

Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion

von

W. Soergel

Privatdozent für Geologie und Paläontologie
an der Universität Tübingen

Mit einer Textabbildung

Berlin

Verlag von Gebrüder Borntraeger

W 35 Schöneberger Ufer 12a

1921

Alle Rechte vorbehalten
Copyright 1921 by Gebrüder Borntraeger in Berlin

Vorwort

Unter denjenigen Formationen, deren Bildungsbedingungen stark umstritten sind, steht das Diluvium immer noch an erster Stelle. Denn der Unterschied zwischen den Auffassungen der Monoglazialisten und der Polyglazialisten erschöpft sich keineswegs darin, daß die einen mit einer Einheit der diluvialen Eiszeit, einem einmaligen weiten Vorstoßen der Eismassen aus ihrem Nährgebiet, die anderen mit mehreren, durch längere, im Sinne der Gegenwart, eisfreie Perioden getrennten Eiszeiten rechnen. Das wirkliche Ausmaß dieses Unterschieds tritt erst bei einer Prüfung der Konsequenzen hervor, zu denen jede dieser Auffassungen auf wichtigen Teilgebieten der Diluvialforschung führt. Ganz verschieden ist in beiden Lagern die klimatologische Bewertung der einzelnen Faunen und Floren, die Beurteilung der Entstehungsbedingungen einzelner diluvialer Gesteine und diluvialer Verwitterungsrinden. Verschieden ist infolgedessen im Einzelfall häufig die genauere Altersbestimmung der Ablagerungen und ihrer Fossilreste, so daß auch die engere Paläontologie, vor allem in der Phylogenie, und die Prähistorie von diesem Dualismus nicht unberührt bleiben. Für alle Wissenschaften aber, die im Diluvium wichtige entwicklungsgeschichtliche Aufgaben zu lösen haben, ist eine stratigraphische Sicherung des Materials, eine eindeutige Festlegung der Altersverhältnisse von ausschlaggebender Bedeutung. Sie kann nur auf geologischem Wege erreicht werden. Und hier ist das bekannte Tatsachenmaterial schon heute groß genug, um einige der von Monoglazialisten und Polyglazialisten, ja im Lager der Polyglazialisten selbst stark umstrittenen Fragen einer endgültigen Lösung zuführen zu können.

Von diesen Fragen behandelt unsere Arbeit die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion, die Entstehung der diluvialen Schotterterrassen. Die Grundlagen der Untersuchung bilden ausschließlich gesicherte Beobachtungstatsachen und, soweit der

Mechanismus der Flußtätigkeit in Betracht kommt, gesicherte Erfahrungstatsachen. Es soll versucht werden auf dieser Basis einen festen Rahmen aufzustellen für die allgemeine Beurteilung der diluvialen Schotterterrassen. Spezielle, an einzelne Vorkommen anknüpfende Fragen sind nur dort erörtert worden, wo solchen Vorkommen allgemein wichtige Tatsachen zu entnehmen sind. Es ist deshalb die Literatur nur soweit berücksichtigt resp. zitiert, als sie für unser engeres Problem und vor allem für das Gebiet, in dem die Lösung dieses Problems versucht wurde, wesentliche Tatsachen enthält. Auf eine weitausholende Diskussion der zu unserem Thema geäußerten sehr verschiedenen Ansichten, auf eine Aufzählung der sehr umfangreichen Literatur habe ich verzichtet, um den zur Verfügung stehenden Raum für eine möglichst geschlossene Argumentation frei zu haben.

W. Soergel

Inhalt

	Seite
Vorwort	III
I. Die Ablagerungen der Flüsse aus vor- und nachdiluvialer Zeit	1
1. Die oberpliozänen Flußablagerungen	1
2. Die postglazialen Flußablagerungen	2
3. Die alluvialen Flußablagerungen	11
II. Die diluviale Aufschotterung und ihre Ursachen	14
1. Die tatsächlichen Grundlagen der Untersuchung	16
a) Der regionale Charakter des Aufschotterungsvorgangs	16
b) Die petrographische Zusammensetzung der Schotter	19
c) Der Mechanismus der Flußtätigkeit	22
2. Die eine Aufschotterung bewirkenden Vorgänge tektonischer und klimatischer Art und ihre Bedeutung für die Erklärung der diluvialen Aufschotterung	23
a) Der Einfluß tektonischer Vorgänge	23
I. Der Einfluß kontinentaler Bewegungen	25
1. Kontinentale Hebung	26
2. Kontinentale Senkung	29
II. Der Einfluß orogenetischer Bewegungen	31
1. Senkung und Hebung im Unterlauf	31
2. Senkung und Hebung im Mittellauf	32
3. Senkung und Hebung im Oberlauf	33
b) Der Einfluß klimatischer Änderungen	38
I. Zunahme der Niederschlagsmenge	38
II. Abnahme der Niederschlagsmenge	41
3. Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung	44
a) Das Klima der Aufschotterungsphasen	44
b) Die Verwitterungserscheinungen des glazialen Klimas und ihre Bedeutung für den Aufschotterungsvorgang	47
4. Das allgemeine Alter der Aufschotterungsphasen im Rahmen des diluvialen Systems	49
5. Die Bedeutung der in diluvialen Schotterzügen gefundenen Säugetierreste für die allgemeine Altersstellung der Schotter	53
III. Die Ursachen und der Mechanismus der Erosion	58
1. Die Auffassung der Monoglazialisten	58
2. Die diluviale chemische Verwitterung und das Klima der Erosionsphasen; der Klimawechsel während des Eiszeitalters	60
3. Interglaziale Schotter und Kiese	64
IV. Ergebnisse	71

I. Die Ablagerungen der Flüsse aus vor- und nachdiluvialer Zeit

In diluvialer Zeit sind in unseren Flußtälern Schottermassen abgelagert worden, die sich in Ausdehnung, allgemeiner Mächtigkeit und vor allem auch in der Größe der Gerölle deutlich von den Ablagerungen der oberpliozänen, der postglazialen und der alluvialen Flüsse unterscheiden. Wollen wir die Ursachen ermitteln, die diesen Unterschied in der fluviatilen Sedimentation bedingt haben, so wird es zweckmäßig sein, zunächst über Ausmaß und Art der oberpliozänen, postglazialen und alluvialen Flußablagerungen eine genauere Vorstellung zu gewinnen. Erst im Gegensatz zu der Flußtätigkeit der vorhergehenden und der nachfolgenden Zeit tritt die Besonderheit der Vorgänge, die in diluvialer Zeit in unseren Flußtälern sich abgespielt haben, in das richtige Licht.

1. Die oberpliozänen Flußablagerungen

Die klastischen Bildungen des Oberpliozän setzen sich zu meist aus feinen Sanden zusammen, denen nur untergeordnet höchstens mittelgrobe Kiese, mit Geröllen von Walnußgröße und wenig darüber zwischengelagert sind. Größere Gerölle finden wir in Schichten und Linsen nur dort, wo das Material in unmittelbarer Nähe eines Berglandes oder eines Gebirges, aus dem der Fluß die Gerölle mitbrachte, abgesetzt wurde. Walther¹⁾ erwähnt, daß in den pliozänen Sandgruben von Jüchsen im Werra-gebiet nur selten bis faustgroße Gerölle angetroffen werden; dem feinen Sand sind sonst nur „erbsen- bis nußgroße Kiesel“ in 2—3 m breiten Linsen eingelagert. Boden²⁾ gibt für Kiese, resp. „die

¹⁾ J. Walther, Über Mastodon im Werra-gebiet. Jahrb. der Kgl. preuß. geol. Landesanstalt für 1900, 1901.

²⁾ K. Boden, Die pliozänen Ablagerungen im Gebiet des Oberlaufs der Vezouse in Lothringen. Sitzungsber. d. Bayr. Akad. d. Wissensch. Math.-phys. Klasse, Jahrg. 1919.

groben Kiesel“ dieser Kiese, die im Oberlauf der Vezouse in Lothringen den pliozänen, vorwiegend aus Sand, Feinsand und Ton bestehenden Bildungen zwischengelagert sind, Geröllgrößen von 2—5 cm als die üblichen an, Gerölle mit einem Durchmesser „bis zu 10 cm und darüber sind selten“. In einer 50 kg schweren Kiesprobe aus dem pliozänen Kies von Rippersroda im Talgebiet der Zahmen Gera, der an der Entnahmestelle der Probe etwa 6,5 km vom Gebirgsrande abgelagert wurde, fand Wüst³⁾ als größte „etwa faustgroße“ Gerölle. Die Beispiele für eine solche Beschränkung der Geröllgrößen ließen sich leicht häufen. Demgegenüber treffen wir in diluvialen Schotterlagern, die 50 km und mehr vom Quellgebiet oder auch vom Gebirgsrande entfernt liegen, massenweise Gerölle über Faustgröße, häufig Gerölle von Kopfgröße und darüber, und zwar zum großen Teil aus Gesteinen, die dem oberen Einzugsgebiet entstammen. Erst sehr weit flußabwärts treten diese Größenstufen zurück und feinere Kiese und Sande bilden die Hauptmasse der Ablagerung. Wo im gleichen Talgebiet oberpliozäne und diluviale Ablagerungen desselben Flusses aufgeschlossen sind, ist dieser Gegensatz stets deutlich. Die diluvialen Geraschotter zwischen Rippersroda und Plaue führen viel gröbere Gerölle als die erwähnten pliozänen; und das gleiche gilt für die diluvialen Ablagerungen der Vezouse, von denen Boden a. a. O. angibt: „Im allgemeinen erreichen die Kiesel auch größere Durchmesser und die mittleren Korngrößen von 2—3 cm bilden einen wesentlicheren Bestand als beim Pliozän.“

2. Die postglazialen Flußablagerungen

Unter dem von verschiedenen Autoren verschieden interpretierten Begriff der Postglazialzeit wollen wir hier den Zeitabschnitt verstehen, der vom letzten Eisfreiwerden deutschen Bodens, also vom Abschmelzen der in den baltischen Endmoränen dokumentierten längeren Sandphase der Eismassen bis zum Beginn der geologischen Gegenwart, also dem Eintritt des heutigen Klimas, seiner Bedingtheiten und seiner Begleiterscheinungen verstrichen ist. Die Tätigkeit der Flüsse während dieser Periode läßt sich beim heutigen Stand unserer Kenntnisse in allen Einzelheiten noch nicht beurteilen, eines aber ist sicher, daß im großen und ganzen

³⁾ E. Wüst, Untersuchungen über das Pliozän und das älteste Pleistozän Thüringens. Abh. d. naturf. Gesellsch. zu Halle, Bd. XXIII, 1900.

die Erosion herrschend war und daß Aufschüttungen oder gar Zuführung neuen Schuttmaterials aus den Einzugsgebieten der Wasserläufe in die Täler eine außerordentlich viel geringere Rolle gespielt haben müssen als in diluvialer Zeit. Ein direkter Vergleich mit den diluvialen Bildungen, gerade auch in den Größenverhältnissen der Gerölle, wird durch verschiedene Umstände erschwert. In der zeitlichen Abgrenzung der jüngeren Flußablagerungen besteht eine große Unsicherheit, die durch eine einfache Verteilung der Ablagerungen auf eine sogenannte postglaziale — auf wirklich postglazial entstandene Terrassen kommen wir später zu sprechen — und eine alluviale Aufschüttung keineswegs behoben ist. Zunächst ist für die in Thüringen — und dieses Gebiet bildet im wesentlichen die Grundlage unserer Untersuchung — ins Postglazial gestellte Schotteraufschüttung der einzelnen Flüsse in keinem Falle ein Beweis dafür erbracht worden, daß sie nach der Abschmelzperiode der baltischen Eismasse gebildet wurden. Für keine ist ein postglaziales Alter, auch nicht in dem Sinne, daß die Abschmelzperiode der letzten der drei gemeinhin für Norddeutschland angenommenen Eiszeiten schon der Postglazialzeit zugerechnet wird, nachgewiesen.

Die Zuteilung von Schotteraufschüttungen zu einer solchen Postglazialzeit beruht bis heute nur auf unbewiesenen Voraussetzungen; sie ist eine Arbeitshypothese, die nur dann zu Recht bestehen dürfte, wenn man die Abschmelzperiode der letzten Eiszeit und damit, entgegen unserer Definition, die Postglazialzeit vom Abschmelzen des ersten großen Vorstoßes der letzten Eiszeit⁴⁾ an rechnet, in diese Zeit also noch einbegreift den zweiten Hauptvorstoß der letzten Eiszeit, in dem die Endmoränen nördlich des Breslau—Magdeburger Urstromtales aufgeschüttet wurden. Das Vorkommen einer volldiluvialen Säugetierfauna (*Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Rangifer tarandus* usw.) in solchen Schottern, beweist jedenfalls ihr diluviales Alter. Die Schotter müssen unter volldiluvialen Verhältnissen entstanden sein; sie haben bei Betrachtung postglazialer Flußablagerungen auf jeden Fall auszuscheiden.

Gegen diese jüngsten diluvialen Aufschüttungen sind die Kiese und Schotter der weiteren Talaue, die postglaziales und

⁴⁾ Vergl. W. Soergel, Löße, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. G. Fischer, Jena 1919.

alluviales Alter besitzen können, deren Oberkante vielfach nicht, oft nur wenig tiefer liegt, nur sehr schwer, ohne entscheidende Fossilfunde meist gar nicht mit Sicherheit abzugrenzen. Diese Schotter, in die sich der Fluß mehr oder weniger tief eingegraben hat, gelten jedenfalls vielfach zu unrecht als postglazial oder alluvial. In manchen Fällen handelt es sich sicher um Niederterrassenschotter, also eine jungdiluviale Aufschüttung, in anderen, wo die Oberkante dieser Niederterrasse mehrere Meter über der eigentlichen Flußauflage liegt, kann in den Schottermassen der Flußauflage gesehen werden:

1. Der letzte Rest einer zum größten Teil ausgeräumten Niederterrassenschottermasse;
2. eine wirklich postglaziale, noch unter anderen als den heutigen klimatischen Verhältnissen entstandene Aufschüttung;
3. eine alluviale Aufschüttung.

Die erste Möglichkeit, die damit rechnet, daß der Fluß in der einer Aufschotterungsperiode folgenden Erosionsperiode die Schottermasse nicht vollständig durchschneidet, also sein Bett in diesen Schottern behält und auf die erhalten gebliebenen Schotter, wenn eine neue Aufschüttungsperiode einsetzt, später wieder neue auflagert, ist verschiedentlich nachgewiesen. So schreibt Siebert⁵⁾ bei Behandlung seiner postglazialen Saaleterrasse und der ihr vorausgehenden, sie von seiner zweiten interglazialen Terrasse zeitlich trennenden Erosion, daß „keine irgendwie bedeutende Seitenerosion“ stattgefunden hat und „andererseits auch die Tiefenerosion ebenfalls nicht so besonderer Art gewesen“ ist. „Ja, man kann beinahe im Zweifel sein, ob die Terasse der zweiten Interglazialzeit überhaupt an allen Stellen vollständig durchgeschnitten wurde. An den Ufern ist dies sicher nicht der Fall gewesen“ usw.

Ganz entsprechende Verhältnisse hat Reichardt⁶⁾ zwischen den jüngsten diluvialen und den alluvialen Geraschottern bei Arnstadt und Erfurt feststellen können: „Die Gera ist zu Beginn der postglazialen Zeit⁷⁾ tiefer geflossen wie heute, sie akkumulierte dann und verbreiterte dabei durch Seitenerosion ihr Flußbett ganz

⁵⁾ L. Siebert und W. Weißermel, Das Diluvium zwischen Halle a. Saale und Weißenfels. Abh. d. Kgl. preuß. geol. Landesanstalt N. F. H. 60, 1911.

⁶⁾ A. Reichardt, Die Entstehungsgeschichte der Gera und ihrer Nebengewässer. Zeitschr. f. Naturwissensch., Halle a. Saale, Bd. 81, H. 5/6, 1910.

⁷⁾ Es handelt sich dabei nicht um die Postglazialzeit in unserem Sinne, sondern um die Zeit der letzten großen Vereisung.

bedeutend. In der wechselnden Korngröße der Schotter kommen die klimatischen Schwankungen des Maximums der letzten Eiszeit und der Postglazialzeit deutlich zum Ausdruck. Auch der Gehalt der Schotter an Mammut und sibirischem Nashorn spricht für ein eiszeitliches Klima. Die Gera räumte dann — im Norden von Erfurt im westlichen, im Norden von Arnstadt im östlichen Teile — einen Teil der oberen Lagen der postglazialen Schotter wieder aus und lagerte die ihrigen teils darüber, teils seitlich von letzteren ab“.

Die Gera fließt also zum Teil im Bereich der jungdiluvialen Schotter und, wo keine alluviale Aufschüttung stattfand, in den jungdiluvialen Schottern selbst. Die Schotter der Talaue sind also von vornherein keineswegs als postglazial in unserem Sinne oder als alluvial anzusprechen.

Ein schlüssiger Beweis für den zweiten oben aufgestellten Fall, daß die Talaueschotter oder Teile von ihnen postglazialen Alters seien, durch die einzig sicheren Kriterien: höhere Lage der jungdiluvialen Schotterbasis als die Talaueschotterbasis über längere Talstrecken und Einlagerung von Resten sicher postdiluvialer Tiere oder menschlicher Kunstprodukte in den Schottern, konnte bisher weder in Thüringen noch in den angrenzenden Gebieten Mitteldeutschlands erbracht werden. Damit soll das mehr oder weniger lokale Vorhandensein von Terrassen, die in postglazialer Zeit durch Erosion aus diluvialen Schottern herausmodelliert worden sind oder die durch einen ebenfalls mehr lokal wirksamen Wechsel von Akkumulation (im Sinne einer Umlagerung diluvialer Schotter beim Erosionsvorgang) und Erosion in postglazialer Zeit entstanden sind, nicht gelegnet werden.

Im Saaletale unterhalb Halle hat Wüst⁸⁾ zwischen der jüngsten diluvialen, von ihm zur Bühleiszeit gestellten Terrasse, und der Aue drei durch sehr geringfügige Niveauunterschiede getrennte und zum Teil durch Flugsand stark verhüllte Terrassen unterschieden, die er der Postglazialzeit (ausschließlich der geologischen Gegenwart) zuzählt. Die Höhenlagen der Unterkanten dieser Terrassen, sowie der beiden nächst älteren diluvialen, der nach Wüst bühleiszeitlichen und würmeiszeitlichen, sind nicht bekannt, doch reichen die Schotter der würmeiszeitlichen nach Wüst „bis mindestens zum Saalespiegel“ hinab. Danach ist es, wenn

⁸⁾ E. Wüst, Einige Bemerkungen über Saaleablagerungen bei Halle a. S., insbesondere zwischen Halle a. S. und Lettin. Centralblatt f. Min. usw., Jahrg. 1911.

die postglazialen Terrassen aus einem Wechsel von Erosion und Akkumulation entstanden sein sollten, wahrscheinlich, daß in den Erosionsphasen die Schottermassen der vorhergehenden Akkumulation nicht völlig durchschnitten wurden (vergl. oben S. 4), die einzelnen Aufschotterungen also völlig ineinandergeschachtelt, zum mindesten die postglazialen in dieser Weise den glazialen eingelagert sind. Da Wüst petrographische Unterschiede zwischen den postglazialen und den glazialen „Aufschüttungen“ nicht erwähnt — sind die Sande, in denen er im Bereich seiner ältesten postglazialen Terrasse *Helix striata* fand, Flußsande, dann würde das feinere Korn gegenüber den diluvialen Kiesen einen für unsere Betrachtungen wichtigen Unterschied bedeuten — so ist es ohne Berücksichtigung der verschiedenen Höhe der Oberkanten der einzelnen Terrassen rein geologisch nicht möglich in der gesamten Aufschotterungsmasse seiner fünften bis neunten Terrasse verschiedene Aufschüttungen zu unterscheiden. Es könnte die Terrassierung lediglich eine Folge von Erosionsvorgängen in den von Wüst zur Bühleiszeit gestellten Schottern sein, deren Oberkante in Wüsts fünfter Terrasse noch erhalten ist. Diese Auffassung ist um so wahrscheinlicher, als Siegert Terrassierungen entsprechend geringen Ausmaßes im Saaletal oberhalb Halle sowohl an der Oberfläche seiner „postglazialen“, in Wahrheit würmeiszeitlichen, als seiner alluvialen Terrasse beobachtet hat. Er ist geneigt diese kleinsten Terrassenbildungen für reine Erosionsstufen zu halten, „wie sie jeder Fluß bei der Verlegung seiner Schlingen erzeugen muß“. Denselben Vorgang möchte ich für die Entstehung der von Wüst beschriebenen postglazialen Terrassen verantwortlich machen. Dagegen sprechen Wüsts Fossilfunde, deren Bedeutung für die Erkenntnis des postglazialen Klimaablaufs damit nicht bestritten werden soll, keineswegs. In der sechsten Terrasse, der ältesten postglazialen, fand Wüst *Helix striata* in feinen Sanden, von denen ihm zweifelhaft ist, „ob sie Fluß- oder Flugsande sind“. Es handelt sich also um einen Fundhorizont im obersten Teil der Terrasse oder sogar über der eigentlichen Kiesaufschüttung. In der nächstjüngeren, seiner siebenten Terrasse, fand er *Neritina fluviatilis* L. Da es sich in der Fundstelle um „Sande und Kiese ähnlichen Niveaus“ wie der sechsten Terrasse handelt, so liegt auch dieser Fundhorizont sicher im obersten Teil der siebenten Terrasse. Die achte Terrasse schließlich hat Wüst *Helix (Vallonia) saxoniana Sterki* geliefert, aber aus der „Decke

von löbartigem Mergel (vulgo „Auelehm“), der die eigentlichen Kiese, wie sie Wüst in seinem Aufriß unter dieser Decke einzeichnet, bedeckt. Es handelt sich in jedem Falle also um die allerobersten Schichten, die in zwei Fällen sicher petrographisch oder in ihren Korngrößenverhältnissen verschieden sind von den eigentlichen Kiesen. Ein postglaziales Alter ist also nur bewiesen für diese obersten Partien, nicht für die liegenden Kiemassen, für deren Zerlegung in verschiedene, der Terrassierung der Oberfläche entsprechende Aufschüttungsphasen kein Grund vorhanden ist. Die nächstliegende und allein zu beweisende Deutung ist danach folgende: Durch Erosionsvorgänge, die entweder in Abhängigkeit von Klimaschwankungen in abwechselnd stärkerem oder schwächerem Grade, oder die bei unerheblichen Schwankungen der Erosionsintensität unter wiederholten Verlegungen von Flußschlingen wirksam waren, wurde die Oberfläche einer diluvialen Aufschüttung in eine Folge von „Terrassen“ zergliedert. Aus den einzelnen Phasen dieser Erosionsperiode blieben über den mehr oder weniger abgetragenen diluvialen Kiesen Hochwasserablagerungen (Auemergel und Feinsande) oder beim Erosionsvorgang umgelagerte diluviale Kiese und Sande als oberste Teile der einzelnen Terrassenstufen erhalten, in denen naturgemäß Mollusken-schalen aus der Zeit der Bildung dieser Ablagerung gefunden werden. Nur für diese Ablagerungen ist ein postglaziales Alter bewiesen.

Da Erosion in Kiesen talwärts wandernde Umlagerung bedeutet und da bei diesem Vorgang lokal solche wandernden Massen zur Ruhe kommen und erhalten werden können, so ist mit einer Anlagerung solcher Kiemassen an längere oder kürzere Zeit vorher herausmodellirte Terrassenränder von vornherein zu rechnen. Es kann deshalb in der Beobachtung Wüsts, daß eine lokale Verwitterungserscheinung in den Kiesen seiner fünften Terrasse etwas unter die Oberkante der nächstjüngeren sechsten Terrasse reicht, kein zwingender Grund dafür gesehen werden, die tieferen Kiese der sechsten Terrasse als eine besondere primär — postglaziale Aufschotterung aufzufassen.

Ein postglaziales Alter ist nur für die Auemergel der achten, die Feinsande im obersten Teil oder über der sechsten und für die obersten Sande und Kiese der siebenten Terrasse bewiesen. Die liegenden Schotter und Kiese brauchen nicht postglazial zu sein, sie können einer jungdiluvialen, in postglazialer Zeit an

ihrer Oberfläche terrassierten Aufschüttung angehören. Daß bei dieser im engsten Rahmen des bewiesenen oder beweisbaren sich haltenden Auffassung die Bedeutung des von Wüst beschriebenen Befunds für die Beurteilung des postglazialen Klimaablaufs unberührt bleibt, braucht nicht besonders ausgeführt zu werden.

Ebensowenig wie die von Wüst aus dem Saaletal beschriebenen, können die von Olbricht⁹⁾ im Ilmenautal festgestellten postglazialen Terrassen als eindeutige Beweise für verschiedene postglaziale Aufschüttungsphasen gelten. Auch hier scheint mir, soweit die Ausführungen Olbrichts über den Tatbestand unterrichten, die Annahme einer Aufschüttung zu genügen, die durch Erosionsvorgänge in Terrassen zerlegt wurde. Es ist dabei sehr wohl möglich, daß der Ablauf der gesamten Erosion durch postglaziale Klimaschwankungen beeinflußt, vielleicht in Phasen mit stärkerer oder schwächerer Erosionswirkung zerlegt wurde. Greifen die rötlichen Sande der ältesten postglazialen Terrasse weit unter die Oberkante der nächst jüngeren, aus helleren Sanden aufgebauten Stufe, so wird mit zwei Aufschüttungsphasen zu rechnen sein, von denen eine im vollen Sinne postglazial sein müßte.

