

- GANSSEN, R.: Die Entstehung und Herkunft des Löß. - Mitt. a. d. Labor. d. preuß. geol. L.A. 4, 1922.
- GRAHMANN, R.: Der Löß in Europa. - Mitt. Ges. Erdk. Leipzig 51, 1930/31.
- HEIM, A.: Geologie der Schweiz. 1917.
- JAYET, A.: Les stades de retrait würmiens aux environs de Genève. - Ecl. geol. Helv. 39, 1946. — Une nouvelle conception des glaciations quaternaires, ses rapports avec la paléontologie et la préhistoire. - Ecl. geol. Helv. 40, 2, 1947.
- KEILHACK, K.: Das Rätsel der Lößbildung. - Z. deutsch. geol. Ges. 72, 1920.
- KNAUER, J.: Die Ablagerungen der älteren Würmeiszeit (Vorrückungsphase) im süd-deutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet. - Abh. geol. Landesunters. bayr. Oberbergamt 1935.
- LAUTERBORN, R.: Über Staubbildung aus Schotterbänken im Flußbett des Rheins, ein Beitrag zur Lößfrage. - Verh. naturhist. med. Ver. Heidelberg. N.F. 11, 4, 1912.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909.
- POSER, H.: Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit - Erdkunde 1948.
- RICHTHOFEN, F. von: China, Bd. 1.
- SCHÄFER, J.: Die Würmeiszeit im Alpenvorland zwischen Riß und Günz. Augsburg 1940.
- SOERGER, W.: Löße, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. - G. Fischer, Jena, 1919.
- WAGNER, G.: Erd- und Landschaftsgeschichte 1950.
- WEIDENSACH, F.: Grundsätzliche Bemerkungen zur Ausdeutung eiszeitlicher Erscheinungen. - Oberrhein. geol. Ver. 1938.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Diluviums. - Ferd. Enke, Stuttgart 1929.

Ms. eing.: Mai 1951.

Probleme der Terrassenbildung

Von Paul Woldstedt. Mit 3 Abb. im Text

Die meisten größeren Flüsse, z. B. Mitteleuropas, zeigen sich begleitet von einem ganzen System höherer Terrassen. Sind diese Terrassen, soweit nicht überhaupt tektonische Entstehung angenommen wird, glazialen oder interglazialen Alters? Das ist die alte Streitfrage, die in vielen Schriften zahlreicher Autoren behandelt worden ist. Es wird hier natürlich abgesehen von den Schottern und Sanden, die in unmittelbarer Verknüpfung mit Endmoränen u. dgl. auftreten. Daß diese glazial sind, wird von niemand bestritten. Wie steht es aber mit den Terrassen im Zwischenland?

I.

In Deutschland hat sich, hauptsächlich unter dem Einfluß von W. SOERGER (vgl. bes. 1921, 1925, 1939), die Ansicht durchgesetzt, daß alle Terrassen glazial-klimatisch bedingt seien, d. h. also in die Vorstoßphase der Vereisungen gehörten. Dafür sprechen vielfältige Beobachtungen: das Auftreten einer ausgeprägt kalten Fauna (mit *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Ovibos moschatus* usw.) in den oberen Partien der Terrassen, Verknüpfung mit glazifluvialen Ablagerungen, schließlich Überlagerung und Abschluß der Terrassenbildung durch Grundmoräne, vielfach unter Einschaltung von Bändertonen. Seit den klassischen Untersuchungen von SIEGERT & WEISSERMEL (1911) im Saaleraum ist dies aus zahlreichen anderen Gebieten beschrieben worden, so von R. GRAHMANN (1925) aus Ober-Sachsen.

Aber seit langem waren auch Terrassen bekannt, in denen bisher nur eine warme Fauna gefunden war. SIEGERT & WEISSERMEL (1911) wiesen im Saalegebiet eine Terrasse nach, die jünger als die Elstervereisung und älter als die sog.

„Hauptterrasse“ des Saalegebietes ist. Sie wurde als „Höhere erstinterglaziale Terrasse“ bezeichnet und enthält *Elephas antiquus*, aber keine einzige kälteliebende Form. SIEGERT & WEISSERMEL sahen in ihr eine echte interglaziale Aufschotterung, in die sich der Fluß später wieder einschneidet, um in der zweiten Hälfte der Interglazialzeit von neuem aufzuschottern (Bildung der Hauptterrasse). W. SOERGEL sieht in der älteren Terrasse mit *Elephas antiquus*, die — mit derselben wärmeliebenden Fauna — auch im Ilm-, Gera- und Unstrutgebiet auftritt, das Äquivalent einer kleineren Eiszeit („Präriß“). Deren Einfluß sei aber nicht soweit gegangen, daß die wärmeliebenden Tiere ganz vertrieben wurden.

