswegs in mehrere Bogendünen zerfällt, zeigt viele Unregelmäßigkeiten und Höhenunterschiede an seiner Oberfläche; deutliche Bogenformen jedoch sind darin nicht zu erkennen. Diese Unregelmäßigkeiten erklären sich teils durch Erosion der Regenwässer, teils durch Auswehungen und Umlagerungen, denen der Dünenzug später ausgesetzt gewesen ist. Der kleine untergeordnete, sich nach Westnordwest erstreckende und nach Nordost gerichtete Steilabhang südlich der Eisenbahn erklärt sich ganz ungezwungen als Leeseite durch die spätere Einwirkung von Südwestwinden, in keinem Falle aber durch Ostwinde.

Herr **SOLGER** bemerkte: Die Erklärung des steilen Nordabfalles am Püttberge durch Erosion oder nachträgliche Veränderungen ist unwahrscheinlich, da dieser Ausläufer keineswegs zernagte Formen zeigt; vor allem müßte man solche Einflüsse aber in noch höherem Maße für den Südostabhang annehmen, wie das auch in der WAHNSCHAFFESchen Arbeit geschieht. Damit würde alles, was gegen die Bedeutung des steilen Nordabfalles gesagt wird, zugleich die Bedeutung des steilen Südostabfalles entkräften, also der Nordwestwindtheorie Boden entziehen.

Wenn im Nordwesten des Dünenzuges Aushöhlungen im Boden des Talsandes vorkommen, so will ich nicht bestreiten, daß sie vom Winde herrühren. Ich selbst halte an anderen Stellen solche Höhlungen für Winderosion. Aber es ist unmöglich, zu sagen, wo der dort fortgewehrte Sand hingeweht ist. Es fehlt jeder Anhalt dafür, daß er gerade in dem vorliegenden Dünenzuge zu suchen sei, zumal diese Dünen nicht auf den Talsand beschränkt sind, sondern auch auf das nördlich anschließende Plateau hinaufreichen. Andererseits ist

gerade bei der Annahme von Ostwinden die Ablagerung von Dünen sand an dieser Stelle sehr erklärlich, denn hier lag der Windschatten der genau östlich sich erhebenden Kranichberge.

Bezüglich der von Herrn WEISSERMEL herangezogenen Prignitzer Dünen verweise ich auf meine eingehendere Arbeit, in der auch diese Verhältnisse gestreift werden.

Herr W. WOLFF erwiderte auf die Ausführungen des Herrn GAGEL etwa folgendes: Der Ansicht, daß auf Sylt zwei



Fig. 5.

Teilung der Hauptmoräne am Kliff ca. 150 m nördlich der Kronprinzentreppe bei Wenningstedt.

Die vom Dünen sand *g* bedeckte Hauptmoräne *a* grenzt gegen den Glazialsand *c* mit einer Brauneisensteinkruste *b*. Nach links keilt sich *c* aus und *b* verliert sich ebenfalls, so daß bei \times zwischen der oberen Moränenbank *a* und der unteren Bank *d* keinerlei Scheidung zu finden ist. *e* ist ein tieferer Glazialsand, *f* eine noch tiefere Moränenbank.

altersverschiedene Moränen vorhanden sind, kann ich nicht beitreten. Wenn Herr GAGEL Profile gesehen hat, aus denen diese Ansicht sicher hervorgeht, so möchte ich bemerken, daß ich andere Profile gefunden habe, an denen bestimmt nachzuweisen ist, daß die „Hauptmoräne“ sich spaltet und Apophysen bildet, die den Eindruck hervorrufen, als seien stellenweise

zwei selbständige Moränen entwickelt. Ich habe die von STOLLEY, GEINITZ u. a. verschiedenartig erklärten kritischen Punkte genau betrachtet und finde sie sämtlich nicht eindeutig zugunsten der Zweimoränenhypothese verwertbar. Es würde am heutigen Abend zu weit führen, wenn ich diese Verhältnisse ausführlich darlegen würde. Ich muß mich darauf beschränken, ein charakteristisches Bild von der Spaltung der Hauptmoränenbank vorzulegen. (Vgl. Fig. 5.)

Redner ergänzte seinen Vortrag noch durch die Mitteilung, daß nördlich von Kliffende bei Kampen unter der fortgerissenen Düne alter Marschboden freigespült ist, der noch die Fährten von Schafen und Rindern erkennen läßt und nur 15 cm unter mittlerer Hochwasserlinie liegt. Das Alter dieses Marschbodens (sandiger Schlick und Moorerde) kann nicht gering sein, denn die ganze breite Dünenzone ist darüber hinweggewandert. Wenn trotz der hierbei erfolgten Pressung der Marschboden noch fast in ordinärer Fluthöhe liegt, so gibt das einen neuen Beweis dafür, daß unser nordfriesisches Küstengebiet nicht, wie neuerdings behauptet wird, auch in den letzten Jahrhunderten noch in Senkung begriffen ist.

Was ferner die als „interglazial“ gedeutete Austernbank am Panderkliff bei Munkmarsch betrifft, so ist nach Erkundigungen an Ort und Stelle deren Ablagerung auf folgenden Vorgang zurückzuführen: In den fünfziger Jahren des vorigen Jahrhunderts wurde ein Blankeneser Austernfischer des Winters im Watt von strengem Frost überrascht und froh ein, ehe er fortsegeln konnte. Der Fang verdarb und wurde im Frühjahr aufs Panderkliff gebracht. Dort liegen die Schalen im Bleisand über dem jüngsten Ortstein. — An interglaziales Alter ist schon deshalb nicht zu denken, weil die Schalen in dem durchlässigen Sand längst vergangen wären.

v.

w.

o.

BELOWSKY.

RAUFF.

BÄRTLING.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft](#)

Jahr/Year: 1910

Band/Volume: [62](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Monatsberichte der Deutschen geologischen Gesellschaft 1-64](#)