Ich habe die wichtige Arbeit von Wüst zum Ausgangspunkt einer kritischen Besprechung gewählt, weil sie die einzige ist, die sich mit mitteldeutschen, wirklich postglazialen Flußablagerungen beschäftigt. Folgen wir einmal seiner Auffassung, daß in postglazialer Zeit, wiederholt nicht unbeträchtliche Aufschotterungen mit zeitlich dazwischenfallenden Eintiefungen im Saalegebiet unterhalb Halle eingetreten wären, so müßten notwendigerweise die gleichen Vorgänge in größeren Teilen des Saaletales und auch in den Talgebieten seiner größeren Nebenflüsse wirksam gewesen sein. Ja, wenn diese Vorgänge mit klimatischen Änderungen zusammenhängen, wie Olbricht und wenn ich ihn recht verstehe auch Wüst annimmt, so müßten sie ziemlich allgemein in den Flußtälern Mitteleuropas nachweisbar sein. Ob sie nun durch ein wirkliches Fehlen der einzelnen Terrassen oder infolge eines zu geringen Interesses für solche jugendlichen Bildungen bisher der Beobachtung entgangen sind, auf jeden Fall müßte in dem Schotterkomplex der weiteren, unter dem Oberflächenniveau der jüngsten diluvialen Terrasse liegenden Talaué die Summe der postglazialen

⁹⁾ K. Olbricht, Über das Klima der Postwürmzeit und die Bedeutung der Terrassen des Ilmenautales (Lüneburger Heide) für die Erkenntnis derselben. Vorläufige Mitteilung. Centrabl. f. Min. usw. 1909.

und vielleicht eine alluviale Aufschotterung darin stecken. Durch Fossilfunde ist ein postglaziales Alter oder ein alluviales — die folgende Erörterung gilt beiden — Alter solcher Schotter nur an sehr wenigen Stellen erbracht worden. Eine auf solchem Wege gefundene Altersbestimmung läßt aber, und darauf ist besonderes Gewicht zu legen, noch keineswegs darauf schließen, daß das Gesteinsmaterial solcher Talaueschotter wie das der diluvialen frisch aus dem Oberlauf resp. dem weiteren Einzugsgebiet des Flusses zugeführt ist. Es ist selbstverständlich, daß in postglazialer Zeit mit dem Einsetzen der Erosion Umlagerungen derjenigen Schotter stattfinden mußten, die in diluvialer Zeit schon aus dem Oberlauf in das weitere Talgebiet verfrachtet worden waren. Es werden auf diese Weise an verschiedenen Stellen des Mittel- und Unterlaufs postglaziale und später alluviale Kies- und Schotterablagerungen entstanden sein, die sich nicht aus primären postglazialen oder alluvialen, das heißt aus in postglazialer oder alluvialer Zeit frisch aus dem Oberlauf zu Tal geförderten Schuttmassen zusammensetzen: ihre Entstehung, die nicht an eine gewaltige Schuttfuhr aus dem weiteren Einzugsgebiet geknüpft ist, setzt weder nach Art noch nach Umfang diejenigen Ursachen voraus, die in der Diluvialzeit verschiedentlich wirksam gewesen sein müssen. Die Mammutzähne, die wiederholt in dem Geröllmaterial gefunden worden sind, das heut die Flüsse bewegen, die nicht selten von Baggern aus den Talaueschottern gehoben worden sind, zeigen woher heut und woher, wenn die betreffenden Talaueschotter postglazial oder alluvial aufgelagert waren, auch in älterer Zeit vor allem die in Flüssen bewegten Kies- und Schottermassen herühren. Die Talaueschotter des Neckar bei Tübingen, die von 1 bis 2 m mächtigen, zum Teil Lößmaterial enthaltenden Aue-mergeln bedeckt sind, gehören nach gerollten Ziegeln, die ich in ihnen fand, zum Teil sicher dem jüngeren Alluvium an. Aber zwei im Neckar gefundene Mammutzähne — der eine ist von Quenstedt¹⁰⁾ erwähnt, den anderen erwarb vor Jahren von einem vertrauenswürdigen Sammler R. R. Schmidt; einen dritten stark abgerollten zog der Verfasser am Neckarsteilufer 40 cm über dem Niederwasserspiegel im Herbst 1920 aus anstehendem, allerdings nicht mit Sicherheit als alluvial anzusprechenden Kies — beweisen,

¹⁰⁾ Fr. Aug. Quenstedt, Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Tübingen, 1865.

daß diese alluvialen Schotter Umlagerungsprodukte diluvialer Schotter darstellen.

Dasselbe läßt sich für die heute in Flüssen bewegten Kiesmassen vielfach petrographisch beweisen. Im allgemeinen treffen wir Hartgesteine, die in Thüringen fast nur dem oberen Einzugsgebiet der Flüsse entstammen, in einem unverhältnismäßig hohen Prozentsatz, weichere Gesteine dagegen, auch wenn sie im Einzugsbereich eine sehr große Verbreitung haben in bescheidener Menge. An eine so beträchtliche Zuführung von Gesteinen aus dem oberen Einzugsgebiet kann unter den heutigen klimatischen Verhältnissen naturgemäß nicht gedacht werden. Es kann sich nur um eine Anreicherung besonders widerstandsfähiger Gesteine beim Umlagerungs- und Verfrachtungsprozeß älterer Schotter handeln. Als zahlenmäßiges Beispiel kann ich nur das Ergebnis einer von Wüst a. a. O. Anm. 3 an rezemem Saalekies von Grochlitz bei Naumburg durchgeführten petrographischen Untersuchung anführen, die bei dem geringen Gewicht der untersuchten Probe allerdings keine volle Beweiskraft besitzen muß. Gesteine aus dem oberen Einzugsgebiet der Saale und wohl auch der Ilm und Unstrut (Grauwacken, Schiefergesteine, Porphyre, Porphyrite usw.) sind hier mit 58,1% vertreten; „Kalksteine, zumeist sicher des Muschelkalks“ mit 34,5%, und Buntsandstein mit nur 0,4%, obwohl der Buntsandstein den Lauf der Saale oberhalb der Entnahmestelle weithin begleitet und in ihrem Einzugsbereich eine große Verbreitung besitzt. Dieses außerordentliche Zurücktreten des Buntsandsteins, der in diluvialen Saaleschottern (vergl. Wüst a. a. O. Anm. 3 und Siegert und Weißermel a. a. O. Anm. 5) ungleich häufiger sich findet, und die sehr starke Beteiligung der paläozoischen und der Eruptivgesteine ist nur verständlich als Folge einer sekundären Anreicherung der widerstandsfähigeren Gesteine. Eine gewisse Beteiligung frischen Schuttmaterials an der rezemten Geröllbildung soll damit nicht geleugnet werden, sie tritt aber vollständig zurück gegen die Geröllmassen, die schon im Talgebiet vorhandene diluviale Schotter ständig zusteuern.

Umfangreiche petrographische Untersuchungen der Talaueschotter würden im Vergleich mit entsprechenden Untersuchungen diluvialer Schotter leicht entscheiden lassen, inwieweit vor allem frisches oder vor allem diluviales Material an ihrem Aufbau beteiligt ist. Nach allem aber, was wir heute wissen und beweisen können, bestehen die Schotter der weiteren Talaue, die also eventuell

postglazial aufgeschüttete Schotter mit umfassen würden, entweder vorwiegend aus umgelagerten oder überhaupt aus anstehenden diluvialen Schottern. Primäre postglaziale Aufschotterungen von der Art (Verbreitung, Größe der Gerölle) der diluvialen kennen wir bis jetzt nicht. Soweit Flußablagerungen sicher als postglazial entstanden erwiesen sind, handelt es sich um Kiessande, feine Sande und Auemergel, also um viel feinkörnigere Gesteine als sie die diluvialen Aufschüttungen gemeinhin zusammensetzen. Erosion und in ihrem Gefolge zeitweilig lokal wirksame Akkumulation der talabwärts verfrachteten diluvialen Massen beherrschen die Tätigkeit der mitteldeutschen Flüsse in postglazialer Zeit. Es ist nicht unwahrscheinlich, meines Erachtens aber noch nicht bewiesen, daß in nördlicheren, von den postglazialen Klimaschwankungen stärker beeinflussten Gebieten, die Erosion im Unter- und Teilen des Mittellaufs zeitweilig völlig inhibiert wurde, ja in diesen Talgebieten zeitweilig Aufschüttungen stattfanden.

3. Die alluvialen Flußablagerungen

Deutlicher, weil die Altersfrage häufiger zu entscheiden, ist der in seiner Bedeutung bisher kaum gewürdigte Unterschied zwischen alluvialen und diluvialen Flußablagerungen. Soweit die Talaueschotter sich durch Einlagerung eindeutiger Funde sicher als alluvial erweisen, gilt für ihre Beurteilung das oben gesagte: Gelegentliche Funde von Mammutzähnen in solchen Schottern beweisen, daß umgelagerte diluviale, nicht frisch herangeführte Schottermassen vorliegen. Für die Bildung dieser Schotter ist deshalb keinesfalls mit den Ursachen zu rechnen, die in diluvialer Zeit wiederholt zur Aufschotterung führten, sie können in alluvialer Zeit nicht oder nur in außerordentlich beschränktem Maße wirksam gewesen sein. Auch in alluvialer Zeit herrschte und herrscht die Erosion, die, da sie in vorhandenen älteren Schottern in erster Linie umlagernd wirksam sein muß, zu lokalen und im Hinblick auf den Fortgang der Erosion zu vielfach nur kurze Zeit bestehenden bleibenden Aufschüttungen führen kann.

Grobschottrige oder überhaupt gröbere Schuttmassen sehr wahrscheinlich primär — alluvialen Alters kennen wir im wesentlichen nur im Oberlauf der Flüsse resp. in den verschiedenen Bachtälern des weiteren Einzugsbereichs. Und auch hier ist vielfach nicht bestimmt zu sagen, inwieweit dem alluvialen Transport

durch eiszeitliche Verwitterungsvorgänge, auf die wir später zu sprechen kommen, vorgearbeitet worden ist, oder postglaziale Vorgänge an ihnen beteiligt sind. Es sind die Schuttkegel, die von dem mit stärkerem Gefälle einmündenden Seitenwässern im Tal des Hauptwassers nicht selten aufgeschüttet worden sind. Sehen wir hier davon ab, daß eiszeitliche Verwitterung an der Transportmöglichkeit oder ein jungdiluvialer, jedenfalls präalluvialer Kern am Aufbau solcher Schuttkegel beteiligt sein könnte, so ist auf jeden Fall die in der Summe solcher Schuttkegel dokumentierte alluviale Geröllförderung aus dem oberen Einzugsgebiet verschwindend gering gegenüber den Geröllmassen, die während nur einer der diluvialen Aufschotterungsperioden das gleiche Einzugsgebiet geliefert hat. Wer diesen Vergleich nicht gelten lassen will und meint, daß der größte Teil der in alluvialer Zeit geförderten Schuttmassen fortgetragen wäre, der wird im Mittel- und Unterlauf der Flüsse vergeblich nach entsprechend mächtigen sicher primäralluvialen Schotter und Kiesmassen Umschau halten. Entweder sind solche großen Schuttmassen aus dem Einzugsgebiet nicht talwärts getragen worden, oder der Fluß hat sie weiter unterhalb nicht abgelagert, sondern fortgeführt. In beiden Fällen ein deutlicher Unterschied gegenüber den Verhältnissen in diluvialer Zeit, in der erstens gewaltige Schuttmassen aus dem weiteren Einzugsgebiet dem Haupttal zugeführt, zweitens, weil die Wasserkraft zu einem vollständigen Abtransport dieser Massen nicht ausreichte, abgelagert wurden.

Dieser allgemeine, nur für den Bereich des heutigen gemäßigten Klimas festgestellte Unterschied zwischen diluvialer und alluvialer Schotterführung und Ablagerung wird nicht verwischt, vielmehr unterstrichen durch einige von lokalen Faktoren bedingte Ausnahmen. In den Flüssen des Alpengebiets ist auch heute noch die Schotterführung zum Teil eine beträchtliche. Das rührt, abgesehen davon, daß ein Teil dieser Schotter dem heutigen oder diluvialen Moränenmaterial entnommen wird, daher, daß ihr Einzugsgebiet in ein Klimabereich eingreift, daß eine kräftige mechanische Verwitterung und damit eine starke Schutzzufuhr in die Quelltäler begünstigt. Zu größeren Schotteranhäufungen in den eigentlichen Flußtälern — wir sehen von den Deltaaufschüttungen in den Seen ab, da wir hier keine Talaufschotterung im gewöhnlichen Sinne vor uns haben und da wir hier mit dem Übertritt in eine wichtige untere Erosionsbasis das eigentliche Flußtal ver-

lassen — kommt es dabei aber nicht. Wassermasse und Gefälle genügen für einen Abtransport des mitgeführten Rollmaterials.

Andere lokal recht beschränkte Ausnahmen in stärkerer Schotterführung und Schotterablagerung treffen wir in Gebieten, in denen seit vorpleistozäner Zeit bis heute Hebungen und Senkungen nicht ohne Einfluß auf die hydrologischen Verhältnisse geblieben sind. Das gilt besonders für den oberen resp. mittleren Teil des rheinischen Systems. Auch hier sind allerdings die alluvialen Ablagerungen, soweit sie Kies und Schotter umfassen, zum größten Teil wohl Umlagerungsprodukte diluvialer Schotter und Kiese. In dem zum Rhein gerichteten Schwarzwaldtälern sind sicher alluvial aufgeschüttete und zum Teil sicher alluvial aus dem Oberlauf herbeigeführte Schottermassen bekannt. Man wird aber auch diese alluvialen Bildungen für unsere Frage nicht zu hoch bewerten, wenn man bedenkt, daß die Flüsse aus einem ehemals vereisten Gebiet oder aus der in diluvialer Zeit klimatisch stark beeinflussten Nachbarschaft kommen und wohl vielfach in ihrem Oberlauf präalluvial zugerichtetes Schuttmaterial vorfinden.

Solche Aufschüttungen primärer Schotter, wie ich sie zum Unterschied gegen bloß umlagerte nenne, in alluvialer Zeit sind Ausnahmen. Wo sich Ablagerungen der Talaue sicher als primäralluvial nachweisen lassen, oder wo doch wenigstens mit einem weiteren Transport innerhalb des Talgebietes, also nicht einer einfachen mehr oder weniger auf Talabschnitte beschränkten Umlagerung gerechnet werden muß, dort treffen wir im heutigen Bereich des gemäßigten humiden Klimas ganz allgemein feine Sande und vor allem Auemergel, denen nur spärlich kiesige Massen zwischengelagert sind. Das gilt für die großen Täler, wie für die stärker fallenden Täler der kleinen Nebenflüsse und Bäche. Die alluvialen Bildungen der Madel, eines kleinen Zuflusses der Ilm, der in diluvialer Zeit Schotter und Kiese abgelagert hat, bestehen aus Auemergeln und Lehmen mit sehr spärlich eingestreuten kleinen Geröllen. Selbst starke Hochwasser, die im Gebirge resp. im Quellgebiet besonders mit der Schneemelze eintreten, und die imstande sein sollten viel grobes Material ins Haupttal zu verfrachten, führen höchstens zu einer schwachen, auf den Oberlauf resp. das direkte Vorland des Gebirges beschränkten, sehr sandigen Kiesaufschüttung. Die Hauptmasse der Hochwasserablagerungen, für Mittel- und Unterlauf die ausschließlichen, sind feine Sande und Auemergel. Was sonst an größerem Material im Fluß bewegt

wird und in alluvialer Zeit bewegt, auch hier und dort abgelagert wurde, das sind zum weitaus größten Teil diluviale, im allmählichen Abtransport befindliche Massen.

Pliozäne und primär-alluviale Flußablagerungen, und das gleiche gilt für die primär-postglazialen, unterscheiden sich von den diluvialen also durch ihr viel feineres Korn. Feine Sande und Tone resp. Auemergel herrschen bei weitem vor, Kiese und Schotter aus primär zugeführtem Material sind auf den Oberlauf der Flüsse beschränkt, an die Nähe des bergigen Quellgebietes gebunden; sie tragen stets lokalen Charakter, während in der dazwischenliegenden Diluvialperiode die Aufschotterung der Flußtäler regionale Bedeutung gewann.

Als eine ganz besondere Erscheinung steht im zeitlichen Rahmen zwischen Pliozän und Alluvium die diluviale Aufschotterung.

II. Die diluviale Aufschotterung und ihre Ursachen

Diesen Unterschied zwischen pliozänen und pleistozänen Flußablagerungen — den zwischen alluvialen und pleistozänen hat man bisher nicht richtig gewürdigt und daher nicht zum Ausgangspunkt genetischer Betrachtungen gemacht — hat man teils auf tektonische Vorgänge, teils auf Klimaänderungen, unter denen aber nur Zu- oder Abnahme der Niederschlagsmenge verstanden wurde, zurückführen wollen; ausgenommen die vom Alpengebiet ausgehenden Schottermassen, die hier außer Betracht bleiben. In Gebieten, die nachweislich in postpliozäner Zeit noch relative Hochbewegungen erfahren haben, wie beispielsweise die rechts-rheinischen Gebirge, und im Vorland solcher Gebiete ist der tektonische Anteil an der Bildung von Schottermassen gerade in neuerer Zeit stark betont worden. Da die Aufschotterung diluvialer Talböden unbestreitbar eine regionale Erscheinung ist, die auch in Gebieten eintrat, in denen postpliozäne Hebungen im Quellgebiet resp. Oberlauf oder Senkungen im Mittellauf resp. im weiteren Vorland eines Quellgebietes sich nicht haben nachweisen lassen, und die in solchen Gebieten nachweislich kein geringeres Ausmaß erreicht hat, so werden epirogenetische und orogenetische Vorgänge nicht allein

ausschlaggebend gewesen sein können. Die Bedeutung anderer Faktoren für die Schotteraufschüttung läßt sich aber in jungen Störungsgebieten nur bei sehr ausführlicher Darstellung des Tatsachenmaterials einigermaßen eindeutig gegen eine tektonische Bewirkung abgrenzen; eine klarere Behandlung ermöglichen uns die Gebiete, in denen so junge Bewegungen nicht oder nur in sehr bescheidenem Ausmaße stattgefunden haben. Aus diesem Grunde und weil mir hier alle einschlägigen Verhältnisse für weite Teile der diluvialen Überdeckung am besten vertraut sind, wähle ich Thüringen als Ausgangsgebiet für unsere Untersuchung. Lassen sich hier Ursachen für die Schotteraufschüttung nachweisen, die ihrer ganzen Art nach regionale gewesen sein müssen, so müssen sie auch in allen den Gebieten Mitteleuropas, wo durch Hinzutreten postpliozäner Störungen der Vorgang und damit heute auch die Auflösung dieses Vorganges in seine einzelnen Bedingungen besonders kompliziert ist, wirksam gewesen sein; sie müssen auch dort, wenn sie ihrer ganzen Art nach ohne tektonische Störungen zur Aufschotterung unbedingt hätten führen müssen, als die wesentlichsten Ursachen zur Schotteraufschüttung betrachtet werden. Unter besonderen Verhältnissen schließlich, auf die wir nicht einzugehen haben, sind in denjenigen Tälern Schotteraufschüttungen erfolgt, die eine direkte Fortsetzung ehemals vergletschert gewesener Talgebiete darstellen. Hier haben die Flüsse ihr Schottermaterial offensichtlich aus dem Moränenmaterial bezogen, wengleich der Anschluß dieser Schotterterrassen an Endmoränen verschiedener Eisstände, sowie die Art dieses Anschlusses und damit eine Gleichaltrigkeit der einzelnen Schotterterrassen mit den einzelnen Eisständen — meines Erachtens zu Unrecht — nicht unbestritten ist.

Auch gegenüber solchen Schotterterrassen bieten die Schotterauffüllungen der Thüringer Täler der Untersuchung einen besonderen Vorteil: Sie ziehen vom niemals vereist gewesenen Quellgebiet gegen das vereist gewesene Vorland, sind also in ihrer Schotterführung, welchen Phasen des Eiszeitalters sie auch zugehören mögen, von den geologischen Wirkungen des Eises unabhängig gewesen. Das bedeutet für die Lösung der Fragen, unter welchen Bedingungen kann eine so gewaltige Schuttfuhr in die Täler erfolgt sein, unter welchen Verhältnissen kann dieser Schutt in den Tälern in solcher Ausdehnung zur Ablagerung gelangt sein, eine wesentliche Vereinfachung.

Unsere Untersuchung beschäftigt sich vorerst nur mit den Ursachen der Aufschotterung, nicht mit den allgemeinen Ursachen der Terrassenbildung, die auf einem Wechsel von Aufschotterung und Eintiefung beruht. Beide in den meisten Arbeiten als Ganzes behandelten Vorgänge sind, wie ich unklaren Auffassungen gegenüber betonen muß, an verschiedene Bedingungen geknüpft: Aufschotterung kann nur stattfinden, wenn über die vom Gefälle und von der Wassermasse abhängige Kraft des Wassers Schutt zugeführt wird, Eintiefung nur, wenn die Kraft des Wassers nicht nur den neu zugeführten, sondern auch vorhandenen Schutt im Talgebiet resp. anstehendes Gestein angreifen und wegführen kann. Uns beschäftigt die Frage: Wie ist es gekommen, daß in diluvialer Zeit die Flüsse wiederholt einen in anstehendes Gestein eingegagten, breiten Talboden mit einer mehrere bis viele Meter mächtigen Schottermasse überdeckten, was verursachte den Übergang aus einem Zustand der Erosion oder aus einem Gleichgewichtszustand in den der Aufschotterung?

1. Die tatsächlichen Grundlagen der Untersuchung

Unserer Untersuchung, die sich im Interesse einer eindeutigen Argumentation und im Hinblick auf die in der Literatur vielfach unklare Behandlung der hier einspielenden Fragen wiederholt mit einfachen Verhältnissen beschäftigen muß, sind vor allem folgende, dem Diluvium Thüringens entnommene, aber für weite Teile Mittel- und Westeuropas gültige Tatsachen zugrunde gelegt.

a) Der regionale Charakter des Aufschotterungsvorganges

Die diluviale Aufschotterung war eine regionale, und zwar in zweifacher Beziehung. Sie ist erstens in großen und kleinen Flußtalern sowie in vielen, besonders den größeren Bachtälern wirksam gewesen, also nicht an bestimmte, durch eine besondere Art der Wasserführung oder durch besondere Talrichtung ausgezeichnete Wasserläufe gebunden gewesen. Daß sie in kleineren Bachtälern so selten oder überhaupt nicht nachweisbar ist, erklärt sich vor allem aus dem zumeist recht jugendlichen Alter dieser kleinen Wasserläufe. Die großen Erosions- und Denudationsvorgänge der Diluvialzeit mußten die hydrologischen Verhältnisse stark beeinflussen. Abtragung konnte das Einzugsgebiet eines Quellhorizonts verkleinern bis zum Versiegen der Quellen, Erosion

mußte an Stellen, die ihrem Einfluß lange Zeit entrückt waren, Wasseradern anzapfen und es muß die Lage der Quellaustritte, die Stärke der Quellen, die Richtung des Abflusses und damit die Kleintalbildung einem dauernden, nach Zeiten längeren Bestands immer wieder eintretenden Wechsel unterworfen gewesen sein. Die meisten der kleinen Quellen und Bäche und ihre steilfallenden Täler sind deshalb Produkte einer jüngeren Zeit. In ihnen können wir höchstens im flacher fallenden unteren Talabschnitt Schotter und Kiese aus jungdiluvialer Zeit erwarten. Ein Fehlen solcher und älterer diluvialer Schotter in den kleinen Bachtälern schränkt daher den regionalen Charakter der diluvialen Aufschotterung in keiner Weise ein.