Diese Vorstellung macht aber Schwierigkeiten. Es kann nicht im Mittelgebirge glazialklimatische Schotterbildung geherrscht haben, während wenige hundert Meter tiefer noch die echte interglaziale Fauna lebte. Aber auch weitere Beobachtungen sind hier von Wichtigkeit. Die Hauptterrasse, deren höhere Partie zweifellos unter glazialen Bedingungen aufgeschottert wurde, ist in dieser Beziehung nicht einheitlich. Sie zeigt vielfach einen nicht unbeträchtlichen unteren Teil, der eine warme Fauna enthält. SIEGERT & WEISSERMEL erwähnen aus der Saalehauptterrasse von Uichteritz *Elephas antiquus* und *Rhinoceros mercki*¹⁾. Den zuletzt genannten Säuger fand auch W. BARNER (1941) in der entsprechenden Leineterrasse bei Gronau, wo er zusammen mit einem Faustkeil des Mittleren Acheuls geborgen wurde. Nun könnten diese Knochenreste natürlich umgelagert sein. Die Tiere hätten im eigentlichen Interglazial gelebt, und ihre Knochen wären bei der mit der Glazialzeit beginnenden Aufschotterung in den unteren Teil der Terrasse eingeschwemmt worden. Das ist zweifellos möglich.

Schwierig aber wird diese Vorstellung, wenn in ungeheurer Menge an sicher primärer Lagerstätte *Corbicula fluminalis* auftritt, wie sie von der Unstruthauptterrasse bei Körbisdorf (SIEGERT & WEISSERMEL 1911, S. 152) und von H. MERTIN (1940) aus der unteren Abteilung der Salzkehauptterrasse bei Köchstedt angegeben wird. Zusammen mit *Corbicula* kommt bei Köchstedt *Emys orbicularis*, die europäische Sumpfschildkröte, vor, unbestritten eine wärmeliebende Form. An einer anderen Stelle derselben Hauptterrasse tritt, sogar noch etwas höher im Profil, ein Schneckenmergel mit *Belgrandia marginata* auf. Zweifellos haben wir auch hier noch mit voll-interglazialen Verhältnissen zu rechnen. Das aber ist nicht in Einklang zu bringen mit der Vorstellung einer glazialklimatischen Schotterbildung, wie sie SOERGEL als allein maßgebend für die Entstehung unserer Schotterterrassen ansieht. Wir haben also bei der Hauptterrasse einen Schotterkörper vor uns, dessen untere Partie eine voll-interglaziale Fauna enthält, während die obere Partie unter glazialen Bedingungen abgelagert worden ist.

Findet sich nun hier eine warme Fauna unten, eine kalte oben, so zeigte sich z. B. bei der Untersuchung einzelner Terrassen der Themse das Umgekehrte. Die sog. „Summertown-Radley-Terrasse“ der Themse, die bei Oxford etwa 7—8 m über dem Fluß liegt, enthält nach K. S. SANDFORD (1924; vgl. auch W. J. ARKELL 1947) in den Basis-Schichten eine kalte Fauna mit *Elephas primigenius* und *Megaceros*, in ihrem oberen Hauptteil aber eine warme Fauna (*Hippopotamus*, *Cervus elaphus*, *Corbicula fluminalis* u. a.). Aus der entsprechenden Terrasse des unteren Themsegebietes bei London, der „Oberen Flood-

¹⁾ V. TOEFFER (1933) stellt diesen Terrassenrest von Uichteritz allerdings nicht zur Hauptterrasse, sondern zu seiner 2. glazialen Terrasse, die dem ersten Saalevorstoß (Riß I) entsprechen soll. Grundsätzlich ändert das die hier geäußerte Auffassung nicht, da es sich ja in beiden Fällen um Aufschotterungen handelt, die glazialklimatisch, d. h. während des Vorstoßes einer Vereisung, gebildet sein sollen.

plain-Terrasse“, geben KING & OAKLEY (1936) von der Basis Torfe mit *Betula nana* und *Salix lapponum* an, während nach ZEUNER (1945) in der oberen Partie *Elephas antiquus* und *Hippopotamus* auftreten.

Hier hat also die Aufschotterung unter kalten Bedingungen begonnen und endet unter warmen — genau umgekehrt wie bei der „Hauptterrasse“ des Saalegebietes. Des Rätsels Lösung für die Terrassen der unteren Themse war, daß diese mit den eustatischen Schwankungen des Meeresspiegels zusammenhängen. Mit dem Ansteigen des Meeresspiegels nach den Vereisungen begann der Fluß aufzuschütten, zunächst in seinem Unterlauf, aber später auch in seinem Mittellauf, wie die Summertown-Radley-Terrasse bei Oxford zeigt.