Als regional ist die diluviale Aufschotterung zweitens zu bezeichnen im Hinblick auf ihre weite Erstreckung im Talgebiet des gleichen Flusses. Daß die Aufschotterung im wesentlichen auf Mittel- und Unterlauf beschränkt ist und nur teilweise in den Oberlauf übergreift, braucht in Anbetracht des Umstandes, daß Aufschotterung nur bei gleichzeitig irgendwo wirkender Erosion möglich ist, nicht besonders betont zu werden. Ebenso selbstverständlich ist das heute nur noch mehr oder weniger lokale Vorkommen besonders älterer Schotterzüge. Die Tatsache, daß diluviale Schotterzüge sich heute desto geschlossener erhalten finden, je jünger sie sind, weist für den gelegentlich „lokalen“ Charakter der älteren Schotterablagerungen entschieden auf Erosions- und Denudationsvorgänge als die Ursachen solcher Zerstückelung hin. Auf eine lokale, nur besondere Talgebiete betreffende Entwicklung älterer Aufschotterungen, kann daraus nicht geschlossen werden. Für eine solche spätere Zerstörung eines Schotterzuges und die Erhaltung räumlich beschränkter Teilstücke, die von vielerlei Faktoren der späteren Flußtätigkeit abhängen kann, ist besonders in Rücksicht zu ziehen, daß eine Aufschotterung nicht gleichmäßig oder in gleicher Mächtigkeit den Talboden des Mittel- und Unterlaufs überdeckt haben kann. Wer einmal das Gefällsprofil eines Flusses konstruiert und seine speziellen Beziehungen zum geologischen Bau der durchflossenen Talstrecken studiert hat, weiß, daß stets in weicheren, leichter angreifbaren Gesteinen die Gefällskurve ausgeglichener, flacher verläuft. Harte Gesteine, die über das Tal streichen, bilden als Hemmnisse für die Erosion in gewissem Sinne stets einen Riegel. Solche Talstrecken tragen den Charakter einer unteren Erosionsbasis für den anschließenden

oberen, in weicherem Gestein verlaufenden Talteil; von ihnen aus greift eine Erosion rückwärts, die soweit als möglich eine Nullkurve des Gefälles in dem oben anschließenden Talteil herzustellen bestrebt ist. So entstehen in Tälern, in denen harte und weiche Gesteine wechselnd den Talboden bilden, zahlreiche kleinere, das Gesamtbild einer Gefällskurve allerdings nicht wesentlich beeinflussende Gefällsknicke, die für das Ausmaß der Aufschotterung in den einzelnen Talstücken von Bedeutung sind, und da solche Unterschiede schon in diluvialer Zeit bestanden, für die diluviale Aufschotterung von Bedeutung waren. Über den flacher fallenden Talstrecken im weichen Gestein (hinter den Talstrecken im harten Gestein) müssen zuerst, wenn eine Überlastung des Flusses mit Schuttmaterial eintritt, Schottermassen zur Ruhe kommen, hier werden die Schottermassen ihre größte Mächtigkeit erreichen, und für diese Schottermassen besteht dann, sehen wir von anderen Faktoren an dieser Stelle ab, am ehesten die Möglichkeit, lange Zeit erhalten oder wenigstens in Resten überliefert zu werden. Es dürfte deshalb kein Zufall sein, daß über dem gleichen Talboden der unteren präglazialen Terrasse der Ilm bei Kranichfeld über unterem Muschelkalk nur Geröllstreuungen erhalten sind, über Buntsandstein bei Tannroda aber wenige Kilometer flußabwärts, eine wenn auch nicht mächtige Kiesbedeckung noch vorhanden ist; oder daß von der oberen präglazialen Schotterterrasse der Ilm sich nördlich von Tannroda gerade auf Buntsandstein ein Schotterlager erhalten hat, daß bei Süßenborn die präglaziale Ilm gerade über den weichen Schichten des unteren Keuper, ehe sie in ein Muschelkalkgebiet eintrat, so mächtige Schotter abgelagert hat. Die Beispiele ließen sich leicht mehren. Die Beziehungen zwischen dem Gesteinscharakter der Unterlage und der Mächtigkeit der aufgeschütteten Schotter (und damit der langen Erhaltbarkeit der Schotter unter wiederholten Erosions- und Denudationsperioden) sind so auffällig, daß sie verdienen einmal eingehender studiert zu werden.

Mit einer Ungleichmäßigkeit der Aufschotterung und damit einer Ungleichmäßigkeit der Erhaltungsmöglichkeit der einzelnen Teile regionaler Schotterzüge ist also von vornherein zu rechnen; sie widerstreitet nicht dem regionalen Charakter des Aufschotterungsvorganges, ist vielmehr, zum Teil wenigstens, die Folge von Vorgängen, die bedingt durch den geologischen Bau des Untergrundes in der einer Aufschotterung vorhergehenden Erosionsperiode wirksam waren.

b) Die petrographische Zusammensetzung der Schotter

Die Schotter setzen sich im oberen Mittellauf vor allem aus Gesteinen des oberen Einzugsgebiets, in unserem Falle also vor allem aus Gesteinen des Thüringer Waldes zusammen; der Prozentgehalt an Gesteinen des oberen Mittellaufs selbst ist demgegenüber noch gering und spielt nur dort eine größere Rolle, wo im oberen Mittellauf besonders leicht abtragbare Gesteine eine weitere Verbreitung besitzen. In der unteren Hälfte des Mittellaufs und in einem großen Teil des Unterlaufs — das gilt für die Flußläufe des eigentlichen Thüringen, also nur für Flüsse von 80—100 km, jedenfalls nicht wesentlich mehr Lauflänge — bis zur Entfernung von 60—80 km vom Gebirgsfuße resp. von dem Eintritt in den Mittellauf, sind am Aufbau der Schotter etwa zu gleichen Teilen Gesteine des oberen Einzugsgebiets und der Strecke des Mittel- und Unterlaufs bis zur betreffenden Ablagerungsstelle beteiligt. Lokale Schwankungen kommen natürlich vor, im gleichen Kieslager können sie in vertikaler und horizontaler Richtung auftreten; unsere Angaben gelten für die Gesamtmasse der zur Ablagerung gelangten Geröll- und Sandmassen.

Diese sehr wichtigen Tatsachen über die petrographische Zusammensetzung der Schotter entnahm ich zum Teile eigenen Untersuchungen, zum Teil der Literatur, die allerdings meist nur allgemein orientierende Angaben enthält. Außer einer Anzahl neuerer geologischer Karten und ihrer Erläuterungen ist für die Saale besonders zu vergleichen die Arbeit von Siegert und Weissermel a. a. O. Anm. 5. Hier trifft man zwar nur gelegentlich hinreichende Mitteilungen über den petrographischen Charakter der Schotter, stets ist aber die außerordentliche Beteiligung von Material aus dem oberen Einzugsgebiet am Aufbau der gesamten Schottermasse evident, trotzdem wir uns hier schon über 150 km von der Quelle entfernt befinden. Genauere Angaben für Schotter verschiedener Thüringer Flüsse hat Wüst a. a. O. Anm. 3 veröffentlicht. Wenn auch die geringe Anzahl der den einzelnen Kieslagern entnommenen Proben — je eine — und die geringe Masse jeder Kiesprobe — die schwerste petrographisch zergliederte Probe wog etwas über 5 Pfund — zu einer sicheren Beurteilung des Mengenverhältnisses, in dem die Gesteine des gesamten Einzugsgebietes an einer Kiesaufschüttung beteiligt sind, nicht ausreichen dürften, so ist doch sehr zu bedauern, daß die von ihm begonnene exakte

Schotteruntersuchung nicht mit größeren Gesteinsproben fortgesetzt worden ist. Stärkere Schwankungen im Mengenverhältnis der beteiligten Gesteine in verschiedenen Schichten des gleichen Aufschlusses, die als Grund gegen die Brauchbarkeit solcher Untersuchungen vor allem geltend gemacht worden sind (Siegert a. a. O. Anm. 5) hätte nicht abhalten dürfen. Die dadurch bedingte Unsicherheit hätte durch Bearbeitung zahlreicherer, und vor allem nicht unter 5000 g wiegender Proben leicht eingeschränkt werden können. Es hätten sich wenigstens Mittelwerte erzielen lassen, die für wichtige allgemeine Schlußfolgerungen eine hinreichend sichere Basis geboten hätten.

In Anbetracht der Bedeutung, die die Schotterzusammensetzung für die uns im folgenden beschäftigenden Fragen besitzt, will ich wenigstens an einem, im Interesse einer ganz objektiven Behandlung, der Literatur entnommenen Beispiel zeigen, welcher außerordentlichen Anteil am Aufbau diluvialer Schottermassen Gesteine des oberen Einzugsgebiets besitzen. Für einige altdiluviale Ilmkiesvorkommen, die dem untersten Unterlauf des Flusses, den letzten 6 km vor der alten Mündung in die Unstrut angehören, geben Naumann und Picard¹¹⁾ folgende Zusammensetzung an:

1. Für einen über 1 m mächtigen Kies am Nordwestausgang von Obermöllern:

„Seiner Zusammensetzung nach enthält er etwa zur Hälfte Gesteine des Muschelkalks, im übrigen typische Porphyre des Thüringer Waldes, in geringer Menge Buntsandstein und tertiäre Quarzgeschiebe.“

2. Für den über 1 m mächtigen Kies zwischen Pomnitz und Städten:

„Er besteht vorwiegend aus Thüringer-Wald-Gesteinen; Trias und Tertiär treten hingegen sehr zurück.“

3. Für ein über 1½ m mächtiges Kieslager in dem Graben südlich vom Grundgraben zwischen Niedermöllern und Städten:

„In seiner Zusammensetzung besteht der Kies etwa zur Hälfte aus Thüringer-Wald-Gesteinen, zur anderen vorzüglich aus Wellenkalk, dem einzelne Buntsandsteingerölle und Milchquarze des Oligocän beigemischt sind.“

4. Für den Kies im Schwalbengraben nördlich Größnitz:

¹¹⁾ E. Naumann und E. Picard, Weitere Mitteilungen über das diluviale Flußnetz in Thüringen. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanstalt für das Jahr 1908, 1909.

„Derselbe hat in seiner Zusammensetzung bedeutend an Muschelkalk zugenommen, desgleichen an oligocänem Quarz; Buntsandstein ist in geringer Menge vorhanden; der Porphyrgehalt beträgt etwa $\frac{1}{3}$.“

5. Für ein Kieslager im Hirschrodaer Graben westlich Balgstedt, kurz vor der Mündungsstelle in die Unstrut:

„Der Kies enthält reichlich Muschelkalk, die Porphyrgerölle sind klein.“

Also auch hier noch, im Bereich der letzten 6 km des über 80 km langen Flußlaufes, etwa 75 km vom Fuß des Thüringer Waldes entfernt bilden Thüringer-Wald-Gesteine teilweise die Hälfte des Geröllmaterials. Erst ganz nahe der Mündung treten die Porphyrgerölle an Menge und Größe gegenüber dem aus dem Mittel- und aus dem Unterlauf geförderten Geröllmaterial zurück. Die Schuttfuhr aus dem Thüringer Wald resp. dem oberen Einzugsgebiet muß also eine ganz gewaltige gewesen sein; und das läßt sich für die meisten¹²⁾ Thüringer Flüsse und, soweit ich nach eigenen Erfahrungen urteilen kann, darf man sagen für alle diejenigen Flüsse Mitteldeutschlands beweisen, deren oberes Einzugsgebiet im Bereich paläozoischer Sedimentgesteine und Eruptivgesteine liegt. Diese Einschränkung gilt nicht der Größe der Schuttlieferung dieses oberen Einzugsgebiets, sondern nur ihrer Beweisbarkeit mit Hilfe der diluvialen Schotter. Nur sehr widerstandsfähige Gesteine können den Transport in ein 70—100 km von der Quellregion entferntes Talgebiet ohne fast völlige Zerreißung zu Sand und Feinsand überstehen. Wo das Quellgebiet in mesozoischen Sedimenten lag, werden wir in den Schottern des 70—100 km von den Quellen entfernten Talgebietes deshalb nur eine geringe Menge der Gesteine des oberen Einzugsgebiets an-

¹²⁾ Unbedingte Voraussetzung für eine richtige Beurteilung des Mengenverhältnisses, mit dem sich Gesteine des oberen Einzugsgebiets an einem Schotter beteiligen, ist natürlich eine genaue Kenntnis des oberen Einzugsgebiets des betreffenden Flusses. Schotter aus Flußgebieten, in denen nachweislich während des Eiszeitalters beträchtliche Flußverlegungen stattgefunden haben, die für jede Phase des Eiszeitalters nicht genau festgestellt sind, und Schotter, die nicht auf einen ganz bestimmten, auch in seinen ehemaligen größeren Nebenflüssen bekannten Fluß bezogen werden können, scheiden für unsere Zwecke naturgemäß aus. Es kommen für uns nur Schotter solcher Flüsse in Betracht, für die wir, wie beispielsweise für Saale, Gera, Ilm, den Verlauf der diluvialen Täler und die ihnen in diluvialer Zeit zugeflossenen Nebenflüsse ganz genau kennen, nicht nur auf Grund der Schotteranalyse sondern auch auf Grund anderer diluvialgeologischer und morphologischer Beobachtungstatsachen.

treffen können, selbst wenn aus diesem Gebiet ehemals sehr viel Material talwärts geführt worden ist. Über die Massen, die in Wirklichkeit aus dem oberen Einzugsgebiet verfrachtet wurden, können uns deshalb annähernd nur die diluvialen Schotter derjenigen Flüsse unterrichten, die aus Gebieten mit Hartgesteinen kommen. Bei allen anderen läßt nur das Mengenverhältnis, in dem diese oder jene harte Bank des oberen Einzugsgebiets im Schottermaterial des Mittel- und Unterlaufs vertreten ist, einen Schluß auf die Menge des aus diesem Gebiet ehemals geförderten gesamten Materials zu.

Regionale Verbreitung der Aufschotterung und die geschilderte Zusammensetzung der Schottermassen sind die beiden Tatsachen, die für das Resultat der folgenden Untersuchung vor allem von Bedeutung sind.

c) Der Mechanismus der Flußfähigkeit

Ein dritter Tatsachenkomplex, mit dem wir im folgenden zu rechnen haben, betrifft den Mechanismus der Tätigkeit der Wasserläufe, der in seinen Hauptzügen ja allgemein bekannt ist. Die Schaffung einer Gefällskurve, die gerade ausreicht die Wassermassen dem Meere zuströmen, sie das in die Flüsse gelangende Schuttmaterial vollständig aus dem Talgebiet verfrachten zu lassen, das ist das Endziel jeder Erosion, die durch ihre eigene Tätigkeit also sich selbst vernichtet. Dieses Ziel ist erreicht mit der sogenannten Nullkurve des Gefälles, einer Kurve, die von der Mündung her im Gebiet des Unterlaufs außerordentlich flach ansteigt, im Mittellauf eine geringe Zunahme der Neigung zeigt und unter wachsender, zuletzt starker Zunahme der Neigung durch den Oberlauf zur Quelle zieht. Diese Haupteigenschaften einer Nullkurve, deren Herausbildung im Laufe langer Zeiträume bei allen Flüssen durch verschiedenartige Faktoren oft gehindert, unterbrochen, zum mindesten verzögert worden ist und die wir heute nur bei wenigen Thüringer Flüssen, sehr weitgehend bei der Gera, nahezu erreicht finden, brauchen hier im einzelnen nicht weiter besprochen zu werden. Bekannt sind ferner aus dem Erfahrungsschatz der allgemeinen Geologie die gesetzmäßigen Reaktionen der Wassertätigkeit bei von außen eintretenden Störungen der Gefällsverhältnisse über kleine und große Talstrecken. Jeder Sand und Kiessand verfrachtende Wildbach bildet hierfür ein geeignetes Versuchsfeld, bei dem durch entsprechende Eingriffe in die Gefällsverhältnisse

des Talbettes direkte Ursachen lokaler Erosion und lokaler Akkumulation und je nach dem Grade des Eingriffs das Ausmaß der betreffenden Tätigkeit über kleinere oder größere Talstrecken studiert werden können. Die für dieses Gebiet in Betracht kommenden Erfahrungstatsachen sind einfacher Natur und im folgenden so ausführlich dargestellt bei Behandlung der Sonderfälle, daß eine einführende Erörterung des allgemeinen Prinzips überflüssig erscheint.

2. Die eine Aufschotterung bewirkenden Vorgänge tektonischer und klimatischer Art und ihre Bedeutung für die Erklärung der diluvialen Aufschotterung

Zur Erklärung der Aufschotterungen der Täler, die von niemals vereist gewesenen Gebieten ausgehen, hat man teilweise tektonische, teilweise klimatische Ursachen, d. h. in diesem Falle Zu- oder Abnahme der Niederschlagsmenge herangezogen.

a) Der Einfluß tektonischer Vorgänge

Untersuchen wir zunächst den Einfluß, den verschiedenartige tektonische Vorgänge auf die Tätigkeit eines im anstehenden Gestein fließenden, also entweder erodierenden oder im Gleichgewicht (im Sinne einer erreichten Nullkurve des Gefälles) fließenden Flusses haben können. Orogenetische Bewegungen diluvialen Alters sind für den Thüringer Wald und das südöstlich anschließende Bergland als das vor allem in Betracht kommende Quellgebiet der diluvialen Thüringer Flüsse nicht nachgewiesen. Haben derartige Bewegungen stattgefunden, so werden wir in Anbetracht des Fehlens tatsächlicher Beweise zum mindesten annehmen dürfen, daß sie nicht beträchtlich genug waren, um das Klima in dem möglicherweise gehobenen Gebiet nennenswert zu verändern. Das gleiche muß für säkulare oder kontinentale Bewegungen gelten. Folgen wir der landläufigen Ansicht, daß die zur Terrassierung führende Erosion eine Folge kontinentaler Hebung sei, so wird uns der Abstand der heutigen Talaue von der Basis der höchsten diluvialen Schotterstufe ungefähr den Betrag angeben, um den während der gesamten Diluvialzeit das Gebiet gehoben wurde. Da nicht nur Hebung das Ausmaß der Erosion bedingt zu haben braucht, wie wir später sehen werden so ist das ein Maximalbetrag. Eine solche Hebung würde für Thüringen dann ungefähr 100 m betragen haben; ziehen

wir die höchsten zum Teil präquartären Terrassen des Saalegebietes mit in Betracht, so etwa 160 m. Diese Hebung müßte dann entsprechend der landläufigen Ansicht in einzelnen Absätzen erfolgt sein, es schalteten sich die in den Aufschotterungen vorliegenden Ruhepausen ein und der durchschnittliche Hebungsbetrag im Wechsel von Aufschotterung und Erosion würde nicht über 20 m betragen haben. Eine solche Hebung, die allmählich erfolgt, ist belanglos für das Klima, sie kann weder die Niederschlagsmenge wesentlich abändern oder anders verteilen, noch das mit Pflanzen dicht überwachsene Gebiet wesentlich schmälern oder ausdehnen. Wer in der allmählichen Summierung der Hebungsbeträge einen Grund für eine allmählich eintretende, oder in gleicher Richtung sich verstärkende Klimaänderung sehen will, berücksichtigt zu wenig das Ausmaß der den Hebungsphasen zwischen-geschalteten Abtragung. In den Ruhepausen zwischen den Hebungsphasen beweist uns die Aufschotterung durch die Menge des aus den Einzugsgebieten der Wasserläufe fortgeführten Schuttmaterials eine gewaltige Abtragung, die die Höhenlage des gehobenen Gebietes der alten Höhenlage über dem Meeresspiegel beträchtlich wieder annähern mußte. Wir brauchen nur daran zu denken, daß die älteren diluvialen Talböden heute über die Rücken der Berge hinziehen, die alten Talflanken, die das Tal begleitenden Höhen verschwunden sind, um den Betrag dieser Abtragung richtig einzuschätzen. Wie die einzelne Hebung zu geringfügig war, eine nennenswerte klimatische Änderung hervorzurufen, so ist auch infolge der wiederholten starken Abtragung die Summe der Einzelhebungen zu gering gewesen; sie kam als Summenwirkung niemals in Betracht.

Auch für die kontinentalen Hebungen ist mit wesentlichen klimatischen Änderungen also nicht zu rechnen; der Thüringer Wald und weite Teile seines Vorlandes müssen während oder nach einer solchen Hebung wie heute völlig oder zum weitaus größten Teil bewaldet resp. dicht bewachsen gewesen sein. Wir werden deshalb, da das mögliche Ausmaß orogenetischer und kontinentaler Bewegungen allein nicht zu einer wesentlichen, d. h. einer für unsere Frage ins Gewicht fallenden Klimaänderung in unserem Gebiet führen konnte, den Einfluß dieser Bewegungen auf die Tätigkeit der Flüsse unter der Voraussetzung zu prüfen haben, daß das Klima im wesentlichen dem heutigen gleich war. Diese Voraussetzung ist selbst dann berechtigt, wenn solche kon-

tinentalen, in anderen Gebieten (vor allem im nördlichen Europa) größeres Ausmaß erreichenden Bewegungen die direkte Ursache der diluvialen Vereisung darstellen sollten, und im Gefolge solcher Bewegungen eine beträchtliche Klimaänderung auch in unserem Gebiet eintrat. Die Ursachen einer solchen mit dem Hebungsvorgang zeitlich zusammenfallenden oder ihm zeitlich angegliederten Klimaänderung würde dann für unser Gebiet zweifellos nicht in der Hebung unseres Gebietes, sondern den Hebungsvorgängen im Norden zu suchen sein. Bei uns würde die Klimaänderung auch eingetreten sein ohne Hebung unseres Gebietes; nur im Norden wäre die Klimaänderung genetisch mit der Hebung verbunden, bei uns nur mehr zeitlich. Für unser Gebiet hätte also die Klimaänderung als ein besonderer Faktor zu gelten, dessen Einfluß auf die Tätigkeit der Flüsse bei den klimatischen Einflüssen, nicht bei den tektonischen als deren Begleit- und Folgeerscheinung zu erörtern ist. Inwieweit tektonische Vorgänge in anderen Gebieten die Ursache regionaler Klimaänderungen gewesen sind, interessiert uns hier nicht. Wo man paläogeographischen, geologischen und selbst paläontologischen Fragen auf den Grund zu gehen versucht, da erscheinen vielfach tektonische Vorgänge als die letzten Ursachen vielartiger Änderungen. Mit tektonischen Vorgängen ist deshalb alles, für die Frage nach dem Mechanismus einer Änderung aber nichts erklärt. Festzustellen sind zunächst nicht die letzten, sondern die direkten Ursachen. Und hier sind für unser Problem in unserem Gebiet tektonische und klimatische Änderungen als mögliche Ursachen der Aufschotterung zu trennen. Nur eine getrennte Behandlung gestattet uns den direkten Anteil festzustellen, den tektonische (im Ausmaß der für Thüringen als möglich erwiesenen) und klimatische Änderungen am Aufschotterungsvorgang haben können. Um ihrer möglichen zeitlichen Verknüpfung in unserem Gebiet aber gerecht zu werden, sind später auch die verschiedenen Möglichkeiten ihrer kombinierten Wirkung auf die Flußtätigkeit untersucht worden.

I. Der Einfluß kontinentaler Bewegungen

Inwieweit die sogenannten kontinentalen Hebungen und Senkungen, die sich im Küstenland vieler Festländer und Inseln haben nachweisen lassen, auf Bewegungen der ganzen Kontinentalmasse oder auf Bewegungen einzelner größerer Schollen im Randgebiet der Kontinente beruhen, ist hier nicht zu erörtern. Wir

werden mit dem ersten Fall rechnen und behandeln die Bedeutung des zweiten für die Tätigkeit der Flüsse bei den orogenetischen Bewegungen.

I. Kontinentale Hebung. Kontinentale Hebung ist gleichbedeutend mit Absenken der unteren Erosionsbasis. Sie hat daher eine von der Mündung aus rückwärts schreitende Erosion zur Folge, die für die gesenkte untere Erosionsbasis eine neue Nullkurve des Gefälles anstrebt. Zu einer Aufschotterung im Talgebiet kann dieser Vorgang niemals führen. Erfolgt eine kontinentale Hebung unter Kippungserscheinungen, so daß die der Mündung fernerer Gebiete in etwas stärkerem Maße gehoben werden als die der Mündung nahen¹³⁾ — und dafür sind aus verschiedenen Erdteilen Beispiele bekannt — so wird das Endergebnis der fluvialen Tätigkeit ebenfalls von der rückwärtsschreitenden Erosion beherrscht. Die besondere Steigerung des Gefälles im oberen Mittellauf und im Oberlauf wird zwar zu einer Steigerung der Geröllzufuhr in die tieferen Talgebiete führen, muß hier aber nicht unbedingt eine Aufschotterung veranlassen, da die Geröllzufuhr aus dem Oberlauf, wie wir später sehen werden, unter einem dem heutigen ähnlichen Klima stets nur eine beschränkte sein kann, und da durch die Zunahme des Gefälles auch im unteren Talabschnitt eine Zunahme der Transportkraft des Flusses im gesamten Talgebiet eingetreten ist. Wird der Fluß aber trotzdem durch Überlastung mit Schutt gezwungen diesen im weniger gehobenen Unterlauf abzulagern, so wird von dem Ablagerungsbereich aus als einer unteren gewissermaßen gehobenen Erosionsbasis — wir kommen auf diesen Fall einer gehobenen unteren Erosionsbasis später im einzelnen zurück — der Fluß gegen das Quellgebiet fortschreitend erodieren, und nicht nur der Oberlauf sondern auch der Mittellauf werden, ganz abgesehen von der aus dem Mündungsgebiet rückwärtsschreitenden Erosion, reine Erosionsgebiete bleiben. In diluvialer Zeit ist aber im Mittellauf sehr beträchtlich aufgeschottert worden.

¹³⁾ Diese Ausdrücke statt „küstenfern“ und „küstennah“ habe ich absichtlich gewählt. Denn die Einwirkungen einer weite Teile eines Kontinents bewegendes Kippung auf die Tätigkeit eines ins Meer mündenden Flusses sind dieselben, wie die einer Kippung einer großen intrakontinentalen Scholle auf einen nur über diese Scholle fließenden und nicht ins Meer, sondern in einen größeren Strom mündenden Fluß. Der Ausdruck Mündungsgebiet ist deshalb als der weitere für eine prinzipielle Erörterung vorzuziehen.

Würde eine verstärkte Geröllzufuhr in einer ersten Phase, ehe nämlich die von der Mündung rückwärts schreitende Erosion das ganze Talgebiet durchschritten hat, schließlich zu ausgedehnteren Aufschotterungen im Unterlauf — und entgegen unserem eben gewonnenen Ergebnis — auch im ganzen Mittellauf führen können, so müßte eine solche Aufschotterung beschränkt sein auf diejenigen Flüsse, die unter einem nicht zu kleinen Winkel gegen die Kippungsachse fließen. Sie müßte bei diesen Flüssen abgestuft sein nach der Größe dieses Winkels, da offenbar die durch eine Kippung hervorgerufene Änderung des Gefälles in den Tälern am stärksten ist, die senkrecht gegen die Kippungsachse ziehen. Keine ausgedehntere Aufschotterung aber wäre bei den Flüssen zu erwarten, die parallel zur Kippungsachse auf der gehobenen Scholle fließen, denn ihr Gefälle ist nicht direkt verändert worden. Und solche Wasserläufe muß es, wie auch die Kippungsachse gelegen haben mag, stets gegeben haben. Es können Haupt- und Nebenflüsse stark, weniger stark oder gar nicht von der Kippung direkt beeinflußt worden sein. Nehmen wir im Interesse einer einfacheren, alle möglichen Fälle erschöpfenden Diskussion an, daß die Stromrichtungen der Hauptflüsse im großen und ganzen zueinander etwa parallel waren, und die Kippungsachse etwa senkrecht, jedenfalls in einem nicht zu kleinen Winkel gegen diese Stromrichtung verlief, so werden die meisten der nicht direkt von der Hebung beeinflußten Wasserläufe, Zu- oder Nebenflüsse und Bäche der anderen, aufschotternden Flüsse gewesen sein. Die Aufschotterung des Hauptflusses bedeutet für sie eine Hebung der unteren Erosionsbasis. Sie werden all ihr in der gleichen geringen Menge wie vor der Hebung gefördert Material in ihrem unteren Unterlauf, hinter der Mündung anhäufen, um eine ungebrochene Gefällskurve im Unterlauf zu behalten. Und diese dauernde Erhöhung der unteren Erosionsbasis führt naturgemäß zu einer rückwärtschreitenden Erosion, da der Nebenfluß oder Bach bestrebt ist, auch für die neue höher liegende untere Erosionsbasis eine neue Nullkurve des Gefälles oder überhaupt eine neue angepaßte Gefällskurve herzustellen. Diese Flüsse werden also nur im Unterlauf aufschottern, sie werden im Mittellauf und wohl schon im oberen Teil des Unterlaufs erodieren. Eine durch Hebung mit Kippung möglicherweise bedingte Aufschotterung ist also keine allgemeine, sie ist eine durchaus beschränkte. Sie kann mit der regionalen diluvialen Aufschotterung nicht verglichen werden.

Weitere Schwierigkeiten ergeben sich in Einzelheiten, die ich nur kurz andeuten will. Selbst bei einem Flußlauf werden die Gefällsverhältnisse der einzelnen Strecken je nach ihrer Richtung zur Kippungsachse in verschiedenem Grade abgeändert. Es werden Gebiete verstärkten mit solchen nicht verstärkten Gefälles wechseln; viele Talstrecken werden dauernd von der Erosion beherrscht werden, die allmählich in Teile schwächeren Gefälles rückwärtsgreifen und die vielleicht vorher dort abgelagerten Schotter weiterführen muß. Nicht Schotterzüge, sondern eine Anzahl lokal beschränkter Schotterkomplexe werden im Gegensatz zum diluvialen Befund im günstigsten Fall das Ergebnis sein.

Wo die aus oben genannten Gründen nicht aufschotternden Flüsse gezwungen sind ihr gegen früher nicht vermehrtes Geröllmaterial im eigenen Mündungsgebiet resp. dem unteren Teil ihres Unterlaufs aufzuschütten zwecks Erhaltung einer ungebrochenen Gefällskurve, dort wird der Hauptfluß während seiner ganzen Aufschotterungsperiode außerordentlich wenig Geröllmaterial von diesen Nebenflüssen beziehen können. Und das wird bei den vielfach großen Winkeln, unter dem Haupt- und Nebenflüsse sich treffen, stets nicht nur für einen, sondern für eine große Anzahl von Nebenflüssen gelten müssen. Da der aufschotternde Hauptfluß im Aufschotterungsgebiet, als das wir hier im günstigsten Fall Mittel- und Unterlauf betrachten wollen, nicht erodieren kann, also aus diesem Gebiet keine Gerölle selbst fördert, so müssen seine Schotter bei dem eben geschilderten Verhalten nicht weniger Nebenflüsse nur sehr wenig Material von den in seinem Mittellauf anstehenden Gesteinen enthalten. In Wirklichkeit aber sind die Gesteine des Mittellaufs resp. des Talstückes zwischen Ende des Oberlaufs und einer beliebigen Ablagerungsstelle im unteren Mittellauf oder im oberen und mittleren Unterlauf — es handelt sich um Flüsse von 80—100 km Lauflänge — mit etwa 50% an der Zusammensetzung der Schotter beteiligt.

Ist mit der Hebung eine Kippung verbunden, die der Mündung nähere Gebiete stärker hebt als der Mündung fernere, also besonders als die oberen Einzugsgebiete der Flüsse, so wird mit der allgemeinen Gefällsverminderung sowohl die Transportkraft des Flusses als auch die Erosionskraft, also die Geröllzufuhr aus dem oberen Talgebiet verringert. Die stärkere Gefällsabnahme im Unterlauf und Mittellauf könnte trotz gleichzeitiger Abnahme der Geröllförderung zu einer Aufschotterung im gefällsärmsten

Teil, also im Unterlauf und unteren Mittellauf, führen, ehe die die weitere Entwicklung des Tales beherrschende, vom Mündungsgebiet rückwärtsschreitende Erosion in diesem Talgebiet zu größerer Wirkung gelangt ist. Diese Aufschotterung wäre im Gegensatz zur diluvialen wiederum nur auf eine Anzahl Flüsse beschränkt, nämlich auf diejenigen, die unter einem nicht zu kleinen Winkel gegen die Kippungsachse fließen. Nebenflüsse, die in den in Aufschotterung begriffenen Talabschnitt des Hauptzuflusses münden, werden, wie wir oben gezeigt haben, im Gegensatz zum wirklichen Befund, mindestens vom unteren Mittellauf an, von der Erosion beherrscht. Nebenflüsse, die dem Hauptfluß in einem Talabschnitt zufließen, der nicht einer Aufschotterung unterliegt, stehen weiterhin, im Gegensatz zum wirklichen Befund, unter Erosionsvorgängen. Sie führen, da ihre Gefällsverhältnisse von der Kippung nicht direkt beeinflußt sind, dem Hauptfluß die gleiche Geröllmenge zu wie vor der Kippung, und können damit den Hauptfluß, dessen Gefälle durch die Kippung vermindert ist, zur Aufschotterung zwingen. Wo auch immer die Aufschotterung des Hauptflusses einsetzt, stets müssen die Gerölle solcher Nebenflüsse, also Gesteinsmaterial seines mittleren Einzugsgebiets stark vorherrschen gegenüber dem Gesteinsmaterial aus seinem eigenen oberen Einzugsgebiet, aus dem infolge der Gefällsminderung weniger Schuttmaterial als vor der Kippung verfrachtet wird. Die auf diese Weise im Haupttal gebildeten Schotter unterscheiden sich von den diluvialen unbedingt dadurch, daß die Gesteine des mittleren Einzugsgebiets unverhältnismäßig stark gegenüber denen des oberen Einzugsgebiets vertreten sind. Die letzteren können niemals, wie es in Wirklichkeit der Fall ist, noch im Unterlauf von 80—100 km langen Flußläufen mit 50% an der Schotterbildung beteiligt sein.

Hebung mit Kippung muß also aus verschiedenen Gründen als Ursache für die diluviale Aufschotterung ausscheiden.

2. Kontinentale Senkung. Senkung, also relatives Steigen des Meeresspiegels führt stets, im Flach- wie im Steilküstengebiet mit tief eingeschnittenen Tälern, zu einem Untertauchen des untersten Talstückes unter das Meer, zu einer Verlagerung der Flußmündung talaufwärts. Der Fluß mündet dann, nachdem der einer älteren unteren Erosionsbasis angepaßte gefällsärmste Auslauf versunken ist, mit einem zu starken Gefälle; er wird bestrebt sein im Anschluß an die talaufwärts verschobene untere Erosions-

basis einen neuen gefällsärmsten Auslauf resp. eine neue ausgeglichene Gefällskurve herzustellen, er wird also wie im ersten Fall rückwärts erodieren. Eine Aufschotterung findet, abgesehen von dem versunkenen Teil, im ganzen Talgebiet nicht statt. Dasselbe gilt im Prinzip natürlich auch für jeden Fluß, der nicht direkt ins Meer mündet, wenn das ganze von ihm durchflossene Gebiet eine Senkung erfährt. In diesem Falle wird die Grenze der sinkenden Scholle nicht mit dem Mündungsgebiet des Flusses in einen größeren Strom zusammenfallen; ein beliebiger, das Mündungsgebiet mit einschließender Talteil auch dieses Stromes wird von dem Vorgang betroffen, ohne daß aber für den einmündenden Fluß prinzipiell andere als die oben abgeleiteten Folgeerscheinungen eintreten müßten. Ob die Senkung schnell oder langsam erfolgt, stets muß das Talgebiet des einmündenden Flusses von der Erosion beherrscht werden. Dasselbe gilt für den Hauptfluß oberhalb des Senkungsgebietes. Die durch verstärkte Erosion reichlicher geförderten Geröllmassen wird der Hauptfluß im Talteil über der sinkenden Scholle, der einmündende Fluß im Mündungsgebiet und dem untersten Teil des Unterlaufs aufschütten. Es kommt also zu lokalen, mit den diluvialen in keiner Weise zu vergleichenden Aufschotterungen, wie wir sie bei Besprechung des Einflusses, den orogenetische Bewegungen auf die Tätigkeit der Flüsse haben, noch näher kennen lernen werden.

Ist die Senkung eine ungleichmäßige, so daß in einem Fall die der Mündung näheren, im anderen die der Mündung ferneren Gebiete um einen größeren Betrag gesenkt werden, so spielen sich in den Tälern prinzipiell die gleichen Vorgänge ab, wie wir sie oben bei den zwei Formen einer Hebung mit Kippung dargestellt haben. Der einzige Unterschied besteht darin, daß die vom Mündungsgebiet rückwärtsschreitende Erosion bei Hebungsvorgängen ein größeres Ausmaß erreicht als bei Senkungsvorgängen. Auch kontinentale Senkung in ihren verschiedenen Formen scheidet aus.

Kontinentale Bewegungen können also für sich allein niemals zu einer Aufschotterung der Talböden führen, die in der regionalen Verbreitung und in der petrographischen Zusammensetzung der Schotter mit der diluvialen Aufschotterung verglichen werden kann.

Sind kontinentale Bewegungen im Verein mit Klimaänderungen, die als ihre Folge- oder Begleiterscheinung auftreten, imstande,

eine der diluvialen entsprechende Aufschotterung einzuleiten, so haben nicht die kontinentalen Bewegungen, sondern es hat die Klimaänderung als direkte und entscheidende Ursache für die Aufschotterung zu gelten. Denn kontinentale Bewegungen können, wie wir gesehen haben, ohne gleichzeitige Klimaänderung nicht zu entsprechenden Aufschotterungen führen und eine Aufschotterung bedingende Klimaänderung kann auch durch andere Ursachen als durch kontinentale Bewegungen bedingt werden. Kontinentale Bewegungen im Verein mit Klimaänderung als mögliche Ursache einer Aufschotterung ist also nicht hier, sondern unter den Einflüssen klimatischer Änderungen auf die Tätigkeit der Flüsse zu erörtern.

II. Der Einfluß orogenetischer Bewegungen auf die Tätigkeit der Flüsse

Der Einfluß orogenetischer Bewegungen, unter denen wir hier Hebungen und Senkungen von lokalem Charakter begreifen, auf die Tätigkeit des fließenden Wassers, kann naturgemäß je nach dem, welcher Teil des Tales betroffen wird, ein sehr verschiedener sein.

1. Senkung und Hebung im Unterlauf. Senkung im Unterlauf führt ebenso wie eine kontinentale Senkung stets zu einer rückwärts schreitenden Erosion.

Hebung im Unterlauf wirkt, wenn das Einschneiden des Flusses nicht mit ihr Schritt halten kann, auf den betroffenen Teil des Unterlaufs gefällsmindernd. Es kann ein anormaler (im Sinne einer ausgeglichenen Gefällskurve) Gefällsknick sich herausbilden, den der Fluß durch Aufschotterung hinter und teils auf der in Hebung begriffenen Scholle zu beseitigen bestrebt sein wird. Die aufsteigende Scholle bildet die zunächst wichtigste untere Erosionsbasis für den Mittel- und Oberlauf des Flusses, sie veranlaßt eine im Mittellauf einsetzende und gegen das Quellgebiet fortschreitende Erosion; aus dem von dieser Erosion geförderten Geröllmaterial können in längeren Zeiträumen, bei anhaltender Hochbewegung im Unterlauf sich im Talgebiet hinter der im Aufsteigen begriffenen Scholle auch mächtigere Schottermassen ansammeln, welche die von der Mündung aus durch das Hebungsbereich rückwärts greifende Erosion in einer späteren Phase zum größten Teil oder völlig wieder ausräumen wird. Es handelt sich auf jeden Fall nur um eine lokal beschränkte Aufschotterung, lokal

sowohl in bezug auf die Verbreitung in verschiedenen Flußgebieten als in bezug auf die Verbreitung im Talgebiet des einzelnen Flusses. Sie ist unbedingt, im vollen Gegensatz zum diluvialen Befund, mit gleichzeitigen Erosionsvorgängen im Mittellauf verbunden und kann deshalb mit den regionalen diluvialen Aufschotterungen nicht verglichen werden.

2. Senkung und Hebung im Mittellauf. In ähnlicher Weise führen Senkungen und Hebungen im Mittellauf zu rein lokalen Aufschüttungen im Talgebiet.

Bei Senkung im Mittellauf ist der Fluß bestrebt durch Aufschotterung der entstehenden Depression sein Normalgefälle wiederherzustellen. Bei Schollenhebung im Mittellauf kommen die gleichen Vorgänge in Betracht, wie wir sie oben bei Schollenhebung im Unterlauf kennen gelernt haben. Nach dem Aufhören der Hebung stellt der Fluß, wenn keine neuen Komplizierungen eintreten, nicht nur seine alte, sondern infolge der zur Zeit der Hebung im hinteren Talgebiet wirksam gewesenen Erosion, eine ausgeglichene Gefällskurve her, wobei der größte Teil der hinter der aufgestiegenen Scholle abgesetzten Schotter ausgeräumt wird.

Zu lokalen Schotteransammlungen kann es schließlich auch im Unterlauf kommen, in dem Talabschnitt zwischen der Mündung und der in Hebung begriffenen Scholle. In diese Scholle wird rückwärtsschreitend eine kräftige Erosion eingreifen, die eine Überlastung des Unterlaufs mit Geröllmaterial und damit eine Aufschotterung zur Folge haben könnte. Diese Schotter würden außerordentlich wenig Geröllmaterial aus dem oberen Einzugsgebiet des Flusses enthalten, da diese Gerölle, wie wir gesehen haben, hinter der in Hebung begriffenen Scholle zur Ablagerung gelangen; die Aufschotterung des Unterlaufs müßte im Gegensatz zum diluvialen Befund¹⁴⁾ fast ausschließlich aus Geröllen derjenigen Gesteine bestehen, die im unteren Mittellauf resp. im Gebiet der aufsteigenden Scholle und im Unterlauf anstehen. Hebung im Mittellauf würde also die Bildung zweier getrennter, petrographisch sehr verschieden

¹⁴⁾ Die Bezeichnungen Mittellauf und Unterlauf im Zusammenhang mit der petrographischen Zusammensetzung von Schottern in diesen Talabschnitten gelten, wie ich zur Vermeidung von Mißverständnissen betone, nur für Flüsse von etwa 100, höchstens 150 km Lauflänge. Sie können im Rahmen unserer Erörterungen vielleicht auch noch für Flüsse von 150 bis 200 km Länge angewandt werden; nicht aber für größere Ströme, wie sie das zum Ausgangsgebiet unserer Untersuchung gewählte Thüringen ja auch nicht besitzt.

zusammengesetzter Schotterlager von durchaus lokalem Charakter zur Folge haben. In keinem Falle entstehen den diluvialen Aufschotterungen in den wesentlichen Merkmalen vergleichbare Ablagerungen.

3. Senkung und Hebung im Oberlauf. Eine Senkung, die das gesamte obere Einzugsgebiet betrifft, wird an den Gefällsverhältnissen und an der Geröllförderung des engeren Oberlaufgebietes zunächst wenig ändern, soweit wir von einer beträchtlichen Kippung absehen. Sie wird aber gegen den Mittellauf einen Gefällsknick hervorrufen, den der Fluß nicht ohne weiteres durch ein Ausgleichen des ganzen Mittellaufgefälles wird beseitigen können. Es wird sich am unteren Ende des Oberlaufs und am oberen Ende des Mittellaufs ein Gebiet sehr verminderten Gefälles herausbilden, in und hinter dem der Fluß durch Aufschotterung ein normales Gefälle herstellen wird. Das Geröllmaterial dazu liefert nicht nur die normale, derjenigen vor der Senkung gleiche Schuttförderung des Oberlaufs. Das infolge der Senkung entstandene flacher fallende Talstück bildet eine untere Erosionsbasis für den weiteren Oberlauf, und der Fluß wird bestrebt sein für diese neue Basis ein neues Normalgefälle des Oberlaufs herzustellen. Er wird also, da ein solches Normalgefälle sich nicht sogleich oder in gleichem Tempo mit der Senkung durch die alte Geröllzufuhr bilden kann, auch nach rückwärts erodieren, also die Geröllzufuhr steigern und damit schließlich über dem gefällschwachen Talstück durch Aufschüttung ein Normalgefälle herstellen. Auch hier bleiben die Wirkungen der orogenetischen Bewegung im betroffenen Talgebiet rein lokale; sie enden lange nach Aufhören des Senkungsvorganges, wenn die weitere Entwicklung des Tales nicht gestört wird, mit einer Erosion, der die zum Ausgleich aufgeschütteten Schotter zum größten Teil zum Opfer fallen.

Eine Hebung des oberen Einzugsgebietes verleiht dem oberen Teil des Mittellaufs den Charakter einer unteren Erosionsbasis für den weiteren Oberlauf. Stärkere, rückwärtsschreitende Erosion im Oberlauf und beträchtlichere Geröllförderung aus dem Oberlauf wird die Folge sein.

Kann die Erosion mit der Hebung nicht Schritt halten, so entsteht ein Gefällsknick, den der Fluß durch Aufschotterung beseitigt. Diese im oberen Teil des Mittellaufs abgelagerten Schotter werden mit ihrer Oberfläche steiler fallen als der Talboden, über dem sie aufgeschüttet sind; sie bilden gewissermaßen einen sehr

flach geböschten Schuttkegel, der in dem Mittellauf je nach dem Ausmaß der Hebung ziemlich weit talabwärts reichen kann. Auch hier schließt aber die lokale Beschränkung, wenn auch auf ein größeres Talstück, jeden Vergleich mit den diluvialen Schottern aus.

Hält die Erosion mit der Hebung Schritt, so daß in keiner Phase die Gefällskurve eine wesentliche Änderung zeigt gegenüber der vor dem Einsetzen der Hebung bestehenden Kurve, so wird dem Fluß während der Dauer der Hebung mehr Geröllmaterial zugeführt als vorher. Kann er das zugeführte Schuttmaterial nicht mehr bewältigen, d. h. vollständig aus dem Talgebiet hinausführen, so muß es zu Aufschüttungen im Talgebiet kommen, ohne daß der obere Teil oder überhaupt der Mittellauf dafür in besonderem Maße begünstigt wäre. Das ist der einzige Fall, in dem Schollenbewegungen zur Aufschotterung weiterer Talgebiete führen können. Wir werden zu prüfen haben, ob eine auf solchem Wege entstandene Aufschotterung den diluvialen Aufschotterungen entspricht.

Zunächst ist die Geröllförderung, deren Gesamtmasse natürlich nur von der Dauer und dem Ausmaß der Hebung abhängt, jederzeit eine beschränkte. Die Geröllförderung ist stetig, aber in jedem Moment relativ gering. Da der Fluß vor Einsetzen einer solchen durch Hebung bedingten Aufschotterung erodierte, — er floß im Anstehenden mit einer Gefällskurve, die, soweit sich aus den Gefällsverhältnissen der diluvialen Schottermassen resp. ihrer Basis in eingehender untersuchten Tälern heute erkennen läßt, noch nicht einer Nullkurve entsprach — also nicht nur das ihm zugeführte Schuttmaterial bewältigen, sondern auch noch das austehende Gestein in starkem Maße angreifen konnte, so besaß er also für den Abtransport größerer Geröllmassen sicher noch überschüssige Kraft. Stärkere Schuttfuhr brauchte nicht ohne weiteres zu einer Überlastung, zu dem für eine Aufschotterung nötigen Mißverhältnis zwischen Wasserkraft und Schuttmasse geführt zu haben: er brauchte nicht unbedingt aufzuschütten. Das ist um so wahrscheinlicher, als die Zunahme der Geröllförderung im Oberlauf nur eine beschränkte gewesen sein kann. Die dichte Bewachsung im oberen Einzugsgebiet — wir gehen aus obengenannten Gründen von den heutigen klimatischen Verhältnissen aus — gestattete den Wasserläufen nur das im engsten Talgebiet gelockerte Gesteinsmaterial fortzuführen. Die Talhänge waren durch Waldwuchs und vielfach durch eine schützende Grasnarbe der Materiallieferung mehr oder weniger entzogen; die geologischen Wirkungen starker

und plötzlicher Regengüsse wurden durch die Pflanzendecke außerordentlich gemildert. Ein Angreifen der Talhänge in stärkerem Maße durch Seitenerosion kommt für den Oberlauf mit seiner steileren Gefällskurve weniger in Betracht, hier muß stets Tiefenerosion die herrschende sein. Es ist aus diesen Gründen sehr unwahrscheinlich, daß allein durch eine solche Hebung und ihre Folgen die Geröllförderung eine derartige Steigerung erfahren konnte, daß sie über die Transportkraft des Flusses in Mittel- und Unterlauf hinausging und ihn zur Ablagerung im ganzen Talgebiet zwang.

Wer eine im Gefolge der Hebung eintretende Vermehrung der Niederschlagsmenge annehmen will — das setzt aber Hebungen von recht bedeutendem Ausmaß voraus, wie sie für unser Gebiet, in dem quartäre orogenetische Hebungen des oberen Einzugsgebiets sich bisher überhaupt nicht haben nachweisen lassen, zum mindesten sehr unwahrscheinlich sind — der wird wohl eine stärkere Erosion im Oberlauf und damit eine stärkere Geröllförderung, aber auch eine größere Transportkraft des nun wasserreicheren Flusses erhalten. Das Verhältnis zwischen Schottermasse und Wasserkraft braucht also auch dann nicht in einem für Aufschotterung unbedingt erforderlichen Maße verändert zu werden.

Weit ungünstiger müssen wir diese Möglichkeit als Ursache für die diluviale Aufschotterung beurteilen, sobald wir in eine Prüfung der Einzelheiten eintreten; sobald wir die notwendigen Folgen einer solchen vom Oberlauf ausgehenden Aufschotterung auf die petrographische Zusammensetzung der Schotter im Mittel- und Unterlauf, auf die Tätigkeit der Nebenflüsse und Bäche zur Zeit dieser Aufschotterung untersuchen und mit den der diluvialen Aufschotterung zu entnehmenden Tatsachen vergleichen.

Die diluvialen Schottermassen der Thüringer Flüsse setzen sich, wie wir oben gezeigt haben, im Mittellauf und im größten Teil des Unterlaufs zu etwa gleichen Teilen aus Gesteinsmaterial des oberen Einzugsgebiets und des Mittel- resp. Unterlaufs bis zur betreffenden Ablagerungsstelle zusammen. Es haben also zur Zeit der Aufschotterung auch der Mittel- und Teile des Unterlaufs resp. deren Einzugsgebiete viel mehr Schuttmateriale geliefert, als vor dem Beginn der Aufschotterungsperiode. Dieses Material kann nicht durch eine Erosion des Hauptflusses gefördert worden sein, da dieser zur Zeit der Aufschotterung seines Tales weder eine Tiefenerosion, noch eine Seitenerosion besessen haben kann. Als wesent-

lichste Lieferanten kommen ausschließlich die Wasserläufe in Betracht, die dem Hauptfluß im Mittel- und Unterlauf zuströmten. Diese Zuflüsse haben aber ihrerseits keine Hebung des Oberlaufes erfahren, so daß für sie zunächst gar keine Ursache zu verstärkter Geröllförderung vorhanden war. Das gilt für die kleinen, in steil fallenden Tälern dem Hauptfluß zueilenden Bäche für die ganze Dauer des Aufschotterungsvorganges: sie können als Schuttlieferanten stets nur eine sehr bescheidene, jedenfalls keine größere Rolle gespielt haben als zu der Zeit, als der Hauptfluß erodierte.

Wie mußte eine durch verstärkte Geröllzufuhr aus dem Oberlauf bedingte Aufschotterung des Haupttales auf die Nebenflüsse und die größeren Bäche wirken?