Bei anderen Terrassen der Themse, besonders bei der in die Mindel-Riß-Interglazialzeit gestellten Boyn-Hill-Terrasse im Londoner Gebiet und der wahrscheinlich gleichaltrigen Hanborough-Terrasse bei Oxford, scheint im wesentlichen nur der „warme“ Anteil vorhanden zu sein.

In der Hauptsache warme Faunen, aber vielfach mit einer basalen kalten Zone, zeigen auch die mehrfach beschriebenen Terrassen der Somme. Bei diesen Terrassen ist weiter der eigentliche Schotterkörper zu unterscheiden von den teilweise unter periglazialen Bedingungen gebildeten Deckschichten (vgl. die zusammenfassende Behandlung bei ZEUNER 1945 und 1950).

Wir kennen diese wärmezeitlichen „interglazialen“ Aufschotterungen aber auch von unseren Flüssen, z. B. bei der Elbe. Nach R. GRAHMANN (1931) ist die letzteiszeitliche Niederterrasse der Elbe in zum Unterlauf hin zunehmendem Maße in der Späteiszeit ausgeräumt worden, im Süden vielleicht 10—15, im Mündungsgebiet mindestens 20 m tief. Dann setzte eine Neuaufschüttung ein, die im südlichen Abschnitt (Mittellauf) Kiese und Sande, weiter unterhalb Sande ablagerte. Diese führen häufig Eichenstämme, was für ein im wesentlichen atlantisches Alter dieser Aufschüttung spricht.

In der Hamburger Gegend ist nach E. HORN (1912) innerhalb dieser jungen Aufschüttung in rund 12 m —N.N. eine etwa 1 m mächtige Kiesschicht vorhanden, die Hirschhorn-Artefakte der Kjökkenmøddinger-Zeit enthält. Das Alter dieser Schicht läßt sich danach auf etwa 4000 v. Chr. bestimmen. Weiter talabwärts finden sich marine Bildungen mit *Scrobicularia piperata*, *Cardium edule* und *Tellina baltica*. Darüber breitet sich Schlick aus, der offenbar im Brackwasserbereich abgesetzt wurde.

Aus dem Gesagten ergibt sich, daß wir im größten Teil des Elbelaufes eine junge holozäne, d. h. wärmezeitliche Aufschüttung haben, die im mittleren Laufgebiet durchschnittlich 10 m mächtig ist und in ihrer Mächtigkeit zum Unterlauf zunimmt. Je weiter nach Nordwesten, umsomehr verringert sich der Höhenunterschied zwischen Niederterrasse und Holozänaufschüttung. Im Mündungsgebiet der Elbe liegt die Niederterrasse teilweise im Niveau der holozänen Aufschüttung, teilweise taucht sie unter diese herunter.

Die holozäne Aufschüttung der Elbe hängt offenbar zusammen mit dem nacheiszeitlichen Anstieg des Meeresspiegels in der Nordsee. Sie ist nicht auf den Unterlauf beschränkt, sondern geht im Flußlängsprofil anscheinend recht weit hinauf. Wir haben hier also das Beispiel für eine echte, mindestens bis zum Mittellauf heraufgehende wärmezeitliche, d. h. „interglaziale“ Aufschotterung. Als entsprechende Bildung des Niederrheingebietes dürfte die „Bimsterrasse“ aufzufassen sein, die nachweislich erst nach der Allerödzeit aufgeschüttet wurde. Auch im Weser- und Emsgebiet haben wir gleichaltrige Aufschüttungen zu erwarten, die aber bisher noch nicht erkannt worden sind.

F. ZEUNER (1945) bezeichnet solche mit dem Meeresanstieg zusammenhängende Aufschotterungen als „thalassostatisch“. Diesem Typ gehören bestimmte Terrassen der Themse sowie der Somme an. Bei der Themse erstrecken sich sowohl die letztinterglaziale Terrasse (Summertown-Radley-T.) wie die mindelriß-interglaziale (Hanborough-T.) mindestens bis zum Mittellauf.

Wie hoch im einzelnen die vom Mündungsgebiet ausgehende und durch den Meeresanstieg verursachte wärmezeitliche Aufschotterung ging, das hing wohl hauptsächlich von der Länge der betreffenden Interglazialzeit ab. Man kann die oben erwähnte „Höhere erstinterglaziale Terrasse“ der Saale von SIEGERT & WEISSERMEL vielleicht als eine solche vom Mündungsgebiet aufwärts gewanderte Aufschotterung der langen Mindel-Riß-Interglazialzeit ansehen. Sie wäre dann etwa gleichaltrig mit der Hanborough- (bzw. Boyn-Hill-)Terrasse des Themsegebietes.