Solange die Aufschotterung das Mündungsgebiet solcher Zuflüsse nicht erreicht hatte, kann ihre Schuttförderung sich gegenüber der Zeit vor der Aufschotterung nicht vermehrt haben; alle Bedingungen waren die gleichen geblieben. Mit dem Einsetzen der Aufschotterung des Hauptflusses in ihrem Mündungsgebiet können sie dem Hauptfluß nur die gleiche Schuttmenge wie früher zugeführt haben, denn ein Grund zu stärkerer Erosion lag für sie noch nicht vor. Ihre Schuttförderung müßte also während eines gewissen Zeitraumes der Aufschotterungsperiode relativ viel geringer gewesen sein, als sie nach Ausweis der petrographischen Zusammensetzung der diluvialen Aufschotterungsmasse weiter unterhalb in Wirklichkeit gewesen ist. Die steigende Aufschotterung mußte natürlich auch den untersten gefällsarmen Talabschnitt der kleinen Zuflüsse, die ja, wie wir sahen, nur wenig Geröllmaterial lieferten, überdecken. Dadurch wurde die Mündung der Zuflüsse abgedrängt, im eigenen Tal talaufwärts verlegt. Da die Zuflüsse bestrebt sein mußten eine gleichmäßige Gefällskurve beizubehalten, mußte die Folge eine, wenn auch zunächst meist nur schwache, rückwärtsgreifende Erosion, und damit eine sich steigende Materiallieferung sein. War durch die über die alte Aue horizontal weit-ausgreifende Aufschotterung des Haupttales im Unterlauf resp. im Mündungsgebiet der Nebentäler ein Gefällsknick¹⁵⁾ entstanden, so mußte der Nebenfluß bestrebt sein durch Aufschüttung seines nun

¹⁵⁾ In Wirklichkeit wird natürlich ein Gefällsknick nicht entstehen können, weil mit dem Beginn seiner Ausbildung sofort wieder ausgleichende Vorgänge in der Fluß-tätigkeit einsetzen. Im Interesse einer klaren Erörterung mußten wir den kontinuierlichen Gesamtvorgang aber in seine wichtigsten Bedingtheiten, und damit in einzelne Phasen auflösen. Das Ergebnis ist davon völlig unbeeinflusst.

reichlicher herangeführten Schuttes über der Knickstelle wieder eine gleichmäßige Gefällskurve herzustellen. Solange die Aufschotterung im Haupttal anhielt, werden die Nebenflüsse und Bäche, deren Quellgebiet nicht in das gehobene oder sich hebende Gebiet reichte, die Hauptmasse des von ihnen geförderten, relativ geringen Schottermaterials zum Ausgleich im eigenen Unterlauf benützt haben müssen. Die reichliche Beteiligung von Gesteinen des Mittel- und Teilen des Unterlaufs an der Zusammensetzung der diluvialen Schotter bleibt also bei einer solchen durch Hebung im Oberlauf bedingten Aufschotterung unverständlich.

In vollem Gegensatz zur ehemaligen Wirklichkeit steht aber die ganze eben dargestellte Tätigkeit der Nebenflüsse während einer solchen Aufschotterung. Sie müßten mit Ausnahme des untersten Talstückes in ihrem ganzen Talbereich dauernd erodiert haben. In Wirklichkeit aber haben sie, wie Schotterterrassen und Schotterreste uns beweisen, ebenso wie der Hauptfluß zur Zeit der Aufschotterung des Haupttales akkumuliert; ihre Schotterterrassen ziehen ohne Gefällsknick in die entsprechenden Schotterterrassen des Haupttales, talaufwärts reichen sie gelegentlich bis in den Oberlauf hinein. Das gilt mit Ausnahme der kleinsten, für größere und kleinere Zuflüsse. Hier ist ganz augenscheinlich, daß zur Zeit der diluvialen Aufschotterung noch ein anderer Faktor wirksam war, daß eine noch so starke Hebung im oberen Einzugsbereich des Hauptflusses, selbst wenn sie das Haupttal weithin aufschottern könnte, keineswegs genügt.

Als alleinige oder wesentliche Ursache der diluvialen Aufschotterung kann eine Hebung des oberen Einzugsgebietes auch deshalb niemals in Anspruch genommen werden, weil eine solche Auffassung für die oberen Einzugsgebiete aller Flüsse, also für mehr oder weniger einheitliche, kleinere oder größere Krustenteile von sehr verschiedener tektonischer Stellung und Bedeutung eine gleichzeitige Hebung annehmen müßte.

Weder kontinentale noch orogenetische Bewegungen können als Ursache der diluvialen Aufschotterung angesehen werden. Selbst jede beliebige Kombination solcher Bewegungen kann niemals zu Aufschotterungen führen, die mit der diluvialen übereinstimmen in der regionalen Verbreitung, in der Mächtigkeit und in der

petrographischen Zusammensetzung der einzelnen Schotterzüge. Solche Bewegungen können nur dort, wo sie während einer diluvialen Aufschotterungsperiode wirksam waren, auf Verteilung und Mächtigkeitsverhältnisse der zur Ablagerung gelangenden Schotter lokal von Einfluß gewesen sein; sie können auch in Zeiten, in denen nicht regional aufgeschottert wurde, lokal zur Aufschotterung führen. Für die regionale diluviale Aufschotterung kommen sie auch als wesentliche Teilfaktoren nicht in Betracht, denn die wesentlichen Teilfaktoren einer regionalen, von verschiedenen Bedingungen abhängigen Erscheinung, müssen selbst in ihren Beziehungen zu dieser Erscheinung regionalen Charakter tragen.

b) Der Einfluß klimatischer Änderungen

I. Zunahme der Niederschlagsmenge

Eine Zunahme der Niederschlagsmenge wird die Erosionskraft der Flüsse, vor allem im stärker fallenden Oberlauf heben. Die Geröllförderung nimmt zu, gleichzeitig aber auch durch die stärkere Wasserführung die Transportkraft des Flusses, der nun in der Lage ist eine größere Geröllmasse als vorher abzutransportieren. Ob es zu einer Überlastung mit zugeführtem Schutt, also zur Aufschotterung kommen muß, ist sehr zweifelhaft, denn der Schutförderung sind engere Grenzen gezogen. Ein niederschlagsreiches, also humides Klima begünstigt den Pflanzenwuchs. Wald und Grasnarbe schützen die Talflanken und entziehen damit sehr wesentliche Teile des Talgebietes der direkten Schuttlieferung, wengleich sie infolge des Kriechens der Gehänge nicht vollständig ausgeschaltet sind. Ein humides Klima hindert in stärkstem Maße eine mechanische Verwitterung, die allein imstande ist eine reichliche Schutförderung in die Täler vorzubereiten. Vor dem Einsetzen der Aufschotterung hat der Fluß, wie sich aus den Diluvialprofilen für jedes Tal beweisen läßt, erodiert; d. h. seine Wassermenge genügte bei den vorhandenen Gefällsverhältnissen nicht nur die aus den Bachoberläufen zugeführten Geröllmassen aus seinem Talgebiet fortzuführen, sie ermöglichte ihm auch noch sein Bett in die Tiefe und nach den Seiten hin auszuweiten. Eine weitere Zunahme seiner Wassermenge infolge reichlicherer Niederschläge muß die Wasserkraft gesteigert haben und der vorhandene und neu dazu gewonnene Überschuß an Kraft gegenüber der Schuttfuhr kann nicht durch die mit der größeren Niederschlagsmenge eingetretene Verstärkung der Geröllförderung aus dem Oberlauf über-

lastet worden sein. Der Übergang von der Erosion zur Aufschotterung kann nicht mit einer Zunahme der Niederschlagsmenge allein erklärt werden.

Will man tektonisch bedingte Änderungen des Gefälles zu Hilfe nehmen, so scheidet zunächst Hebung des oberen Einzugsgebiets zwecks Verstärkung der Erosion und Hebung der Schuttzufuhr in den Mittellauf aus oben genannten Gründen aus. Nicht besser steht es mit der zweiten Möglichkeit, tektonische Vorgänge als gleichzeitig wirkende Ursache zur Aufschotterung zu betrachten, einer tektonisch bedingten Abnahme des gesamten Gefälles, die nur durch eine kontinentale Kippung erreicht werden könnte. Eine solche Kippung ändert die Gefällsverhältnisse der Flüsse in sehr verschiedenem Grade, je nach dem in welchem Winkel die Flußrichtung zur Kippungsachse liegt. Da Flüsse, die parallel zur Kippungsachse fließen, gar nicht, oder wie früher erörtert, nicht im Sinne einer Aufschotterung beeinflußt werden, kann dieser Vorgang niemals zu einer regional verbreiteten Aufschotterung führen. Außerdem müßte eine Minderung der Wasserkraft durch Verringerung des Gefälles gleichzeitig eine Minderung der Erosion im oberen Einzugsgebiet und damit eine Minderung der Schuttzufuhr herbeiführen, so daß auch von diesem Gesichtspunkt aus die Voraussetzungen zu einer Aufschotterung nicht gegeben sind. Da die Geröllzufuhr derjenigen Flüsse, die von der Kippung in ihren Gefällsverhältnissen nicht direkt beeinflußt sind, keine Abnahme erfahren hat, so kann der Hauptfluß in einzelnen Talgebieten stark von den Geröllmassen solcher Zuflüsse belastet werden. Kommt es zur Geröllablagerung im Talgebiet, so entstehen Schotter, an denen das Gesteinsmaterial des oberen Einzugsgebiets des Hauptflusses sehr gering beteiligt ist, die also in ihrer petrographischen Zusammensetzung von den diluvialen Schottern ganz verschieden sind.

Nur gleichzeitige Gefällszunahme im Oberlauf und Gefällsabnahme im Mittel- und Unterlauf könnte in Begleitung einer Vermehrung der Niederschläge eine Aufschotterung einleiten; und diese Gefällsänderungen müßten nach Ausweis der petrographischen Zusammensetzung der diluvialen Schotter und der Verbreitung der diluvialen Aufschotterung in allen großen und kleinen Tälern eingetreten sein. Daß das unmöglich ist, braucht nicht ausführlich bewiesen zu werden. Tektonische Vorgänge als Hilfsfaktoren scheiden demnach aus.

Der Versuch, die diluviale Aufschotterung allein aus einer Zunahme der Niederschlagsmenge erklären zu wollen, scheidet schließlich an folgenden Tatbeständen.

Eine gleiche Zunahme der Niederschlagsmenge resp. der Wassermenge in den Bachläufen muß in den Bächen des stärker fallenden Oberlaufs eine bedeutendere Erosionswirkung haben, als in den flacher fallenden Zuflüssen, die der Hauptfluß aus dem Einzugsgebiet seines Mittel- und Unterlaufs empfängt. Die Geröllförderung des Oberlaufs würde also schon wegen der primären Gefällsunterschiede in höherem Maße zunehmen, als die der Nebentäler des Mittel- und Unterlaufs. Sie muß eine weitere Steigerung dadurch erfahren, daß im höher gelegenen Oberlaufgebiet die Niederschlagsmenge gegen früher prozentual stärker zunimmt¹⁶⁾ als im Vorland, dem auch das Einzugsgebiet des Mittel- und Unterlaufs zugehört. Kommt es zu einer Überlastung des Flusses mit Gesteinsschutt und damit zur Aufschotterung, so führt die weitere Entwicklung für die Nebentäler des Mittel- und Unterlaufs und ihre Geröllförderung zu ähnlichen Erscheinungen, wie wir sie oben bei Behandlung der orogenetischen Hebung besprochen haben. Da der aufschotternde Hauptfluß im Mittel- und Unterlauf nicht erodieren kann, so fällt die Schuttlieferung aus diesem Gebiet den seitlichen Zuflüssen allein zu. Ihre im Verhältnis zu der des Oberlaufs relativ wenig gesteigerte Erosionskraft kann unter den Hemmungen des humiden Klimas nicht diejenigen Geröllmassen aus Gesteinen des Mittellaufs geliefert haben, die wir in diluvialen Schottern antreffen. Würden sie durch die im Gefolge der Aufschotterung des Haupttales einsetzende rückwärtsschreitende Erosion (vgl. darüber das oben S. 37 Gesagte) diese Geröllmassen doch haben liefern können, dann hätten sie nicht gleichzeitig vom Unterlauf bis zum unteren Oberlauf aufschottern können, wie es in Wirklichkeit der Fall gewesen ist.

Es kann also eine Zunahme der Niederschlagsmenge, selbst unter der unbewiesenen Annahme, daß sie zur Aufschotterung führen mußte, Art und Ausdehnung der diluvialen Aufschotterung nicht erklären. Im übrigen gibt es meines Wissens gegenwärtig auf der Erde kein Gebiet, in dem bei ähnlichen orographischen

¹⁶⁾ Von der allgemeinen Beschränkung der Geröllförderung aus dem Oberlauf infolge dichter pflanzlicher Überwachsung des gesamten Einzugsgebietes sehen wir hier, wo an optimalen Verhältnissen zunächst die Möglichkeit einer regionalen Aufschotterung zu prüfen ist, ab.

Verhältnissen, wie sie Thüringen heute besitzt oder im Eiszeitalter besaß, unter einem ausgesprochen humiden Klima eine Aufschotterung der Flußtäler im Gange wäre.

In dieser Ablehnung einer Vermehrung der Niederschlagsmenge als Ursache einer Aufschotterung bin ich einer Meinung mit v. Staff¹⁷⁾, der darüber folgendes ausführt: „Wir haben ja genügend feuchtheiße Tropengegenden zur Gegenwart, indessen ist von einer intensiven Überschotterung daselbst bisher nicht viel verlautet. Sandbank und Schotterfeld sind vielmehr auf der heutigen Erdoberfläche überall ein Ausdruck jahreszeitlich stark wechselnder Wasserführung der Talbetten und erweisen sich von der absoluten Niederschlagshöhe der Gegend als weitgehend unabhängig. Im Gegensatz zur Pluvialhypothese kann sogar direkt ausgesagt werden, daß ein halbarides Steppenklima offenbar das Geröll fördernde Milieu darstellt. Der Zufall hat mir von Ungarn bis zur Dobrogea, in Kleinasien, in dem steppenreichen Süden der Vereinigten Staaten wie in Mexiko und auch in Afrika eine Reihe von typischen Steppen und Halbsteppen gezeigt, und der allgemeine Eindruck dieser Erinnerungsbilder läßt mich gegen die Notwendigkeit der Annahme einer speziellen Pluvialperiode für jede Überschotterung irgend eines Gebietes stimmen. Nicht als veranlassenden, sondern nur als zeitsparenden, d. h. bis zu gewissem Grad mit der Zeitdauer des Prozesses vikariierenden Faktor möchte ich die absolute Niederschlagshöhe ansehen.“

II. Abnahme der Niederschlagsmenge

Mit einer Abnahme der Niederschlagsmenge ist ein allgemeiner Rückgang der pflanzlichen Überwachsung verbunden. Die chemische Verwitterung, ein Charakteristikum des humiden Klimas tritt mehr und mehr zurück. Die Niederschläge fallen mit Zunahme des Trockenklimas besonders ungleichmäßig über das Jahr verteilt, sie sind auf bestimmte Zeiten vorzugsweise beschränkt, und gehen vielfach in plötzlichen und starken Regengüssen nieder. Die spärliche Bewachsung bietet dem Boden keinen Schutz mehr gegen die abschwemmende Kraft solcher Regenfälle, die feinerdigen Böden werden weithin abgespült und dünn überwachsene oder ganz freiliegende Gesteinsmassen sind einer mechanischen Verwitterung ausgesetzt. Loser Gesteinsschutt überkleidet die Hänge und die

¹⁷⁾ H. v. Staff, Beiträge zur Geomorphogenie und Tektonik Deutsch-Ostafrikas. I und II. Archiv f. Biontologie, Bd. III, H. 3, 1914.

Flanken der Täler; er wird von seltenen, aber kräftigen Regengüssen talwärts verfrachtet. Hier überlastet er Flüsse und Bäche, die nur in Zeiten starker Wasserführung das Material weiterführen können, während des größten Teiles des Jahres aber nur als schmale, viel vergabelte Wasseradern über dem Schotterfeld des Tales fließen und nur Sand, tonige Trübe und kleinstes Geröllmaterial bewegen. In solcher wasserarmen Zeit werden Sand- und Kiesbänke über und zwischen groben Schottermassen ausgebreitet, grobschottrige Massen werden durchspült und ihr feinsandiges Zwischenmittel fortgeführt — im Ilmkieslager zu Süßenborn trifft man nicht selten grobgepackte Schotter mit spärlichem oder fehlendem Zwischenmittel — feinste Partikelchen an Ton und klastischem Material werden in schwach durchströmten „Altwasserrinnen“ als Auemergel abgesetzt. Neue Hochwässer, die mit starker Zufuhr neuen Schuttmaterials verbunden sind, überschütten die in einer wasserärmeren Zeit differenzierte ältere Schuttmasse mit neuem Gesteinsmaterial, sie rollen und schieben gewaltige Schuttmassen talwärts unter teilweiser Aufarbeitung des mit einem früheren Hochwasser gebrachten Geröllmaterials. Auemergel werden unter dem Druck der plötzlich über sie hereinbrechenden Massen an ihrer Oberfläche stark verpreßt und es entsteht, wie ich im Kieslager von Süßenborn wiederholt beobachtet habe, eine merkwürdige Verzahnung oder Verfaltung mit den überlagerten Geröllmassen.

Aus diesen Vorgängen, die in Talgebieten des halbariden Klimas herrschend sind, wäre die diluviale Aufschotterung, das wechselvolle Bild der diluvialen Schotterprofile wohl zu verstehen. Denn nur in diesem Klima treffen wir für das gesamte Talgebiet die Hauptvoraussetzung für jede Überschotterung verwirklicht: Die unbedingte Überlastung des Flusses mit Gesteinsschutt. Kaum weniger wichtig ist der unter solchen klimatischen Verhältnissen herrschende jahreszeitliche Wechsel in der Wasserführung. Mit v. Staff a. a. O. Anm. 17 teile ich die Auffassung, „daß periodisch wechselnde Wasserführung die Überschotterungstendenz eines Flusses wesentlich steigert.“ Daß wir für die diluvialen Aufschotterungsperioden mit starken Schwankungen in der Wasserführung rechnen müssen, beweisen die sehr wechselvollen Profile der Schotter und Kiese; beweisen für einen speziellen Fall Zweigstückchen und Kapseln von Characeen, die ich in einer Auemergelschicht im Süßenborner Kieslager gefunden habe. Die „Altwasser-

rinne“, in der diese Auemergel sich bildeten, kann selbstverständlich nur dann so lange bestanden haben, daß Characeen heranwachsen konnten, wenn der ganze Fluß längere Zeit wasserarm war. Denn eine mit stärkerer Wasserführung verbundene Phase des Schottertransports resp. der Aufschotterung oder Schotterausbreitung greift über die ganze Talaue hinweg; die Hauptstromrichtung wird infolge ständiger Aufschotterung und Verbauung zeitweiliger Abflußrichtungen dauernd abgeändert, es kann in einer solchen Phase keine Stelle der eigentlichen Talaue geben, in der ungestört im gleichmäßig strömenden Wasser nur Auemergel gebildet werden. Der starke Wechsel in der Korngröße der einzelnen Schichten und Schichtlinsen diluvialer Aufschüttungen in horizontaler und vertikaler Richtung deutet nicht nur auf einen viel vergabelten Fluß, der gleichzeitig, je nach der Stromstärke der einzelnen Arme, Schotter oder Sand aufschüttete, er beweist unbedingt einen starken periodischen Wechsel in der Wasserführung des Flusses, wie er humiden Klimaten fremd, halbariden Klimaten durchaus eigentümlich ist.

Ein halbarides Klima¹⁸⁾ erfüllt also die wichtigsten Voraussetzungen für das Entstehen regionaler Aufschotterungen. Tektonischer Hilfsfaktoren bedarf es dabei nicht. Die Höhe und die Verteilung der Niederschläge, die ein solches Klima charakterisieren, genügen aber noch nicht vollständig, um die diluviale Aufschotterung in allen ihren Eigenschaften zu erklären.

In einem halbariden Klima müssen alle höher liegenden Gebiete, die ja zumeist die Quellen resp. die oberen Einzugsgebiete der größeren Wasserläufe tragen, in unserem Falle also vor allem der Thüringer Wald, noch die relativ größte Niederschlagsmenge empfangen. Bei ihnen muß die pflanzliche Überwachsung — das zeigen alle Bergländer und Gebirge von Mittelgebirgshöhe im Bereich heutiger gemäßigter und warmer halbarider Klimate — noch am relativ stärksten, die Einwirkungen einer mechanischen, schuttfördernden Verwitterung am relativ schwächsten sein. Solche Gebiete können innerhalb der Verbreitung eines halbariden Klimas überhaupt dauernd vollhumiden Charakter bewahren, sie stehen mehr oder weniger unter dem Einfluß einer chemischen Verwitterung und die Geröllförderung der Quellbäche aus einem solchen Gebiet kann nur eine

¹⁸⁾ Auf die Bedeutung eines „regenarmen kontinentalen“ Klimas für die Abtragung hat im Hinblick auf die präalluvialen Vorgänge in unseren Flußtälern mit Nachdruck vor allem Olbricht a. a. O. Anm. 9 hingewiesen.

relativ geringe sein. Ein aus dem heutigen durch beträchtliche Abnahme der Niederschlagsmenge hervorgehendes Klima würde also in den Tälern zu Schotterablagerungen führen müssen, in denen Gesteine des oberen Einzugsgebiets gegenüber denen des Mittel- und Teilen des Unterlaufs eine relativ geringe Rolle, jedenfalls niemals die Rolle spielen würden, wie die Thüringer-Waldgesteine in den diluvialen Schottern der vom Thüringer Wald kommenden Flüsse. Wir treffen aber noch in diluvialen Schottern, die bis 80 km vom Fuß des Thüringer Waldes entfernt liegen, die Gesteine des Gebirges zu 50% beteiligt. Das setzt eine ganz gewaltige Schuttzufuhr aus dem Oberlauf voraus, eine außerordentlich viel stärkere Schuttzufuhr und damit stärkere mechanische Verwitterung als für die Gebiete des Mittel- und Unterlaufs. Hier besteht zwischen dem tatsächlichen Befund und den geologischen Wirkungen eines gemäßigten halbariden Klimas also ein durchgreifender Unterschied. Aus diesem Grund können die diluvialen Aufschotterungen Thüringens, die petrographisch prinzipiell gleich zusammengesetzt sind, niemals entstanden sein in einer hochinterglazialen Steppenphase, die nach Wüsts Ansicht die zwei Waldphasen eines Interglazials trennen soll.

3. Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung

a) Das Klima der Aufschotterungsphasen

Es bedarf zur Entstehung von Schotterlagern, die unseren diluvialen in der petrographischen Zusammensetzung entsprechen, außer einem halbariden Klima also unbedingt noch eines weiteren Faktors, der eine mechanische Verwitterung in den höher gelegenen Gebieten, also den oberen Einzugsgebieten der Flüsse stärker wirken läßt als im tiefer gelegenen Vorland. Tektonische Bewegungen können dafür nicht in Betracht kommen; keine kann für die diluviale Zeit das Höhenverhältnis zwischen Bergland und Vorland so ändern, daß unter einem halbariden Klima im Bergland die Niederschlagsmenge geringer, die mechanische Verwitterung stärker werden müßte als im Vorland. Es kommt ausschließlich ein Temperaturrückgang in Frage, der naturgemäß in größeren Höhen sich stärker geltend machte, da dort die Bewachsung unter seinem Einfluß am stärksten zurückgehen, Frostwirkung als stärkstes Mittel mechanischer Verwitterung die freiliegenden Gesteinsmassen am stärksten angreifen mußte,

Damit kommen wir zu einem kalten, trockenen Klima als unbedingte Voraussetzung für die diluviale Aufschotterung.

Ein derartiges Klima kann nur während einer Vereisung in Mitteleuropa resp. im nicht vereisten Gebiet Mitteleuropas geherrscht haben. Daß zu Zeiten einer großen Ausdehnung der Inlandeismassen das Klima im weiteren Vorland während des größten Teils des Jahres kalt und rauh gewesen sein muß — der mit der Absicht, die klimatischen Wirkungen des Inlandeises als recht geringfügig hinzustellen, oft wiederholte Vergleich der gewaltigen nordischen Inlandeismasse mit kleinen in die Baumzone hineinreichenden Eisströmen der Gegenwart, ist absurd — ist ohne weiteres einleuchtend; wir werden weiter unten diluviale Verwitterungserscheinungen kennen lernen, die den weitgreifenden klimatischen Einfluß illustrieren. Daß das Klima zur Zeit einer Vereisung auch trocken gewesen sein muß, geht aus folgendem hervor. Die Luft über dem Inlandeis erfuhr gegenüber der Luft über dem nicht vereisten Gebiet eine beträchtliche Abkühlung, es entwickelte sich über dem Eis eine thermische Antizyklone, aus der nach den Seiten die kalte, schwere Luft in das Vorland abströmte. Dieser Luftabfluß vom Eise wurde naturgemäß durch eine Luftzufuhr ersetzt, und diese zufließende Luft muß, da sie letzten Endes ja aus einem nicht vereisten, also wärmeren Gebiet gekommen sein muß, vor ihrem Übertritt auf die Eismassen wärmer gewesen sein als die später vom Eise abströmende Luft. Luft, die wärmer ist als der Boden, über dem sie sich befindet, gibt ihren Wasserdampf indem sie über kalte Flächen hinstreicht, bekanntlich zum größten Teil in Form von Tau oder Reif ab. Von den kalten Flächen, in unserem Falle dem Inlandeis, kann also nur wasserdampfarme Luft abströmen, es müssen trockene Winde das Vorland des Inlandeises weithin beherrscht und zur Ausbildung eines Trockenklimas geführt haben.

Dieses für die diluviale Aufschotterung in Thüringen als notwendig erwiesene kalte Trockenklima stimmt völlig mit dem Klima überein, daß Weber¹⁹⁾ auf Grund der diluvialen Pflanzenfunde für die Zeit einer Vereisung erschlossen hat. Er schreibt: „Als die Eiszeiten ihre volle Wirksamkeit entfaltet hatten, herrschte in dem nicht vereisten Teile Mitteleuropas ein glaziales Klima, dessen

¹⁹⁾ C. Weber, Die Mammutflora von Borna. Abhandl. Nat. Ver. Bremen. 23. 1914.

Kennzeichen niedrige Winter-, verhältnismäßig hohe Sommer-temperaturen und niedrige Niederschläge bei vorherrschend östlichen und südöstlichen Winden waren. Sein glazialer Charakter trat um so stärker hervor, je tiefer die Temperaturerniedrigung war und je länger sie dauerte.“ Dieses Klima, das auch Nathorst²⁰⁾ für die Eiszeiten auf Grund der diluvialen Pflanzenfunde annimmt, ist bis auf die Windverhältnisse, für die ich für die südlich dem Inlandeis vorgelagerten Teile Mitteleuropas in Übereinstimmung mit Enquist²¹⁾ doch das Vorherrschen einer nordöstlichen Komponente betonen möchte, dasselbe, das wir zur Aufschüttung von Schottern von der Ausdehnung und der petrographischen Zusammensetzung der diluvialen in Anspruch nehmen müssen^{21a)}.

²⁰⁾ G. Nathorst, Neuere Erfahrungen von dem Vorkommen fossiler Glazialpflanzen und einige darauf besonders für Mitteldeutschland basierte Schlußfolgerungen. — Geol. Förening. i Stockholm Förbandl. April 1914.

²¹⁾ Fr. Enquist, Der Einfluß des Windes auf die Verteilung der Gletscher. — Bull. of the geol. Institut of Upsala, Vol. XIV, 1917.

^{21a)} In einem kalten Trockenklima, das ein „Herabsteigen der Schuttregion“ und ein „Ablegen des Pflanzenkleides“ bedingte, sieht auch Sölch, wie ich einer mir erst während des Druckes zugänglich gewordenen sehr wichtigen Arbeit (J. Sölch, Beiträge zur eiszeitlichen Talgeschichte des Steirischen Randgebirges und seiner Nachbarschaft. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde, Bd. 21, H. 4, 1917) entnehme, in Übereinstimmung mit Böhm v. Böhmersheim die wesentlichste Ursache zur diluvialen Aufschotterung. Auch er lehnt eine interglaziale Entstehung regional verbreiteter diluvialer Aufschotterungen ab. Von hohem Interesse sind seine Ausführungen über die alluviale Aufschüttung in den Tälern des Steirischen Randgebirges und seiner Nachbarschaft. Schon im Gebirge, vor allem aber „im tieferen Vorland an der Außenseite der Alpen“ ist es zu teilweise sehr mächtigen alluvialen Aufschüttungen in den Flußtälern gekommen. Inwieweit an diesen alluvialen Aufschüttungen umgelagertes diluviales Schottermaterial beteiligt ist, bleibt wohl noch zu entscheiden. Die alluviale Aufschüttung im Vorland steht jedenfalls, da sie nach Sölch auf „die zwar nur langsam erfolgende, aber fortdauernde weiträumige Einkrümmung (Festlandseinbiegung) der Pannonischen Niederung“ zurückgeht, also tektonisch bedingt ist, mit unseren Ausführungen auf S. 13 in Einklang. Die dort gebrauchte Bezeichnung für derartige alluviale Aufschüttungen in der Hauptmasse frisch zugeführten Geröllmaterials als „lokal recht beschränkte Ausnahmen“ kann natürlich, wie überhaupt unsere Ausführungen auf S. 13 nicht wesentlich über den Rahmen des deutschen Mittelgebirgslandes hinaus Gültigkeit beanspruchen. Von prinzipieller Bedeutung und ganz im Sinne unserer Auffassung ist schließlich, daß zwischen den alluvialen und den diluvialen Aufschüttungen des von Sölch untersuchten Gebietes sich ein wesentlicher Unterschied findet: Die diluviale Aufschüttung nimmt flußaufwärts, die alluviale flußabwärts an Mächtigkeit zu. Sölch sieht den Grund für diesen Unterschied, und auch hier wird man ihm beistimmen, darin, daß die Ursache zur diluvialen Aufschüttung von oben her (kaltes Trockenklima und seine Wirkung), die Ursache zur alluvialen Aufschüttung von unten her (Einkrümmung der Pannonischen Niederung) wirkte.

b) Die Verwitterungserscheinungen des glazialen Klimas und ihre Bedeutung für den Aufschotterungsvorgang

Daß in einem solchen glazialen Klima das nicht vereiste Gebiet unter dem Einfluß einer starken mechanischen Verwitterung stand ist selbstverständlich und im Verlauf der letzten 15 Jahre immer klarer erkannt worden. Wir haben in Mitteleuropa, vor allem im weiteren Vorland der ehemaligen nordischen Vereisung Bodenformen und Einzelzüge im Landschaftsbild, wie sie heute nur in polaren und subpolaren Gebieten entstehen. Lozinski²²⁾ hat wohl zuerst auf die räumlichen und zeitlichen Beziehungen zwischen den Felsenmeeren in Mitteleuropa und dem Ausdehnungsbereich der nordischen Vereisung hingewiesen, er hat die Blockfelder, die unter unserem heutigen Klima nicht entstehen, mit Recht auf eine ehemals gesteigerte Wirksamkeit des Spaltenfrostes zurückgeführt. Wir sehen in diesen Block- und Felsenmeeren die letzten, räumlich zum Teil weitgetrennten Zeugen einer mechanischen Verwitterung, die im ganzen weiten Randgebiet der nordischen Vereisung auch in tiefer²³⁾ gelegenen Gegenden wirksam gewesen und in hohem Maße zur Schuttbildung geführt haben muß. Daß solche Schuttmassen gegen die Täler hin sich in gleitender Bewegung befunden haben und zur Überlastung der Wasserläufe mit Gesteinschutt haben führen müssen, ist selbstverständlich. Jeder Regenguß und vor allem die Schneeschmelze im Frühjahr müssen bei der dünnen oder fehlenden Pflanzenschutzdecke gewaltige Gesteinsmassen abtransportiert haben. Außer solchen periodischen und natürlich stärksten Schuttförderungen ins Talgebiet ist aber noch mit einer, in gewissem Maße dauernden, gleichmäßigeren Zufuhr zu rechnen. Salomon²⁴⁾ hat auf „die Bedeutung der Solifluktion für die Erklärung deutscher Landschafts- und Bodenformen“ aufmerksam gemacht und den Einfluß dieser heute auf polare und

²²⁾ W. v. Lozinski, Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. *Compte Rendu du XI. Congrès géol. International*, 1910.

²³⁾ Nathorst (a. a. O. Anm. 20) hält es auf Grund der klimatischen Verhältnisse während der Eiszeit, wie sie sich aus den diluvialen Pflanzenfunden erschließen lassen, für wahrscheinlich, daß „wenigstens diejenigen Teile des zwischen den nordischen und alpinen Eismassen befindlichen Gebiets, die sich in einer Meereshöhe von mehr als 200 m befinden, während des Maximums der Vereisung oberhalb der Baumgrenze gelegen waren“.

²⁴⁾ W. Salomon, Die Bedeutung der Solifluktion für die Erklärung deutscher Landschafts- und Bodenformen. *Geol. Rundschau*, Bd. VII, H. 1/2, 1916.

subpolare Gebiete beschränkten Solifluktion während der Diluvialzeit auf deutschem Boden an Blockströmen im Odenwald und besonders am Königsstuhl in der unmittelbaren Umgebung Heidelbergs aufgezeigt. Die relativ recht tiefe Lage einiger dieser Blockströme zeigt, daß die Solifluktion und damit überhaupt die Wirkungen des eiszeitlichen Klimas keineswegs nur auf die höheren Teile der Mittelgebirge beschränkt war, daß auch die Hänge in tieferen Lagen unter ihrem Einfluß standen. Das Fließen des Bodens, Gleitbewegungen zerwitterter Schuttmassen, die in polaren und subpolaren Gebieten durch den „Wechsel von Auftauen und Gefrieren“ der oberen Bodenpartien über einem gefrorenen unbeweglichen Untergrund vor allem bedingt sind, müssen in weiten Teilen des nicht vereisten Mitteleuropa zur Zeit einer Vereisung eine bedeutende Rolle gespielt haben. Dauernd bewegten sich Schuttströme in die Täler, und zwar mit ungleich größerer Geschwindigkeit als das Gekriech der Gehänge heutigen Tages. Högbom²⁵⁾ bezeichnet im Rahmen der polaren Fließbewegung eine jährliche Verschiebung von einigen Zentimetern oder Dezimetern als ziemlich mäßig, eine solche von einigen Metern als verhältnismäßig groß. Es handelt sich im Vergleich zum Gekriech der Gegenwart also jedenfalls um gewaltige Bewegungsbeträge, und es ist einleuchtend, daß in längeren Zeiträumen, als welche Vereisungen zu gelten haben, außerordentliche Schuttmassen in die Täler verfrachtet oder dem engeren Talgebiet nahe gebracht worden sein müssen. Außerdem wurde die Wassermenge plötzlicher Regengüsse über dem Verbreitungsgebiet von glazialen Fließerden restlos zu einem schnelleren Abtransport der gleitenden Massen ausgenützt, da eine gleichzeitige Wasserabgabe an den Boden infolge des gefrorenen Untergrunds ganz unmöglich war. Eine Überlastung der Täler mit Schutt und damit eine Aufschotterung der Flüsse mußte die Folge eines eiszeitlichen Klimas sein.

Da dieses Klima in dem höher liegenden Gebiet, in den Bergländern mit steileren Gehängeböschungen intensiver wirkte als im flacheren Vorland, so mußte die Schuttzufuhr aus dem oberen Einzugsgebiet eine ungleich beträchtlichere sein und es mußten in den Tälern Schotter entstehen, die in ihrer petrographischen Zusammensetzung völlig den diluvialen entsprechen: Noch weit vom

²⁵⁾ B. Högbom, Über die geologische Bedeutung des Frostes. --- Bull. of the Geol. Institut of Upsala, XII, 1914.

oberen Einzugsgebiet entfernt sind Gesteine des oberen Einzugsgebiets am Aufbau der Schottermassen auffallend stark beteiligt. Diese Tatsache schließt, wie ich schon oben ausführte und wie ich hier gegenüber den Anschauungen von Hilber²⁰⁾ nochmals betone, eine allgemeine Entstehung der diluvialen Schotterzüge in einer niederschlagsarmen interglazialen Phase vollständig aus.

Die Ursache der diluvialen Aufschotterung in Thüringen, und wir dürfen sagen, im ganzen mitteldeutschen, ehemals nicht vereisten Gebiet, ist also eine rein klimatische. Sie besteht in dem Aufkommen eines kalten Trockenklimas, wie es nur während einer Vereisung bei uns geherrscht haben kann. Da die Wirkungen eines solchen Klimas regionale gewesen sein müssen, zum mindesten in Mitteleuropa und weiten Teilen Westeuropas, so muß es in diesem ganzen Wirkungsbereich zur Aufschotterung geführt haben. Es hat auch dort, wo postpliozäne Bodenbewegungen eine größere Rolle gespielt haben, als vornehmste und allein ausschlaggebende Ursache der diluvialen Aufschotterung zu gelten.

4. Das allgemeine Alter der Aufschotterungsphasen im Rahmen des diluvialen Systems

Die Feststellung der Ursachen der diluvialen Aufschotterung ist gleichzeitig eine Feststellung ihres allgemeinen Alters im Rahmen des diluvialen Systems: sie begann unter dem klimatischen Einfluß der wachsenden Eismassen — es ist für die hier interessierende stratigraphische Frage belanglos, ob die mit einer Vereisung in Mitteleuropa eintretende Klimaänderung die Folge der Ausdehnung der Eismassen oder ob die Ausdehnung der Eismassen selbst erst die Folge einer regional wirksamen, aus irgend welchen Gründen

²⁰⁾ V. Hilber, Baustufen, Paläolithikum und Lößstellung, Mitt. d. geol. Gesellsch. in Wien 1919. — Die hier niedergelegten Ansichten Hilbers kann ich nur in einem, allerdings prinzipiell sehr wichtigen Punkt teilen: in der Ablehnung tektonischer Ursachen für die Aufschotterung und in der Ablehnung tektonischer Bewegungen als einzige Ursache für die Eintiefung. In der Altersstellung der Schotterzüge und des Löß und dementsprechend natürlich auch der paläolithischen Kulturen kann ich ihm nicht beipflichten und die von ihm vorgebrachten Argumente nicht für schlüssig halten. Bezüglich der Löße stehe ich durchaus auf dem Standpunkt meines 1919 erschienenen Buches; die Gründe für meine andere Beurteilung der Schotterzüge, wenigstens der mittel- und westeuropäischen, enthält diese Arbeit.

eingetretenen Klimaänderung war — jedesmal zeitlich vor der Maximalausdehnung einer Vereisung, sie fällt also zu einem guten Teil in die Vorstoßphase einer Vereisung hinein und steht damit in ihren unteren, älteren Partien im Grenzbereich von Interglazial und Glazialzeiten. Erst die Hauptmasse jeder Aufschotterung ist in Zeiten eines vollglazialen Klimas entstanden. Diese Altersstellung, die unzweifelhaft ihren Schwerpunkt in den Eiszeiten hat, ist mit den Zeitbegriffen glazial oder interglazial im landläufigen Sprachgebrauch nicht hinreichend zu umschreiben, denn es ist nicht möglich, mit dem allmählich aufkommenden und immer weitere Gebiete unter seinen Einfluß zwingenden Glazialklima eine scharfe zeitliche Grenze zwischen Interglazial und Glazial zu ziehen. Räumliche und zeitliche Vorstellungen fließen hier zu stark ineinander. Deshalb besteht meines Erachtens zwischen denjenigen Geologen — eine Aufzählung der umfangreichen Literatur und eine Diskussion der einzelnen Auffassungen ist hier nicht möglich —, die die Schotterterrassen im unteren Teil als interglazial und im oberen Teil als glazial bezeichnen, und denen, die nur von einem glazialen Alter sprechen, in Wahrheit kaum ein Gegensatz. Beide meinen, wie die näheren Ausführungen meistens zeigen, im Prinzip das Gleiche, der Unterschied liegt in der begrifflichen Spannweite, die verschiedene Autoren den Worten „Glazial“ und „Interglazial“ zumessen. So haben Siegert, Naumann und Picard eine Anzahl Terrassen der Saale, Unstrut und Ilm als interglazial bezeichnet, obwohl in jedem Falle nach ihren Feststellungen die Aufschotterung bis ins Maximum einer Eiszeit hineingereicht haben soll, die Hauptmasse der Schotter also ganz zweifellos in Zeiten einer glazialen Vorstoßphase entstanden sein muß. Da die durch das Anwachsen der Eismassen bedingte klimatische Änderung und schließlich im höchsten Maße das glaziale Klima erst die Voraussetzungen zur Aufschotterung der Flußtäler schufen, so wird man die diluvialen Schotterzüge als glazial bezeichnen müssen und wird einer solchen glazialen Zeit auch den letzten, durch eine zunehmende Verschlechterung des Klimas charakterisierten Teil einer Interglazialzeit, als dem direkten Auftakt zu vollglazialen Verhältnissen, zurechnen. Regionale Schotteraufschüttungen von einer den Thüringer Schotterzügen prinzipiell entsprechenden petrographischen Zusammensetzung, auch nur in ihrem jeweils unteren Teil als interglazial zu bezeichnen, geht keinesfalls an. Denn nach unseren früheren Feststellungen war

ihre Bildung unter einem interglazialen Klima, auf das wir später zurückkommen, niemals möglich. Deckt sich die zeitliche Dauer des Aufschotterungsvorganges schon hinsichtlich seines Beginns nicht völlig mit der zeitlichen Dauer des vollglazialen Klimas, wie wir gesehen haben, so gilt dasselbe für seinen Abschluß. Die Aufschotterung muß ihr Ende erreicht, oder doch ihren Kulminationspunkt überschritten haben mit dem Eintritt einer Vereisung in ihren Maximalstand. Die von Siegert und Weissermel a. a. O. Anm. 5 beschriebenen Schotterprofile aus dem Saale- und Unstrutgebiet, die in der starken Durchmischung und Verzahnung fluviatil und glazial herbeigeführter Gesteinsmassen im oberen Teil der Profile nach diesen Autoren den Kampf der Flüsse mit dem Inlandeis anzeigen sollen, beweisen nicht, daß zur Zeit, als das Eis in diesem Gebiet stand oder vorrückte, die Flüsse noch in voller Aufschotterung begriffen waren. Wo im Randgebiet des Inlandeises Flußschotter die direkte Unterlage des „Eises“ bildeten, muß es zu Durchmischungen und Durchlagerungen gekommen sein — man denke nur an die kombinierte Wirkung von Eis und Schmelzwasser im Randgebiet — auch ohne daß ein gleichzeitig aufschotternder Fluß Material bis an dieses Randgebiet herangeschoben hätte. Im allgemeinen werden die Stauseen, die notwendigerweise dort bestanden haben müssen und auch vielfach schon nachgewiesen sind, wo das Eis in das tiefer zertalte Gebiet Mittelthüringens eintrat, die Flüsse und ihr Rollmaterial, zum Teil nicht unbeträchtlich vor dem Eisrand, abgefangen haben. Noch fortgehende starke Aufschotterung der Flüsse zurzeit solcher maximaler Eisausdehnung ist also nicht unbedingte Voraussetzung für die Entstehung derartiger Mischprofile, wie wir sie aus dem Gebiet der Saale, Unstrut, Pleiße usw. kennen.

Verfolgt man die Entwicklung, die das glaziale Klima mit der Ausdehnung der Eismassen in den Maximalstand nehmen mußte, so ergeben sich klimatische Verhältnisse, unter denen eine Aufschotterung zumindestens eine wesentliche Beeinträchtigung erfahren mußte. Zunahme der Ausdehnung des Eises bedeutet zunächst Größenzunahme der kalten Fläche, über die die vom Eis ins Vorland wehenden Winde gestrichen sein müssen; also nach unseren früheren Feststellungen eine zunehmende Abgabe des Wasserdampfgehaltes dieser Luft an die Eisfläche, damit Zunahme der Trockenheit der vom Eis ins Vorland abströmenden und dieses Vorland beherrschenden Winde und damit Zunahme des Trocken-

klimas im Vorland. Nebenher geht ein weiteres Zurückdrängen des Einflusses, den die atlantische Cyklone auf Teile des nicht vereisten Gebietes besessen haben kann. Eine weitere beträchtliche Abnahme der Niederschlagsmenge mit dem Eintreten der Eismassen in ihre maximale Standphase mußte die Folge sein. Gleichzeitig erreichte erst im Maximum einer Vereisung die Temperatur ihren tiefsten Stand. Über weite Gebiete, die in der Vorstoßphase ihre spärlicher werdende Niederschlagsmenge wesentlich in flüssiger Form erhalten hatten, werden nun die Niederschläge in Form von Schnee niedergehen. Das gilt besonders für die Mittelgebirge, die Haupteinzugsgebiete unserer Flüsse. Dort werden sich zur Zeit eines Vereisungsmaximums Schneeflecken auch über den kurzen Sommer gehalten haben, sie werden im größten Teil des Jahres eine nicht unbeträchtliche Ausdehnung besessen und alles, was unter ihnen lag, der direkten Schuttlieferung in die Täler mehr oder weniger entzogen haben.

Unter solchen Verhältnissen muß die Wasserführung der Täler ganz beträchtlich abgenommen haben; der Grundwasserspiegel muß gesunken sein, grobporige Gesteine, also besonders die Tal-schotter in weiten Partien müssen oberflächlich ausgetrocknet sein. Die Hochwässer müssen in Wasserführung und Stoßkraft nachgelassen haben. Mit dem Übertritt aus dem Bergland, das infolge seiner noch relativ größten Niederschlagsmenge stets das vornehmste Nährgebiet der Hochwässer darstellt, in die Trockenzone des Vorlands schwanden die Wassermassen stark dahin. Die in der glazialen Vorstoßphase und in der glazialen Zeit vor der maximalen Standphase über den Talboden aufgelagerten und nun über große Teile des Jahres weithin, auch in eine gewisse Tiefe trocken liegenden Schotter, werden beträchtliche Wassermengen aufgeschluckt und die Stoßkraft der Hochwässer bald gelähmt haben. Über nur kurze Talstrecken und nicht mehr über die ganze Breite des Tales wird der Aufschotterungsvorgang zuzeiten eines Vereisungsmaximums wirksam gewesen sein können. Die Aufschotterung näherte sich ihrem Ende, ihre klimatischen Voraussetzungen waren überschritten; die den Tälern zugleitenden Schuttmassen konnten die Wässer nicht mehr über die Talböden verflachen. Sie wurden in einer späteren Erosionsphase beseitigt oder blieben unter der mit einem neuen Klima einsetzenden pflanzlichen Überwachsung erhalten, ebenso wie ein sehr beträchtlicher Teil — seine Größe wird meistens unterschätzt — der mechanischen Verwitterungs-

produkte der letzten Eiszeit unter der heutigen Grasnarbe verborgen liegt.

In diesen Zeiten, da die Aufschotterung zum Erliegen kam, kulminiert die Bildung eines anderen Gesteins, die schon in einer fortgeschrittenen Vorstoßphase eingesetzt hat, also lange Zeit gleichzeitig war mit der Aufschotterung der Flußtäler: des Löß. Entsprechend der geschilderten Entwicklung des Aufschotterungsvorganges sehen wir den Löß im oberen Teil der Schotteraufschüttungen häufig wechsellagern mit den fluviatilen Bildungen, schließlich allein herrschen. Die kalte Steppe beherrscht im Maximum einer Vereisung das nicht vereiste Gebiet Mitteleuropas und weite Teile Westeuropas. Der Aufschotterungsvorgang ist auf die glazial beeinflusste und die glaziale Übergangszeit vom interglazialen zum hochglazialen Klima (Klima des Maximums einer Vereisung) als eine glaziale Erscheinung im wesentlichen beschränkt.

5. Die Bedeutung der in diluvialen Schotterzügen gefundenen Säugetierreste für die allgemeine Altersstellung der Schotter

Der festgestellten allgemeinen Altersstellung der Schotterzüge entspricht der nachgewiesene Bestand an Säugetieren in vollem Maße. In den mittel- und jungdiluvialen (Hoch-, Mittel- und Niederterrassen-)Schottern herrschen *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Rangifer tarandus* neben *Equus* in verschiedenen Arten bei weitem vor. Außer dem Pferd, das als ausgesprochener Steppenbewohner auch in einem kalten Trockenklima durchaus am Platze ist, also wesentlich Tiere, die wir nach allen sicheren Erfahrungen für Bewohner kalter, unwirtlicher Gebiete halten müssen. Es gibt keinen stichhaltigen Grund, der für eine andere Beurteilung dieser Tiere angeführt werden könnte, das möchte ich ganz besonders betonen. In altdiluvialen Schottern, die uns naturgemäß an viel weniger Stellen erhalten sind und Fossilien geliefert haben, ist *Elephas primigenius* durch seinen Vorfahren *Elephas trogontherii* vertreten. Nach Ausweis der Begleitfauna, die neben zahlreichen Equiden an zwei Stellen „kälteliebende“ Tiere enthält (Süßenborn: *Rangifer tarandus*, Mosbach: *Gulo luscus*), muß dieser Elefant an ganz entsprechende klimatische Verhältnisse schon angepaßt gewesen oder in fortgeschrittener Anpassung begriffen gewesen sein wie *Elephas primigenius*. Er darf ebenfalls als, wenn auch wohl

nicht als so reiner, Indikator für die kalte Steppe aufgefaßt werden. Es ist selbstverständlich, daß die klimatische Auswertung der Arten, je älter sie im Rahmen des Diluviums sind, desto vorsichtiger zu geschehen hat.

Entsprechend dem Einsetzen einer Aufschotterung weit vor dem Maximum einer Vereisung finden sich natürlich in den glazialzeitlichen Schottern auch noch Reste von Tieren, die in der Hauptsache unter einem gemäßigten Klima heimisch sind, hier jedenfalls den Schwerpunkt ihres Lebensbereichs besitzen. Für Tiere, die wie *Cervus euryceros* und seine altdiluvialen Vorfahren oder *Alces latifrons* in dichten Waldgebieten wegen der gewaltigen Geweihauslage gar nicht gelebt haben können, oder Tiere, die wie *Bison priscus* eine größere Anpassungsbreite besessen haben, die auch in Rassen- resp. Artbildung deutlich zum Ausdruck kommt, ist es nicht erstaunlich, daß sie sich auch in Zeiten bei uns noch gehalten haben, als der Wald mehr und mehr einer freien Graslandschaft Platz machte. Aber auch anspruchsvollere Arten, wie *Cervus elaphus*, *Cervus capreolus* und die nach ihrer Begleitfauna an entscheidenden Fundstellen als Waldtiere zu betrachtenden *Elephas antiquus* und *Rhinoceros Merkkii* sind einer Klimaverschlechterung nicht sofort gewichen. In Steinbach bei Bühl (Rheintal)²⁷⁾ fand sich *Elephas antiquus* zusammen mit einer Flora, die *Salix myrtilloides*, eine kälteliebende Weide enthielt, so daß, wie Stark²⁸⁾ mit Recht schließt, „ein recht kühles Klima geherrscht haben muß“. Zu Beginn und in den ersten Phasen der Aufschotterung können solche Tiere also sehr wohl noch bei uns gelebt haben. Ihr Zusammenvorkommen im gleichen Schotterzug mit *Elephas primigenius* und *Rhinoceros tichorhinus* beweist natürlich weder, daß *El. antiquus* und *Rhin. Merkkii* keine Waldtiere gewesen seien oder überhaupt klimatologisch nicht verwertbar seien, noch daß Mammut und wollhaariges Nashorn keine brauchbaren Indikatoren für ein rauhes Klima wären. In einem solchen gemischten Säugerbestand tritt uns das ganz natürliche Bild entgegen, das in Zeiten klimatischer Änderungen entstehen muß, wenn die Tiere eines in Ausdehnung begriffenen Klimabereichs in das immer mehr zu-

²⁷⁾ W. Soergel, Die diluvialen Säugetiere Badens. 1. Teil, Älteres und mittleres Diluvium. Mitt. d. bad. geol. Landesanst. IX. Bd., 1. H., 1914.