Es entsteht nun die Frage, wie denn ein Ansteigen des Meeresspiegels die Ursache sein kann, daß nunmehr der Fluß beginnt aufzuschütten. Die physikalischen Kräfte innerhalb des Flußregimes, die zunächst allein für Aufschüttung oder Einschneiden verantwortlich sind, werden ja, wie es zunächst scheint, dadurch nicht verändert.

Das dürfte zutreffen für den Fall, daß ein verhältnismäßig schnelles Ansteigen des Meeresspiegels erfolgt. Anders dagegen, wenn der Meeresanstieg sehr langsam erfolgt oder zum Stillstand gekommen ist. Ein Fluß mit ausgeglichener Gefällskurve wird bei gleichbleibender Lage des Meeresspiegels ein Delta ins Meer vorschieben (vgl. hierzu Abb. 1 nach H. QUIRING 1926). Dadurch aber wird allmählich im Mündungsgebiet das Gefälle geringer, und der Aufschüttungsbereich wandert ganz allmählich vom Mündungsgebiet aufwärts. Die physikalischen Kräfte innerhalb des Flußregimes ändern sich insofern, als infolge geringeren Gefälles die Transportkraft abnimmt und zwar in einer Welle, die vom Mündungsgebiet allmählich flußaufwärts wandert.

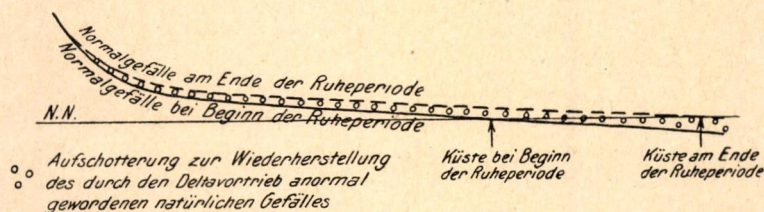


Abb. 1. Schema einer vom Mündungsgebiet aufwärts wandernden Aufschotterung bei gleichbleibendem Meeresspiegel (nach H. QUIRING 1926).

Dasselbe wird, wenn auch in geringerem Maße, der Fall sein, wenn der Meeresspiegel nur langsam ansteigt und die Aufschüttung im Mündungsgebiet (Deltabildung usw.) stärker ist. Dann wird, wenn auch in geringerem Maße als in dem vorher betrachteten Falle des gleichbleibenden Meeresspiegels, eine (schwächere) Welle der Aufschüttung vom Mündungsgebiet flußaufwärts fortschreiten.

Wie oben erwähnt wurde, ist die Hauptaufschüttung der holozänen Elbe im Atlantikum und später erfolgt. Damals aber war der Hauptanstieg des Meeresspiegels nach der letzten Eiszeit längst geschehen. Von den 90—100 m, um die der Ozeanspiegel während des Maximums der letzten Vereisung tiefer stand als jetzt, waren zu Beginn des Atlantikums dem Meere mindestens 70—80 m schon wieder zurückgegeben worden. Das Ansteigen des Meeresspiegels war zu-

nächst sehr schnell vor sich gegangen. Jetzt war es stark verlangsamt, und im Zusammenhang damit setzte offenbar die Aufschüttung ein.

Die im Vorhergehenden entwickelten Anschauungen sind in dem in Abb. 2 gezeichneten Fluß-Längsprofil ganz schematisch dargestellt worden. Im Unterlauf beginnt die Aufschüttung in der noch kalten Phase des Abschmelzens der Eismassen. Sie gewinnt größere Mächtigkeit in der Warmzeit, wobei sich im Mündungsgebiet öfter marine Schichten einschalten. Am Ende der Warmzeit wird hier mit dem erneuten Sinken des Ozeanspiegels ein neues Einschneiden erfolgen. Stehen gebliebene Reste der wärmezeitlichen Aufschüttung werden an der Oberfläche Erscheinungen des periglazialen Klimas zeigen.

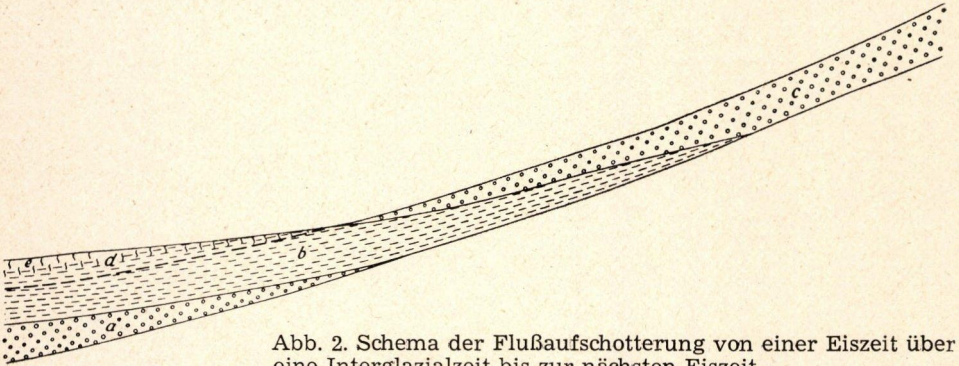


Abb. 2. Schema der Flußaufschotterung von einer Eiszeit über eine Interglazialzeit bis zur nächsten Eiszeit.

- a = „Kalte“ eustatische Aufschotterung im Unterlauf bei tiefem Meeresspiegel.
 b = „Warme“ eustatische Aufschotterung mit steigendem und \pm stehendem Meeresspiegel.
 c = Glazialklimatische Aufschotterung bei Beginn der nächsten Vereisung.
 d = Erosion im Unterlauf mit erneut absinkendem Meeresspiegel.
 e = Periglaziale Umbildung der interglazialen Aufschotterung.

Weiter oben im Flußlängsprofil wird die Hauptmenge der Aufschüttung wärmezeitlich sein. Gelegentlich kann auch hier der tiefste Teil noch kältezeitlich sein, wie das Beispiel der Summertown-Radley-Terrasse der Themse zeigt. Der wärmezeitliche Anteil der Aufschüttung wird noch weiter flußaufwärts abnehmen und hier überlagert werden von einer zum Oberlauf zunehmenden Schicht glazialklimatisch bedingter Schotter, die der nächsten Eiszeit ihre Entstehung verdanken. Sie können schließlich den gesamten Schotterkörper bilden.

So werden die Profile in den einzelnen Teilen des Flußlaufes ein ganz verschiedenes Aussehen zeigen, je nachdem wo sie gelegt werden. Auch braucht der Ablauf des Geschehens nicht so einfach zu sein, wie er hier angenommen ist. Im Saalegebiet ist, wie schon erwähnt wurde, während der Mindel-Riß-Interglazialzeit eine doppelte Schotterbildung erfolgt. Der erste Zyklus ist nur bis zur Bildung einer „warmen“ Aufschüttung gegangen. Dann erfolgte — aus bisher nicht geklärter Ursache — wieder Einschneiden, worauf neue Aufschüttung einsetzte, zunächst unter warmem, dann unter kaltem Klima.

II.

Das in Abb. 2 dargestellte Flußlängsprofil, das die eustatische und glazialklimatische Terrassenbildung zusammenzufassen sucht, ist, das sei nochmals ausdrücklich betont, ein reines Schema. Es berücksichtigt nicht die tiefere Einschneidung der Flüsse, die mit der kontinuierlichen Absenkung der interglazialen Meereshochstände im Laufe des Quartärs zusammenhängt (vgl. die

Arbeit „Interglaziale Meereshochstände usw.“ in diesem Heft). Das Schema umfaßt überhaupt nicht alle in der Natur vorkommenden Fälle. Zweifellos haben wir auch rein eiszeitliche Aufschüttungen, denen jeder wärmezeitliche Teil fehlt. Hierher gehören z. B. die meisten — nicht alle — sog. Niederterrassen unserer Flüsse. Im Elbegebiet z. B. ist die Niederterrasse vom Oberlauf bis zum Mündungsgebiet, wo sie unter die holozänen Bildungen untertaucht, eine eiszeitliche Aufschüttung. Die Zufuhr von Material aus dem periglazialen Abtragungsgebiet und von glazifluvialen Material vom Eisrande her — die Elbe war ja der „Urstrom“ der letzten Vereisung — war so groß, daß die Elbe in dem ganzen jetzt noch zu verfolgenden Bereich aufschüttete. Leider fehlt uns der damalige Unterlauf der Elbe, den wir uns in etwa 500 km Länge in der Nordsee zu denken haben.

Wir verdanken F. ZEUNER eine eingehende Untersuchung des unteren Themsegebietes, wobei er die wichtigen Untersuchungen von S. W. WOOLDRIDGE (1938) berücksichtigt. Er weist auf eine Reihe von Themse-Terrassen hin (ZEUNER 1945, S. 114 ff.), die sich durch stärkeres Gefälle sowohl der Basis wie der Oberfläche von anderen unterscheiden. Hierher gehört z. B. der „Higher Gravel Train“, der möglicherweise in die Günzzeit gehört, weiter die als „Kingston-Leaf“ bezeichnete Terrasse, die vielleicht in die Mindeleiszeit gehört. Beide sind offenbar auf einen tiefen Stand des Meeresspiegels eingestellt und in glazialen Zeiten gebildet worden.