²⁸⁾ P. Stark. Die Flora der Schieferkohle von Steinbach bei Oos. Botanische Jahrbücher, Bd. 52, Heft 1/2, 1914.

sammenschwindende Bereich eines abklingenden Klimas eindringen. Es ist nichts natürlicher, als daß in Ablagerungen, deren Ausdehnung ihrer ganzen Art nach nicht eng an die jeweiligen Grenzen des Verbreitungsgebiets beider Faunen gebunden gewesen sein kann, sich Reste von Tieren beider Faunengesellschaften finden. Zu fordern ist im Rahmen der von uns begründeten Altersstellung der Schotterterrassen nur, daß die Tiere des neuen, „transgredierenden“ Klimas im fossilen Faunenbestand des gesamten Schotterzuges die herrschenden sind, und das trifft in vollem Maße zu.

In Gebieten, die auch vom jeweils äußersten Eisrand einer Vereisung weit entfernt lagen, z. B. im südwestlichen Deutschland können die Tiere des gemäßigten Klimas sich noch lange in die Aufschotterungsperiode hinein gehalten haben. In den Talgebieten des südlichen Odenwald hat *Elephas antiquus* mit einer Waldfauna bis weit in die Vorstoßphase der ersten norddeutschen Vereisung hinein gelebt, wengleich die Aufschüttung der Kiessande von Mauer im weiteren Einzugsbereich des jungen rheinischen Störungsgebiets unter dem Einfluß von tektonischen Bewegungen schon früher eingesetzt haben könnte als sonst für die diluvialen Schotterzüge angenommen werden muß.

Eine Mischung „kalter“ und „gemäßigter“ Tiere ohne ein ausgesprochenes Überwiegen der „kalten“ vor allem in den Schottern Westeuropas steht ebenfalls mit der glazialen Entstehung der Schotterzüge in vollem Einklang. Zur Beurteilung und stratigraphischen Bewertung der diluvialen Faunenbestände Westeuropas ist in Rücksicht zu ziehen, daß die in den Interglazialzeiten bei uns herrschende Tierwelt irgendwo in Mittel- und vor allem Westeuropa die Eiszeiten überdauert haben muß. Ehe die mit dem Vorstoßen einer Vereisung einsetzende Klimaänderung in den weiten Gebieten Mitteleuropas ein Ausmaß erreichte, das die Tiere des gemäßigten Klimas zur Abwanderung zwang — wie spät das geschah, beweisen die Funde von Steinbach — waren in den Alpen und ihrer östlichen Fortsetzung und in den Pyrenäen längst die Gletscher im Wachsen, die Pässe und damit die Abzugsstraßen nach Süden längst gesperrt. Die Tierarten unserer Interglazialzeiten müssen, ob sie nun alle die Eiszeit nördlich der Alpen—Pyrenäen überstanden oder teilweise zugrunde gingen, zum mindesten weit in die Eiszeiten hinein in Frankreich gelebt haben, in Zeiten, als Mammut, wollhaariges Nashorn und Rentier ihr Ver-

breitungsgebiet schon weit gegen Südwesten ausgedehnt hatten. Erst mit dem Abschmelzen der Eismassen begann ihr Verbreitungsgebiet wieder zu wachsen und es ist nicht unwahrscheinlich, daß ihr geschmälerter Bestand durch neuen Zuzug aus dem Süden verstärkt wurde. Mischung glazialer und interglazialer Tiere in den Schotterterrassen Frankreichs ist geradezu zu erwarten, selbst der Nachweis überwiegend interglazialer Typen (im Sinne der in Mitteleuropa gemachten Erfahrungen) in französischen Schottern braucht keineswegs ein Beweis zu sein gegen ein glaziales Alter dieser Schotter. Denn gerade im Westen, der auch in glazialen Zeiten dem Einfluß einer atlantischen Cyklone nicht völlig entzogen war, ist eine regionale Aufschotterung der Flußtäler nur in glazialen Zeiten möglich gewesen; und jeder Rest eines Mammut, eines wollhaarigen Nashorn, eines Rentiers oder anderer „kalter“ Tiere ist für die klimatischen Verhältnisse, unter denen im Westen Schotter abgelagert wurden, ein zuverlässigerer Indikator als zahlreiche Reste interglazialer Tiere aus den gleichen Schottern. Denn die interglaziale Fauna war dort während des ganzen Eiszeitalters Standfauna. Völliges Fehlen „kalter“ Tiere unter einer sehr reich belegten Fauna darf im Westen erst als beweisend gelten für ein nicht glaziales Alter von Schotterlagern.

Von ähnlichen Gesichtspunkten sind die Schneckenbestände der diluvialen Schotterzüge zu beurteilen, bei denen außerdem lokale Verhältnisse eine ungleich größere Rolle spielen können als bei den Säugetieren.

Nach alledem steht es mit unserer, in Profilen Mitteld Deutschlands ja vielfach erwiesenen Altersstellung der Schotterzüge in vollem Einklang, wenn, nur um ein Beispiel zu nennen, Siegert a. a. O. Anm. 5, für die sogenannte Hauptterrasse der Saale aus den verschiedenen Schottergruben folgende Säugetiere angibt:

Ködelsche Grube bei Uichteritz:	<i>Elephas antiquus</i> , <i>Rhinoceros Merkkii</i> .
Stadelmannsche Grube bei Markweben:	<i>Equus</i> sp., <i>Elephas antiquus</i> .
Eckartsche Grube bei Gohlis:	<i>Rhinoceros tichorhinus</i> .
Grube an der Broihanschenke an der Halle—Ammendorfer Chaussee:	<i>Cervus</i> sp.

Tagebau Körbisdorf:

Elephas primigenius,
Rhinoceros tichorhinus,
Cervus tarandus,
Equus caballus,
(diese vier als Leitformen
aus einer reicheren Fauna
erwähnt).

Aus der Gegend von Merseburg, sehr
wahrscheinlich aus der gleichen
Terrasse:

Elephas primigenius.

Die Tiere des gemäßigten Klimas unter den genannten würden dann also am schon stärker glazial-klimatisch beeinflussten Ende der Interglazialzeit gelebt haben, die derjenigen Eiszeit, die die Schotteraufschüttung bedingte, vorausging. Ein exakter Beweis dafür ist naturgemäß aus dem Fundniveau innerhalb des Schotterprofils nur sehr schwer zu erbringen, da erstens die Höhe einer Fundschicht über der Schotterbasis in den einzelnen Teilen eines überschotterten Talbodens verschieden zu bewerten ist und bei Vergleichen überhaupt nur bei Kenntnis der ungefähren Lage der alten Uferränder richtig beurteilt werden kann, da zweitens die weitverbreitete Art des Abbaus, Kieswände herabbrechen zu lassen und dann erst zu verarbeiten, nur selten genau horizontierbare Funde liefert. Es ist deshalb für solche Tiere des gemäßigten Klimas und die sie einschließenden Schotter, und das gilt besonders für reiche Fundplätze rein gemäßigter Faunen, noch eine andere Altersstellung im Rahmen der von uns gewonnenen Anschauungen in Rechnung zu setzen, auf die wir später zurückkommen werden.

Die stratigraphische Auswertung von Faunen aus Flußschottern, und wir ziehen hier nur die fazielle, nicht die phylogenetische Seite ihrer Beurteilung in Betracht, hat jedenfalls nicht schematisch zu erfolgen: Tiere des gemäßigten Klimas brauchen nicht immer reine Indikatoren eines vollinterglazialen Klimas zu sein, sie brauchen im Westen nicht einmal ein interglaziales Alter (im weiteren Sinne) ihrer Fundschicht zu beweisen. Manche Unstimmigkeiten in der prähistorischen, vielfach rein faunistisch fundierten Chronologie dürften sich aus einer zu schematischen Bewertung faunistischer Daten erklären..

III. Die Ursachen und der Mechanismus der Erosion

1. Die Auffassung der Monoglazialisten

Durch die Feststellung der Ursachen und des allgemeinen Alters der diluvialen Aufschotterungsperioden haben wir eine sichere Basis gewonnen für die Beantwortung der Frage: Haben nur tektonische Ursachen, wie vielfach angenommen wird, die jeder Aufschotterungsphase gefolgte Erosion bedingt?

Es sind besonders Monoglazialisten, die diese Frage bejahen. Nach ihrer Auffassung ist die diluviale Eiszeit charakterisiert durch ein einmaliges großes Vorstoßen von Eismassen, die unter Oszillationen längere Zeit ihre größte Ausdehnung behielten, dann in Staffeln abschmolzen. Das Klima soll während des ganzen Eiszeitalters bei unbedeutlichen Schwankungen etwa gleich geblieben sein, nur mit dem gestaffelten Schwinden der Eismassen — wobei dieses Schwinden teils als Grund einer Klimaverbesserung, teils selbst als Folge einer Klimaverbesserung gilt — dem heutigen zunehmend ähnlicher geworden sein.

In Mitteleuropa ist der Unterschied der Inlandeisausdehnung in den verschiedenen Eiszeiten im Hinblick auf die gesamte jeweils vorhandene Eismasse relativ gering, die Staffeln des Abschmelzprozesses im Sinne der Monoglazialisten liegen nicht weit auseinander, so daß wir vom monoglazialistischen Standpunkt aus für die ganze Zeit, in der diese Staffeln sich bildeten, ein im großen und ganzen einheitliches Klima für Mitteleuropa anzunehmen hätten. Dieses Klima kann nach unseren früheren Ausführungen nur ein glaziales gewesen sein.

In dieser Zeitspanne sind nachgewiesenermaßen verschiedene Male Schotter aufgeschüttet worden, ist verschiedene Male stark erodiert worden. Da das Klima im ganzen gleichgeblieben sein soll, so muß auch in den Zeiten einer vielleicht durch kontinentale Hebung eingeleiteten Erosion, die Schuttfuhr in die Flußtäler beträchtlich, die Wassermenge gering und periodisch stark wechselnd gewesen sein, es muß mit einem Wort stets aufgeschottert worden sein. Eine Erosionsmöglichkeit können die Flüsse, für die wir hier ein unter Benutzung von Urstromtälern mögliches Ausmünden ins Meer annehmen wollen, bestenfalls nur im Mündungsgebiet besessen haben. Von hier aus müßten die Täler durch eine rückwärtsschreitende Erosion eingetieft worden sein,

Bei der fortgesetzten Aufschotterung und der auch im untersten Talgebiet sehr geringen Erosionskraft der Flüsse müßte ein solcher Vorgang Zeiträume in Anspruch genommen haben, die uns für die Diluvialzeit nicht zur Verfügung stehen. In Wirklichkeit kann es unter solchen Umständen gar nicht zu derartigen Erosionswirkungen gekommen sein, wie sie der Terrassierung der mitteldeutschen Täler zu entnehmen sind. Eine allmähliche Hebung mit relativer Absenkung der unteren Erosionsbasis wird unter einem glazialen Klima durch Aufschotterung im Mündungsgebiet völlig oder in sehr weitgehendem Maße ausgeglichen worden sein. Kontinentale Kippung wird mit dem Gefälle die Erosionskraft im Oberlauf und damit die Schutzzufuhr steigern und deshalb, ganz abgesehen von ihrer regional nicht ganz gleichmäßigen Wirkung, zu keinem anderen Ergebnis führen. Unter dem Klima der Aufschotterungsperioden kann also keine dem nachgewiesenen Ausmaß vergleichbare Erosion eintreten; tektonische Ursachen genügen nicht allein, es müssen auch klimatische Ursachen eine Rolle spielen.

Will man einen solchen klimatischen Wechsel in ursächlichen Zusammenhang bringen mit dem Wechsel von Abschmelzphasen und Standphasen des Eises im Sinne der Monoglazialisten, so erhält man erstens, weil auch in den Abschmelzphasen der Monoglazialisten der weitaus größte Teil des vereisten Mitteleuropa von nicht schmelzendem Eise bedeckt blieb, nicht die nötige Amplitude in der Kurve der sich ablösenden Klimate; zweitens, weil ein solches Abschmelzen, wie sich in neuerer Zeit hat nachweisen lassen²⁹⁾, relativ schnell vor sich ging, nicht die Zeiträume, die für die nachgewiesene Eintiefung der Täler nach einer Aufschotterungsperiode unbedingt erforderlich sind. Noch viel weniger können natürlich kleinere Oszillationen innerhalb einer größeren Standphase einen über den Oberlauf talwärts greifenden Wechsel in Akkumulation und Erosion bedingen. Ich kann deshalb Siegerts³⁰⁾ Ausführungen über die Bedeutung wechselnder Eisrandlagen während einer Eiszeit für die Terrassierung weiter Talgebiete nicht beipflichten. Stets muß unter dem anhaltenden glazialen Klima die Aufschotterung herrschend bleiben; normalerweise bei horizontaler

²⁹⁾ Fr. Enquist, Die glaziale Entwicklungsgeschichte Nordwestskandinaviens. Sveriges geol. Unders. Avhandl. och uppsatser. Ser. C. Nr. 285, 1918.

³⁰⁾ L. Siegert, Zur Theorie der Talbildung. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellschaft. Bd. 62. Jahrg. 1910. Monatsber. Nr 1.

Verschiebung der unteren Erosionsbasis — und diese Bedeutung könnte ein Wechsel der Eisrandlage für die gegen das Eis fließenden Flüsse haben — zu erwartende Erosionserscheinungen können sich unter einem glazialen Klima nur äußern in einer Verlangsamung oder Beschleunigung der Aufschotterung, in Verlagerungen des Schwerpunktes oder überhaupt Herausbildung eines Schwerpunktes der Aufschotterung im Talgebiet, Vorgänge, die wir in den erhalten gebliebenen Schotterablagerungen nicht mehr nachweisen können.

2. Die diluviale chemische Verwitterung und das Klima der Erosionsphasen; der Klimawechsel im Eiszeitalter

Der Klimawechsel, dessen es zum Einsetzen einer Erosion nach einer Aufschotterungsperiode also unbedingt bedarf, läßt sich an jeder Schotterterrassenfolge eines kürzeren Talabschnittes eindeutig aufzeigen. Wir beobachten, soweit die alten Oberkanten der Aufschüttungen noch erhalten sind, ausnahmslos, daß eine ältere Schotteraufschüttung stärker und tiefer verwittert ist als die nächstjüngere. Die Abnahme der Verwitterungsintensität im Komplex jedes Schotterlagers von oben nach unten beweist, daß es sich um eine von oben nach unten greifende, also eine Oberflächenverwitterung handelt. Mit einer Zersetzung durch kalkarmes, sauerstoff- und kohlensäurereiches Grundwasser, wie sie Deecke⁸¹⁾ für ältere Schotter in den Schwarzwaldtälern zwischen Wiese und Acher annimmt, haben solche Oberflächenverwitterungen, wie ich unzulässigen Verallgemeinerungen gegenüber betonen muß, nichts zu tun. Dagegen spricht sowohl das Vorhandensein nicht verwitterter Schotterpartien unter der Verwitterungsrinde als auch das Vorkommen solcher Verwitterungserscheinungen in Gebieten mit sehr kalkreichen Grundwässern. Ein Einfluß des Grundwassers auf eine solche Oberflächenverwitterung — und auch diese Möglichkeit muß besprochen werden, nachdem Geinitz⁸²⁾ die diluvialen chemischen Verwitterungserscheinungen einfach als ein Grundwasserproblem bezeichnet hat — könnte nur darin gesehen werden, daß diese Verwitterung in ihrer Tiefenerstreckung durch den Stand des Grundwasserspiegels begrenzt würde. Wer in diesem Sinne die

⁸¹⁾ W. Deecke, Geologie von Baden, II. Teil. S. 610. Borntraeger, Berlin, 1917.

⁸²⁾ E. Geinitz, Das Diluvium Deutschlands. S. 134. Schweizerbart, Stuttgart, 1920.

verschiedene Mächtigkeit der Verwitterungsrinden älterer oder jüngerer Schotter für ein Grundwasserproblem hält, könnte die tiefer greifende Verwitterung der älteren Schotter mit ihrer höheren Lage über dem Grundwasserspiegel erklären wollen. Ältere und jüngere Schotter müßten unter einer solchen Voraussetzung unbedingt im gleichen Zeitraum, nämlich seit Abschmelzen der Eismassen resp. seit dem Abklingen eines glazialen Klimas bis heute verwittert sein. Unbedingte Voraussetzung für eine solche Auffassung müßte aber schließlich der Nachweis sein, daß die Verwitterungstiefe der jüngsten diluvialen Schotterterrassen direkt vom Grundwasserstand beeinflußt ist, also wenige Dezimeter über dem normalen Grundwasserspiegel und nicht wesentlich höher ihr Ende erreicht. Ein solcher direkter Zusammenhang zwischen Grundwasserstand und Verwitterungstiefe der jüngsten glazialen Schotter besteht aber nicht, ein sehr beträchtlicher Teil der über dem Grundwasserspiegel stehenden Schotter ist nicht verwittert, die Verwitterung hört weit über dem Wasserspiegel und dessen Höchststand in wasserreichen Zeiten auf. Die Absenkung des Grundwasserspiegels nach einer Aufschotterung erfolgte also schneller als das nach unten gerichtete Vordringen der Verwitterung, der zu fordernde direkte Zusammenhang fehlt. Die Auffassung, solche Verwitterung sei ein Grundwasserproblem, ist durchaus abzulehnen. Zudem bliebe bei einer solchen Deutung die intensivere Verwitterung der älteren resp. jeder nächst älteren Schotteraufschüttung unerklärt.

Tieferegreifende und intensivere Verwitterung der älteren Schotter deutet deshalb unbedingt auf eine länger wirkende Verwitterung hin. Ist die wenig mächtige Verwitterungsrinde der jüngstglazialen Schotter in der postglazialen Zeit bis zur Gegenwart entstanden, so muß für die viel mächtigere Verwitterungsrinde der nächst älteren Schotter außer dieser Zeit noch der Zeitraum vom Abschluß ihrer Bildung bis zum Einsetzen der Postglazialzeit in Anspruch genommen werden. Von diesem Zeitraum, der in eine der Schotteraufschüttung direkt folgende Erosionsperiode und die Aufschotterungsperiode der jüngsten Schotter zerfällt, kommt für eine chemische Verwitterung die jüngste Aufschotterungsperiode nicht in Betracht, denn sie ist charakterisiert durch die mechanische Verwitterung des glazialen Klimas. So bleibt nur die Periode der Erosion als die unbedingt zu fordernde Zeit einer chemischen Verwitterung übrig. Daß zwischen je zwei Aufschotterungsphasen

eine Zeit der chemischen Verwitterung fällt, ist in sehr vielen Fällen eindeutig dort nachzuweisen gewesen, wo die jüngeren Aufschüttungen die älteren überlagern. Halten wir uns auch hier nur an die Ablagerung der Flüsse, so ist als beweisend vor allem zu nennen das Diluvialprofil von Oos (vergl. Soergel a. a. O., Anm. 4), wo am Rheintalrand in sinkendem Gebiet vor Auflagerung der Mittelterrassenschotter der liegende ältere Löß und Teile der von ihm überdeckten Hochterrasse vollständig entkalkt worden sind.

Die Zeiten einer Erosion sind gleichzeitig Zeiten einer chemischen Verwitterung. Chemische Verwitterung dieser Art setzt ein humides Klima voraus, dieses reichliche, nicht zu unregelmäßig über die Jahreszeiten verteilte Niederschläge. Das Aufkommen eines solchen Klimas nach einer Aufschotterungsperiode mußte die pflanzliche Überwachsung in hohem Maße fördern und damit den Einfluß einer mechanischen Verwitterung mehr und mehr eindämmen. Die Schuttmassen der Hänge wurden unter der Pflanzendecke festgelegt, an Stelle des schnell fördernden glazialen Bodenfließens trat das ungleich langsamere Kriechen der Gegenwart. Die ehemals gewaltige Schuttfuhr in die Talgebiete erfuhr eine außerordentliche Beschränkung; die Wasserführung der Flüsse nahm wesentlich zu, damit ihre Transportkraft, die durch das nunmehr spärlich zugeführte neue Geröllmaterial nicht gebunden wurde. Was der Fluß in der vorhergehenden Periode wegen Überlastung, wegen zu geringer Transportkraft hatte liegen lassen, hatte an Geröllen ablagern müssen, das wurde jetzt aufgegriffen und so mußte ein allmählicher Abtransport der vorher im Talgebiet abgelagerten Geröllmassen eintreten: eine Erosionsperiode begann. Auch ohne tektonische Bewegungen muß es also mit dem nachweisbaren Einsetzen des humiden Klimas zur Erosion in dem vorher aufgeschotterten Gebiet gekommen sein; durch kontinentale Hebung und Kippung kann sie eine wesentliche Verstärkung erfahren haben und es ist nicht unwahrscheinlich, daß das Ausmaß der Erosion, nicht direkt aber ihr Beginn, von solchen Vorgängen bestimmt worden ist. Welche Bedeutung jedem dieser Faktoren bei der wiederholten diluvialen Taleintiefung zuzusprechen ist, wird sich erst erkennen lassen, wenn wir über die Gefällsverhältnisse aller diluvial aufgeschotterten Talböden verschiedener selbständiger Flußsysteme genau orientiert sind. Sollte sich nachweisen lassen, daß Klimaänderung und kontinentale Bewegung in einem konditionalen Verhältnis stehen, das erste also die Folge oder Begleiterscheinung

des zweiten ist, so würde für diesen speziellen Fall, nicht aber als allgemeine Regel und in anderem Sinne, als es heut vielfach vertreten wird, kontinentale Bewegung als letzte Ursache der Erosion, gleichzeitig aber auch aller diluvialen Klimaschwankungen und vielleicht der Eiszeit selbst zu gelten haben. Hier jedoch betreten wir schwankenden Boden; ehe solche Möglichkeiten nicht an vollständig gesicherten Tatbeständen zu kontrollieren sind, muß eine in diesem weiteren Sinne ausschließlich tektonische Bedingtheit der diluvialen Erosionserscheinungen jedenfalls abgelehnt werden.

Unsere Untersuchung ergibt entsprechend den verschiedenen Schotterterrassen der Täler einen wiederholten Wechsel von Zeiten einer mechanischen und einer chemischen Verwitterung, einen wiederholten Wechsel eines kalten halbariden und eines humiden gemäßigten Klimas. Dieser Wechsel ist aber, da die kalten halbariden Phasen, wie oben gezeigt wurde, den Vereisungen zeitlich entsprechen, genau derselbe wie der in anderen Gebieten und von anderen Tatsachen aus festgestellte Wechsel von Glazial- und Interglazialzeiten. Es müssen danach unbedingt Zeiten größerer und Zeiten geringerer Ausdehnung der Eismassen miteinander abgewechselt haben. Die räumliche Amplitude dieser Schwankungen läßt sich aus den Schotterterrassen, die vom nie vereisten Gebiet ausgehen, allein auf geologischer Grundlage nicht sicher ermitteln, der nachgewiesene völlige Klimaumschwung und die regionale Wirkung jedes der beiden Klimate läßt aber auf sehr beträchtliche Eisabschmelzungen, auf ein Zurückweichen der Eismassen weit hinter ihrem größten Stand in einer folgenden Vereisung unbedingt schließen. Das relativ sehr bescheidene Ausmaß der durch Standphasen getrennten Abschmelzperioden der Monoglazialisten genügt, wie oben gezeigt wurde, bei weitem nicht, um die Abfolge klimatischer Gegensätze im südlichen Vorland des Inlandeises zu erklären. Es ist mit weitgreifenden, den gegenwärtigen Zustand der Eisausdehnung wohl erreichenden Abschmelzvorgängen und nach langer Pause wieder einsetzenden großen Eisvorstößen, allein schon aus geologischen Gründen zu rechnen. Nur im Rahmen polyglazialistischer Anschauungen sind die Vorgänge zu begreifen, die in diluvialer Zeit zur Aufschotterung und zur Erosion geführt haben.

3. Interglaziale Schotter und Kiese

Es erübrigt die oben schon zum Teil behandelte Frage nach der Stellung von Schottern und Kiesen, die Reste von Tieren eines gemäßigten, also interglazialen Klimas führen, innerhalb der glazialen Aufschotterungsmassen zu prüfen. Ein großer Teil dieser Schotter wird, wie wir oben gesehen haben, als spätinterglazial-frühglaziale Bildung der glazialen Aufschotterung angehören. Für Schotter, in denen sich eine an Arten und Individuen reiche vollinterglaziale Tierwelt ohne glaziale Elemente gefunden hat, ist eine andere Altersstellung wahrscheinlicher, sie werden vollinterglazial sein. Mit einer regionalen interglazialen Aufschotterung haben derartige Schottervorkommen nichts zu tun, denn eine solche Aufschotterung kann, wie oben nachgewiesen ist, nicht stattgefunden haben. Ich kenne in Mitteldeutschland keinen auf längere (etwa über 40—50 km) Erstreckung verfolgbaren und als einheitlich zu erweisenden Schotterzug, der bei reicher Fossilführung, also zahlreichen Funden in mehreren, örtlich weit getrennten Gruben, ausschließlich interglaziale Tiere geliefert hätte, etwa so wie Niederterrasse oder Hochterrasse in weiten Gebieten nur Tiere geliefert haben, die für ein glaziales Klima charakteristisch sind oder in einem solchen Klima leben konnten. Stets sind Schotter mit rein interglazialer Fauna räumlich beschränkt, ihr lokaler Charakter ist gegenüber denen, die eine glaziale Fauna führen, stets evident.