Eine kaltzeitliche Aufschüttung vom Alter der „Niederterrasse“ der meisten mitteleuropäischen Flüsse, d. h. wärmezeitlichen Alters, ist offenbar die „Untere Floodplain-Terrasse“ des unteren Themsegebietes (Northmoor-Terrasse des Oxforder Gebietes). ZEUNER stellt sie in ein Interstadial Würm I/Würm II mit einem relativ hohen Ozeanpiegel. Doch ist von einem solchen hohen Ozeanpiegel innerhalb der Würmeiszeit sonst nichts bekannt. Am ehesten haben wir in dieser „Niederterrasse“ eine kaltzeitliche periglaziale Aufschüttung vor uns ähnlich der, wie sie im Elbegebiet auftritt.

Es fragt sich, ob nicht auch eine entsprechende Aufschüttung der Rißeiszeit im Themsegebiet vorhanden ist. Als solche käme vielleicht die Taplow-Terrasse des unteren Themsegebietes in Frage, der die Wolvercote-Terrasse des Oxforder Gebietes entspricht. Beiden Aufschüttungen fehlt eine ausgeprägt warme Fauna. Die Wolvercote-Terrasse des Oxforder Gebietes ist tatsächlich von einzelnen Forschern als eiszeitlich angesehen worden.

Trifft die Auffassung von (mindestens) vier eiszeitlichen Aufschüttungen zu, so hätten wir im Themsegebiet folgendes Schema:

	Kältezeitl. Aufschüttung	Wärmezeitl. Aufschüttung
Günz-Eiszeit	Upper Gravel Train	
Günz-Mindel-Int.		Winter-Hill-Terr. (Finchley-Leaf)
Mindel-Eiszeit	Kingston-Leaf	
Mindel-Riß-Int.		Boyn-Hill-(Hanborough-)Terr.
Riß-Eiszeit	Wolvercote-(Taplow-)T.?	
Riß-Würm-Int.		Ob.Floodplain-(Summertown-Radley-)Terr.
Würm-Eiszeit	Unt. Floodplain-(Northmoor-)Terr.	
Postglazialzeit		Jüngste Talfüllung

Wir hätten also ein regelmäßiges Abwechseln von kälte- und wärmezeitlichen Aufschüttungen, wobei die eiszeitlichen Aufschüttungen auf einen tiefen, die interglazialen auf einen hohen Meeresspiegel eingestellt waren. Dabei erfolgt die Aufschüttung in interglazialen Zeiten von unten her und wandert flußaufwärts. Die glaziale Aufschotterung aber erfolgt von oben her und wandert nach unten.

III.

Öfter findet man in der Literatur die Vorstellung, daß eine stärkere Aufschotterung der Mittelgebirgsflüsse „unter dem stauenden Einfluß des vorrückenden Eises“ erfolgt sei. Diesen Standpunkt hat hauptsächlich O. GRUPE (1912, 1926) für die Weserterrassen vertreten, wobei er teilweise ganz erhebliche Aufschotterungsmächtigkeiten annahm.

Wie aber schon SOERGEL (1925) ausgeführt hat, kann von einer auf weitere Entfernung wirkenden und die Mächtigkeit der normalen Flußaufschotterung verstärkenden „Stauung“ durch das vorrückende Eis keine Rede sein. Ein Einfluß des Eises macht sich erst dann bemerkbar, wenn eine Abriegelung der Täler eintritt und sich vor dem Eisrand Stauseen bilden, in die die Flüsse münden. Dann aber findet keine normale Aufschotterung mehr statt, sondern der Fluß schüttet ein Delta in den Stausee hinein, während sich am Boden des Stausees Bänderton absetzt.

Deltabildungen unterscheiden sich durch ihre Lagerung (Foreset- und Topset-Beds) grundsätzlich von einer normalen Terrassenaufschüttung. Es ist merkwürdig, daß aus den Tälern unserer Mittelgebirgsflüsse bisher so wenig echte Deltabildungen beschrieben worden sind. Wir müssen sie in viel größerem Maße erwarten.



Abb. 3. Schichtenfolge im Wesertal zwischen Minden und Hameln.

Als Beispiel für einen solchen durch das vorrückende Eis abgedämmten Stausee sei hier kurz das Wesertal zwischen Minden und Hameln herangezogen. Wir finden in diesem Abschnitt überall die in Abb. 3 dargestellte Schichtenfolge (vgl. Erläut. zu den geol. Blättern 1 : 25 000). Sie beginnt unten mit der Mittleren Terrasse der Weser, die eine durchschnittliche Mächtigkeit von 12—15 m hat. Über ihr folgt Bänderton in einer Mächtigkeit bis zu 5 m, wobei die Mächtigkeit im allgemeinen in flußaufwärtiger Richtung abnimmt. Der Bänderton wird von

der meist etwa 1—2 m mächtigen Grundmoräne der Saalevereisung überlagert. Darüber schließlich folgen (bis über 50 m) mächtige Aufschüttungen nordisch-einheimischen Materials, die durch Eisschmelzwässer von Norden her in Eislücken geschüttet wurden (Kamesbildungen).

Es kann folgende Geschichte dieses Abschnittes daraus abgeleitet werden. Nach Ablagerung der Schotter der Mittleren Terrasse entstand im Raum zwischen der Porta und Hameln ein Stausee. Das kann nur dadurch geschehen sein, daß eine Zunge der Saalevereisung durch die Porta nach Süden vordrang, die den Raum östlich davon bis mindestens nach Hameln hinauf abdämmte. In den so gebildeten Stausee mündete im Südosten die Weser. Ihre Deltabildungen sind dort in wahrscheinlich nach Süden fortschreitenden Staffeln zu erwarten. Im Stausee selber wurden Bändertone abgelagert. Wenn Wasser des Stausees, d. h. letzten Endes Weserwasser, nach Westen übergeflossen ist, so kann dies als Weserwasser nicht mehr identifiziert werden, da es Wesergerölle nicht mehr transportierte, sondern irgendwelche sonstigen Gesteine, die es nach seinem Überlauf fand.

Das Eis, das zunächst nur durch die Portalücke eingedrungen war, überschritt schließlich in breiter Front auch das Weser-Bergland und überdeckte die Ablagerungen des Rintelner Stausees mit seiner Grundmoräne. Nachdem das Saale-Eis sein wahrscheinlich verhältnismäßig kurzfristiges Maximum erreicht hatte, das am Südrand der Münsterschen Bucht und im Niederrheingebiet lag, zerfiel es in ausgedehnte Toteismassen. Solche erfüllten auch das Wesertal zwischen Oeynhausens und Hameln. In ihre Lücken wurden durch Schmelzwässer des unmittelbar nördlich des Weser-Wiehengebirge liegenden aktiven Eises Sand, Kies und Schotter eingespült, die nach Abschmelzen des Eises als Kamesbildungen übrig blieben.

Ähnlich haben wir uns die Wirkung des vorrückenden Eises in den meisten Fällen vorzustellen. Nur verhältnismäßig selten kam es zu einer einfachen Laufverlegung der Flüsse. Auch fand nicht unter dem stauenden Einfluß des Eises eine Verstärkung der normalen Flußaufschotterung statt. Sondern in den meisten Fällen kam es zur Bildung von Stauseen mit Deltaaufschüttungen und Bändertonablagerung. Daß es oft nicht gelingt, einen Mittelgebirgsfluß mit seinen charakteristischen Geröllen in diesen Phasen weiterzuverfolgen, liegt, wie schon gesagt wurde, daran, daß man es dem aus einem Stausee kommenden Wasser nicht ansehen kann, woher es ursprünglich stammt. —

IV.

Aufschotterung und Erosion, d. h. kurz gesagt Terrassenbildung, kann, wie wir gesehen haben, sowohl glazialklimatisch wie auch eustatisch bedingt sein. Es kommt aber eine dritte Möglichkeit hinzu: die tektonische. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß tektonische Hebungen und Senkungen das Flußregime beeinflussen und so zur Aufschüttung oder Erosion führen können. Für die Rheinterrassen ist von zahlreichen Autoren eine tektonische Entstehung angenommen worden. Ganz besonders hat H. QUIRING (1926) diesen Standpunkt angefochten. Nach ihm befindet sich die Westdeutsche Großscholle in einer von Ruhezeiten unterbrochenen Kippungsbewegung, die den Südostteil hebt und den Nordwestteil, d. h. die Niederlande, senkt. Die Terrassen sind nach QUIRING in den Ruhezeiten gebildet worden, in denen die Kippbewegung unterbrochen oder sogar etwas rückläufig war. In diesen Zeiten schob der Rhein sein Delta in der in Abb. 1 gezeigten Form meerwärts vor, und die Verminderung des Gefälles im Mündungsgebiet führte zu der oben geschilderten flußaufwärts wan-

dernden Aufschotterung. Ruhe- und Bewegungsphasen, und somit auch die Terrassenbildung, haben nach QUIRING mit den Eiszeiten nichts zu tun. So fallen die älteren Ruhe- und Terrassenbildungszeiten meist in die Interglaziale. Die tektonische Ruhezeit, der die Bildung der Niederterrasse entspricht, fällt aber nach QUIRING in eine Eiszeit — seine Solutré-Eiszeit —, während die in der bimssteinführenden jüngsten Terrasse sich zu erkennen gebende Ruhezeit wieder in einen wärmeren Abschnitt fällt.

Was von QUIRING nicht berücksichtigt worden ist, das sind die eustatischen Schwankungen des Meeresspiegels und weiter die glazialklimatische Schotterbildung. Beide spielen im Rheingebiet zweifellos eine wichtige Rolle. So ist also hier ein Zusammenwirken aller drei Faktoren vorhanden: des glazialklimatischen, des eustatischen und des tektonischen.

Die mitteleuropäischen Flußterrassen sind bisher zu einseitig unter dem Gesichtspunkt der glazialklimatischen Schotterbildung betrachtet worden. Hier wird manches der Revision bedürfen, und es wird bei jeder einzelnen Aufschüttung zu entscheiden sein: ist sie glazialklimatisch, ist sie eustatisch oder ist sie tektonisch bedingt? Die im Vorstehenden gemachten Ausführungen bieten mehr Problemstellungen als Lösungen. Sie sollen nur zu einer weiteren Verfolgung der Dinge anregen.

Schriftennachweis

- ARKELL, W. J.: The Geology of Oxford. - Oxford 1947.
- BARNER, Wilhelm: Altpaläolithische Funde aus dem südlichen Hannover. - Quartär 3, S. 44-55. Berlin 1941.
- GRAHMANN, R.: Diluvium und Pliozän in Nordwest-Sachsen. - Abh. sächs. Ak. Wiss., Math.-phys. Kl. 39, Nr. IV. Leipzig 1925. — Das Stromgebiet der Elbe. - Handb. d. vergleich. Stratigr., Bd. Alluvium, S. 206-214. Berlin 1931.
- GRUPE, O.: Die Flußterrassen des Wesergebietes und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. - Z. deutsch. geol. Ges. 64, S. 265-298. 1912. — Tal- und Terrassenbildung im Gebiet der Werra-Fulda-Weser und SOERGEL's „Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters“. - Geol. Rundsch. 17, S. 161-196. 1926.
- HORN, Erich: Die geologischen Verhältnisse des Elbtunnels nebst einem Beitrage zur Geschichte des unteren Elbtales. - Jahrb. d. Hamburg. wissenschaftl. Anstalt. 29, S. 35-58. 1912.
- KING, R. & K. P. OAKLEY: The Pleistocene Succession in the lower parts of the Thames Valley. - Proc. Prehist. Soc. N.S. 2, S. 52-76. 1936.
- MERTIN, H.: Das erstinterglaziale Vorkommen von *Corbicula fluminalis* bei Köchstedt westlich Halle a. d. Saale. - Z. f. Geschiebeforsch. 16, S. 53-81. 1940.
- QUIRING, Heinrich: Die Schrägstellung der westdeutschen Großscholle im Känozoikum in ihren tektonischen und vulkanischen Auswirkungen. - Jb. preuß. geol. Landesanst. 47, S. 486-558. Berlin 1926.
- SANDFORD, K. S.: The river-gravels of the Oxford District. - Quart. Journ. Geol. Soc. London 80, 1924.
- SIEGERT, L. & W. WEISSERMEL: Das Diluvium zwischen Halle a. S. und Weißenfels. - Abh. preuß. geol. Landesanst., N.F. 60. Berlin 1911.
- SOERGEL, W.: Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. - Fortschr. d. Geol. u. Pal., Heft 5. Berlin (Borntträger) 1921. — Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. - Fortschr. d. Geol. u. Paläont., Heft 13. Berlin 1925. — Das diluviale System. - (Gebr. Borntträger) Berlin 1939.
- TOEFFER, V.: Die glazialen und präglazialen Schotterterrassen im mittleren Saaletal. - Ber. nat. forsch. Ges. Freiburg i. Br. 32, S. 1-106. 1933.
- WOOLDRIDGE, S. W.: The glaciation of the London Basin and the evolution of the lower Thames drainage system. - Quart. Journ. Geol. Soc. 94, S. 627-667. London 1938.
- ZEUNER, F. E.: The Pleistocene Period. Its Climate, Chronology and Faunal Succession. - Ray Society, Vol. 130. London 1945. — Dating the Past. An Introduction to Geochronology. - 2. Aufl. 474. S. London 1950.