Derartige interglaziale Schotterablagerungen können erstens ihre Entstehung lokal wirksamen tektonischen Bewegungen verdanken, deren Einfluß auf Schotterablagerung wir oben kennen gelernt haben. Sie können in diesem Fall aus Geröllmaterial bestehen, das zum größten Teil wirklich in interglazialer Zeit gefördert worden ist. Zweitens können interglaziale Schotter und Kiesanhäufungen in den Zeiten der Erosion aus umgelagerten glazialen Schottern entstanden sein. Diese Möglichkeit verdient, da sie nicht an besondere Bedingungen geknüpft ist, und deshalb lokal in allen Flußtälern wirksam gewesen sein kann, unser besonderes Interesse.

Erosion in Schottermassen, sobald sie klimatisch mit- oder wesentlich mit bedingt ist wie die diluviale und postdiluviale, bedeutet talabwärts wandernde Umlagerung. Aus dem oberen Mittellauf fortgeführte Sand- und Schottermassen können im unteren Mittellauf oder im Unterlauf über einer breiten, in die vorher ab-

gelagerten glazialen Schotter eingelassenen Talaue vorübergehend zur Ruhe kommen, lokal abgesetzt werden. Hatte die Erosion an der Ablagerungsstelle noch nicht die glazialen Schotter durchstoßen, so können diese interglazialen Kiese, die Reste von Tieren dieser interglazialen Erosionsperiode einschließen werden, genau so wie die alluvialen Schotter und Sande im Norden von Erfurt (vergl. Reichardt a. a. O. Anm. 6) den jungdiluvialen auf- und angelagert sind, über und neben den glazialen Schottern der vorhergehenden Periode abgelagert werden. Hatte die Erosion den alten, vor der glazialen Aufschüttung bestehenden Talboden freigelegt, so haben die aus einer Umlagerung hervorgegangenen Interglazialschotter mit den glazialen die Basishöhe gemein. Flußverlegungen in der breiten Aue, Abschneiden von Mäandern, Abschnüren von Zeugenbergen usw. entrücken solche im Abtransport befindlichen, zeitweilig ruhenden Massen der weiteren Erosion und wir treffen heute neben und im glazialen Schotterzug Komplexe, die durch reichliche Führung interglazialer Tiere ausgezeichnet sind. Auf die Möglichkeiten, aus Höhendifferenzen der Oberkanten, aus Verschiedenheiten der Deckschichten, besonders der Löss, der Schotterverwitterung usw. rein geologisch zu einer gesicherten Unterscheidung solcher Schotter von den glazialen zu gelangen, wollen wir hier nicht näher eingehen. Daß sie schwierig und eigentlich nur dort möglich ist, wo die geologischen Wirkungen der wechselnden Klimate des Eiszeitalters voll zur Geltung kamen und ihre Produkte in Gesteinsbildung und Verwitterung möglichst vollständig erhalten sind, weiß jeder, der sich ernstlich mit solchen Aufgaben beschäftigt hat.

Das Lagerungsverhältnis solcher interglazialer, tektonisch oder im Mechanismus der Erosion bedingter Schotter und Kiese zu den zeitlich benachbarten glazialen Flußablagerungen kann je nachdem, in welchem Abschnitt einer Interglazialzeit oder in welchem Stadium der Erosionsphase sie gebildet wurden, ein sehr verschiedenes sein. In der Abb. 1 sind die 5 allein möglichen Hauptfälle in der Folge ihrer Altersstellung innerhalb einer Interglazialzeit zusammengestellt. In dieser Anordnung kommt gleichzeitig ein genetisches Prinzip zum Ausdruck, indem die Profile 1 und 2 durch den Mechanismus der Erosion bedingte, die Profile 3, 4 und 5 durch tektonische Ursachen bedingte Interglazialschotter zeigen. Aus einer Erörterung dieser zunächst theoretischen Formulierungen und Vergleichen mit dem wirklichen Befund gewinnen wir für die

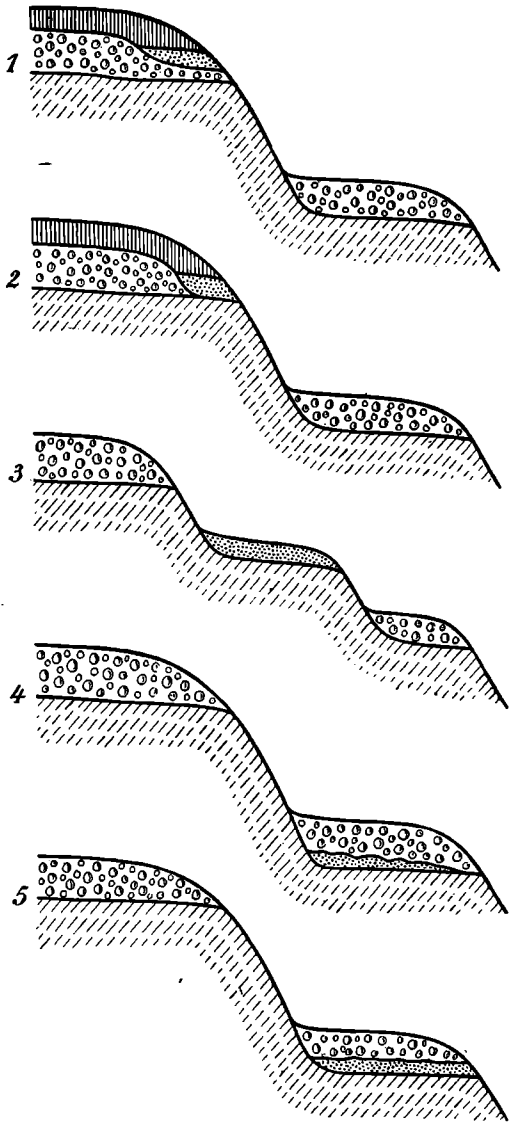
Beurteilung des Ausmaßes und der Art interglazialer Schotterbildung sichere Anhaltspunkte.


Die Profile 1 und 2 zeigen interglaziale Schotter aus dem ersten Teil einer Interglazialzeit; es handelt sich um lokale Anhäufung umlagerter Glazialschotter, über deren Bildungs- und Erhaltungsmöglichkeit oben das Nähere gesagt ist. Petrographisch stimmen solche Schotter entweder mit den glazialen, aus denen sie hervorgegangen sind, überein, oder sie enthalten einen höheren Prozentsatz an Hartgesteinen, — die zumeist dem oberen Einzugsgebiet entstammen — weil beim Umlagerungsprozeß infolge stärkerer Zerstörung der weicheren eine Anreicherung der harten Gesteine stattfinden mußte. Es bleibt aber fraglich, ob der petrographische Unterschied ein Ausmaß erlangen kann, das zur Unterscheidung solcher interglazialer von glazialen Schottern ausreicht; festgestellt ist er jedenfalls bis heute noch in keinem Falle, was allerdings in der sehr bescheidenen Verwendung petrographischer Schotteranalysen seinen Grund haben könnte.


Das Lagerungsverhältnis solcher interglazialer Schotter zu den glazialen oder überhaupt der interglaziale Charakter des betreffenden Teils der Gesamtschottermasse wird nur bei Vorhandensein und dann bei günstiger Lage von Kiesgruben und Führung charakteristischer Fossilien erkannt werden können. Als solche kommen hier vor allem Molluskenschalen in Betracht. Funde von Säugetierresten werden meist deshalb nicht entscheidend sein können, weil bei der gewöhnlichen Art des Kiesabbaus die Fundhorizonte nicht hinreichend genau festzustellen sind. Es wird daher vielfach nicht zu klären sein, ob Reste interglazialer Tiere aus solchen interglazialen oder den frühglazialen-spätinterglazialen Schottern aus dem unteren Teil der glazialen Aufschüttung (vergl. S. 54) entstammen. Das wird besonders der Fall sein bei Lagerungsverhältnissen, wie sie Profil 2 zeigt. Kommt eine starke Zerstückelung und oberflächliche Abtragung des Schotterzuges hinzu, und das ist ja die Regel, so werden die einzelnen interglazialen und glazialen Stücke auf Grund der gleichen oder entsprechenden Basishöhe der Schotter zu einer Aufschüttung zusammengezogen, und der wahre Sachverhalt bleibt verschleiert. Es ist nicht auszuschließen, daß in diesem Sinne einzelne Schotterlager der Saalehauptterrasse, deren Säugetierfauna wir S. 56, 57 nach Siegerts Angaben zusammengestellt haben, aus dem glazialen Schotterzug herausgenommen werden müssen. Eine Klarstellung mit Hilfe der-

jenigen Kriterien, die eine genaue Untersuchung der Deckschichten und die petrographische Schotteruntersuchung an die Hand geben, ist um so wichtiger, als die Fehlermöglichkeit in der Altersbestimmung solcher Schotter und ihres faunistischen Inhalts die ganze Zeitdauer einer Eiszeit beträgt. Die tiergeographische und vor allem die phylogenetische Auswertung solcher interglazialer Tiere aus Schottern und die Aufstellung von „Leitfossilien“ auf Grund phylogenetischer Ergebnisse hat sich daher nur auf geologisch völlig gesicherte Fundstellen zu stützen. Sie kann dann aber den Schlüssel für geologische Altersbestimmungen in solchen zweideutigen Fällen liefern.


Für die Beurteilung des Ausmaßes einer primär-interglazialen (aus in interglazialer Zeit frischgefördertem Gesteinsmaterial bestehenden) Aufschotterung sind die Interglazialschotter von Fall 1 und 2 belanglos. Denn sie bestehen aus umgelagertem glazialen Material und können als zeitweilig zur Ruhe gekom-



 glaziale
Flusschotter.

 interglaziale
Flusschotter.

 Deckschichten (Geschiebe-
mergel, Bänder-ton, Löss)

 Trias.

*Profilschemata
mit glazialen u. interglazialen Flusschottern.*

mene und dem weiteren Abtransport durch irgendwelche Ursachen entrückte Umlagerungsprodukte beim Erosionsvorgang nur lokal verbreitet sein resp. von jeher gewesen sein.

Das dritte Profil veranschaulicht den theoretischen Fall, daß die interglaziale Erosionsperiode zwischen zwei glazialen Aufschüttungsperioden durch eine Periode einer interglazialen Akkumulation unterbrochen ist. Ihr können nur tektonische Ursachen zugrunde liegen; die Möglichkeit einer hochinterglazialen Aufschüttungsperiode, die durch zwei Erosionsperioden begrenzt ist, läßt sich, wie wir durch Besprechung der beiden letzten Profile sehen werden, völlig ausscheiden. Zur Zeit der Ablagerung der interglazialen Schotter des Profils 3 müssen, da die Erosion schon tief in das anstehende alte Gestein eingeschnitten hatte, die glazialen Schotter im Talgebiet schon so weit ausgeräumt gewesen sein, daß sie als wesentliche Lieferanten für Geröllmaterial nicht mehr in Betracht kommen. In interglazialer Zeit geförderter Gesteinsschutt wird die interglaziale Ablagerung im wesentlichen zusammensetzen. Gerölle aus dem oberen Einzugsgebiet müssen, wie wir früher festgestellt haben, gegenüber Geröllen aus dem Mittellauf stark zurücktreten.

Interglaziale Schotterzüge von dieser Zusammensetzung und dieser Lage zu den zeitlich eingrenzenden glazialen Aufschüttungen kennen wir nicht. Für primär-interglaziale Aufschotterungen scheidet also auch dieser Fall aus.

Im Profil 4 gehören die interglazialen Schotter einem späten Abschnitt der eigentlichen Interglazialzeit an. Petrographisch sind sie in dem unter 3 erörterten Sinne von hangenden glazialen Aufschüttungen unterschieden; eine Denudations- resp. Erosionsdiskordanz beweist, daß sie nicht als ältester Teil der glazialen Aufschüttungsperiode zugehören. Die Ursache der Aufschotterung kann wie bei 3 nur in tektonischen Bewegungen gesehen werden.

Ähnliche Verhältnisse zeigt das fünfte Profil, dessen Interglazialbildungen in die letzte Phase einer Interglazialzeit, aber vor den Beginn der glazialen Aufschotterung gehören. Entscheidend für die Beurteilung dieses Falles, der dem normalen Profil einer glazialen Aufschüttung im ganzen schon recht nahe kommt, ist wiederum der petrographische Charakter der interglazialen Schotter; weniger die Diskordanz, die hier wie bei Fall 4 durch Aufarbeitung und Durchsetzung mit glazialzeitlichem Material verwischt werden kann, auf jeden Fall aber dann deutlich bleibt, wenn die im

glazialen Schotter viel reichlicher enthaltenen Gesteine des oberen Einzugsgebiets sich auch in der Farbe von den Gesteinen des Mittellaufs gut unterscheiden. Daneben kann die durchschnittlich beträchtlichere Geröllgröße der glazialen Schotter ausschlaggebend sein. Jedenfalls müssen die beiden letzten Fälle vom Geologen, wenn die Aufschlüsse nur einigermaßen genügen, erkannt werden. Daß für derartige, unter den von den Fällen 4 und 5 begrenzten Möglichkeiten entstandene, interglaziale Schotter aus den verhältnismäßig gut untersuchten Diluvialbildungen Mitteldeutschlands nur ein Beispiel angeführt werden kann, zeigt, welche geringe Bedeutung auch diese Möglichkeit primär-interglazialer Schotterbildung in Wirklichkeit besessen hat. Dieses Beispiel betrifft den von Wüst³³⁾ mehrfach behandelten Zug von Bachkiesen zwischen Schraplau und Salzmünde, in denen Wüst eine Fauna von Schnecken, Muscheln und Ostrakoden auffand, die unter einem eiszeitlichen Klima nicht bei uns gelebt haben kann. Das von Wüst hervorgehobene vollständige Fehlen von „Formen eines kälteren als des jetzt in der Gegend herrschenden Klimas“ schließt die Entstehung dieser Kiese in einer späten, schon unter dem Einfluß eines vordringenden Glazialklimas stehenden interglazialen Phase aus. Die Ablagerungen werden als vollinterglazial gelten müssen. Für die fossilführenden Kiese bei Benkendorf, wo sie ungleichmäßig von fossilfreien Kiesen anderer petrographischer Zusammensetzung überlagert werden, gibt Wüst an, daß Quarze und Buntsandsteinmaterial bei weitem vorherrschen. Als Einzugsgebiet des betreffenden Wasserlaufs erweisen die Gesteine der Schotter nach Wüst den Rand des Unterharzes, die Mansfelder Zechstein- und Trias-Mulde und die Hallesche Karbon- und Rotliegend-Mulde. Ein glazialzeitlich entstandener Kies müßte unbedingt eine große Menge der Gesteine des Oberlaufs, also der paläozoischen Gesteine des Unterharzes und eines Teils der Mansfelder Mulde führen. Das starke Vorherrschen des Buntsandsteins, der im Mittel- und Unterlauf des Baches, wie er im einzelnen auch geflossen sein mag, weiteste Verbreitung besessen haben muß, weist an sich schon unbedingt auf nichtglaziale Entstehung hin. In dem petrographischen Unterschied gegen die hangenden Kiese, die Wüst mit Vor-

³³⁾ E. Wüst, Ein interglazialer Kies mit Resten von Brackwasserorganismen bei Benkendorf im Mansfeldischen Hügellande. Vorläuf. Mitteil. Centralbl. f. Mineral. Jahrg. 1902, S. 107. — Derselbe, Die erdgeschichtliche Entwicklung und der geologische Bau des östlichen Harzvorlandes. Heimatkunde des Saalekreises usw. von W. Ule, 1908.

behalt für glazial hält, und der Diskordanz gegen diese Kiese, stimmen die interglazialen Kiese von Benkendorf völlig mit den Interglazialablagerungen unserer Profilschemata 4 und 5 überein. Desgleichen sind die Voraussetzungen für eine unserem Fall 4 und 5 entsprechende Entstehung erfüllt. Denn junge bis ins Diluvium hineinreichende Störungen sind aus diesem und dem angrenzenden Gebiet in größerer Zahl bekannt. Und tektonische Störungen können, wie wir oben gesehen haben, zu Aufschotterungen führen, die sich durch lokale Beschränkung — gehören die interglazialen Kiese zwischen Schraplau und Salzmünde einem ehemals geschlossenen Schotterzug an, was unter tektonisch bedingter Entstehung keineswegs sicher ist, so würde die Aufschotterung über ein etwa 18 km langes Talstück des Unterlaufs stattgefunden haben — und besondere petrographische Zusammensetzung in der glazialen Aufschotterung unterscheiden.

Schotter ähnlicher oder entsprechender Zusammensetzung wie die tektonisch bedingten interglazialen (Fall 3, 4 und 5 unserer Profilschemata) könnten auch in einer hochinterglazialen Steppenphase entstanden sein, wenn es eine solche gegeben hätte. Die Argumente, die für eine solche Klimaphase im Höhepunkt einer Interglazialzeit von Wüst und später von Freudenberg angeführt worden sind, sind keineswegs eindeutig. Dieser Hypothese widerspricht vor allem auch das glaziale Alter des Löß und das so gut wie vollständige Fehlen von Schottern aus einer solchen Periode. Unter dem halbariden Klima einer solchen warmen Steppe hätte es unbedingt zur regionalen Aufschüttung von Schottern kommen müssen, die sich von den glazialen durch Zurücktreten von Gesteinsmaterial aus dem oberen Einzugsgebiet unterscheiden. Vor allem Fall 3 unseres Profilschemas müßte sich weitverbreitet finden, Fall 4 und 5 dann, wenn einer solchen interglazialen, notwendigerweise regionalen Aufschotterung keine beträchtliche Erosionsphase mehr folgte. In Wirklichkeit ist Fall 3 nicht bekannt, Fall 4 oder 5 in Mitteldeutschland nur einmal und im Hinblick auf unsere Auffassung bemerkenswerterweise gerade in einem Gebiet, in dem ins Diluvium reichende Störungen verschiedentlich nachgewiesen sind.

Für eine regionale interglaziale Aufschotterung fehlen also alle Beweise. Rücken wir das faunistische oder das petrographische Moment in den Vordergrund, so beherrscht die interglazialen, besonders aber die primär-

interglazialen Schotter ein lokaler, die glazialen aber ein regionaler Charakter.

Im Rahmen der gesamten diluvialen Aufschotterung spielt eine primär-interglaziale Aufschotterung, die nach allen unseren Erfahrungen nur tektonisch bedingt gewesen sein kann, eine ganz verschwindende Rolle.

Ergebnisse

Regionale Verbreitung und petrographische Zusammensetzung der diluvialen Aufschotterung beweisen, daß es vor allem klimatische Faktoren waren, die die Bildung der diluvialen Schotterterrassen beherrschten. Die Aufschotterungen sind rein klimatisch bedingt; das gleiche gilt für die Erosion insofern, als ihr Einsetzen ohne Klimaänderung nicht möglich war, wenn auch ihr Ausmaß durch kontinentale Bewegungen beeinflusst worden sein mag. Ein kaltes halbarides Klima charakterisiert die Zeiten der Aufschotterung, ein humides die der Erosion. In dem wiederholten, durch die vorhandenen Schotterterrassen dokumentierten Wechsel beider Klimate erkennen wir den Wechsel von Glazial- und Interglazialzeiten, wie er in anderen Gebieten und auf Grund anderer als in dieser Arbeit behandelte Beobachtungstatsachen nachgewiesen worden ist. Unsere von den Schotterzügen eines in diluvialer Zeit nicht vereist gewesenenen, von den direkten geologischen Wirkungen diluvialer Eismassen nicht beeinflussten Gebietes ausgehende Untersuchung führt damit zu prinzipiell dem gleichen Ergebnis, wie es Penck und Brückner in einem in diluvialer Zeit wiederholt stark vereisten, von den direkten geologischen Wirkungen diluvialer Eismassen beherrschten Gebiet, dem Alpengebiet, gewonnen haben. Wie dort einer jeden Glazialzeit eine Aufschotterung der aus dem Gebiet führenden Flußtäler resp. eine Schotterterrasse zugehört, so muß sich auch in unserem Gebiet die Anzahl der Glazialzeiten und der Schotterterrassen entsprechen. Wir müssen hier auf eine Altersbestimmung und Gliederung der Schotterterrassen in diesem speziellen Sinne verzichten. Sie würde beim heutigen Stand unserer Kenntnisse, sollte sie zu gesicherten Ergebnissen führen, eine weiter ausholende kritische Behandlung der Schotterzüge in verschiedenen selbständigen Talgebieten verlangen, die über den Rahmen dieser Arbeit hinausgeht. Es sei an dieser Stelle nur darauf hingewiesen, daß wir in den regionalen Schotter-

terrassen ein sehr wertvolles Mittel haben, die im ehemals vereisten Gebiet festgestellte Abfolge der Glazial- und Interglazialzeiten zu kontrollieren und auch zu ergänzen. Denn es können durch Denudationsvorgänge zwischen zwei Eiszeiten oder Eisvorstößen oder durch Aufarbeitung älterer Glazialablagerungen durch neue Eismassen über weite Gebiete die Spuren einer älteren Vereisung so stark verwischt werden, daß sie beim derzeitigen Stand unserer Kenntnisse nicht erkennbar und, wo sie gefunden werden, nicht ohne weiteres richtig deutbar sind. Mit der endgültigen Ausschaltung interglazialer regionaler Schotterterrassen, an denen von verschiedenen Seiten bis heute festgehalten wurde, tritt der Gegensatz zwischen Glazialzeit und Interglazialzeit wiederum in ein schärferes Licht. Beiden gemeinsam ist nur eine regionale Verwitterung, die aber in Glazialzeiten eine mechanische, in Interglazialzeiten eine chemische gewesen ist. Ein zweiter durchgreifender Unterschied betrifft die Gesteinsbildung. Sie war eine regionale in den Glazialzeiten, in denen Geschiebemergel und ihre Auswaschprodukte, Schotter und Löss gebildet wurden. Nur lokal war sie in den Interglazialzeiten, in denen räumlich beschränkte Kies- und Schotterlager (als Umlagerungsprodukte beim Erosionsvorgang, oder tektonisch bedingt), Kalktuffe, die einen geregelten reicheren Wasserhaushalt unbedingt voraussetzen, Tonlager und Torfmoore entstanden. Wo eine Häufung lokaler Gesteinsbildung sie einer regionalen Verbreitung annähert, dort treffen wir die interglazialen Gesteine in ihren Entstehungsbedingungen stets in direkter Abhängigkeit von glazialen Gesteinen und ihrer Verbreitung: die Schotter und Sandlager von der glazialen Aufschotterung, die Torfmoore von der Ausdehnung des Geschiebemergels.

Sobald man am Tatsachenmaterial einen Fragenkomplex der Diluvialgeologie kritisch überprüft, bedeutet das Ergebnis stets, im vollen Widerspruch zur monoglazialistischen Lehre, eine Verschärfung des Gegensatzes zwischen glazialzeitlichen und interglazialzeitlichen Verhältnissen.

Unsere Untersuchung hat schließlich, und auch das darf als ein Ergebnis betrachtet werden, die allgemeine Bedeutung petrographischer Schotteruntersuchungen, die bisher der Diluvialforschung in zu bescheidenem Maße nutzbar gemacht worden sind, in ein helleres Licht gerückt. Nicht nur auf die Frage nach dem ehemaligen Einzugsgebiet eines Flusses, nach der ehemaligen, von

der heutigen vielleicht abweichenden Verbreitung der einzelnen Formationsglieder in diesem Einzugsgebiet, können wir aus der Zusammensetzung der Schotter eine Antwort erwarten. Petrographische Schotteruntersuchungen können auch über die Ursachen einer Aufschotterung, über das Klima, in dem sie stattfand, und damit über die allgemeine Altersstellung im diluvialen System Aufschluß geben; sie können in diesem Zusammenhang zum Teil eine wichtige Stütze werden für den faunistischen Befund, zum Teil die Deutung dieses Befunds, die fast stets von rezenten, oft keineswegs hinreichend bekannten oder eindeutige Schlüsse gestattenden Verhältnissen ausgeht, korrigieren. Den Fragen nach der speziellen Altersstellung von Schottern mit interglazialer Fauna, nach den Vorgängen in unseren Flußtälern zur Postglazialzeit, die heute nur in großen Zügen, nicht in den Einzelheiten erkennbar ist, kann mit Erfolg vor allem auf diesem Wege nachgegangen werden. Die nicht unbeträchtlichen Schwankungen, die in der petrographischen Zusammensetzung der einzelnen Kies- und Schotterlagen selbst eines Aufschlusses bestehen, machen zur Gewinnung brauchbarer Daten natürlich die Untersuchung zahlreicher und nicht zu kleiner Proben notwendig. Überhaupt muß eine Methodik der Schotteruntersuchung und der Bewertung erst ausgearbeitet werden. Die einzelnen Schichten sind nach der Größe ihrer Komponenten verschieden zu beurteilen. Dasselbe Gestein aus einem bestimmten Teil des Einzugsgebiets muß in Sanden oder feinen Kiesen in einem anderen Mengenverhältnis vertreten sein, als in gröberen Kiesen und Schottern. Hier spielt die Widerstandsfähigkeit des Gesteins gegen Abrollung und Zertrümmerung beim Verfrachtungsprozeß eine entscheidende Rolle, ebenso das spezifische Gewicht. Für Gesteine von gleichen physikalischen Eigenschaften bezüglich der Einwirkungen der fluviatilen Verfrachtung ist zur richtigen Bewertung ihrer prozentualen Beteiligung und der herrschenden Geröllgrößen die Länge des Wegs vom Anstehenden bis zur Ablagerungsstelle in Rücksicht zu ziehen. Die Geröllgröße und damit das Mengenverhältnis, in dem ein Gestein in feineren und gröberen Kiesen beteiligt ist, hängt also von einer Summe verschiedenartiger Bedingungen ab. Für petrographische Schotteruntersuchungen genügt es daher nicht nur das Mengenverhältnis der einzelnen Gesteine nach Gewicht oder Volumen festzustellen; es muß der Grad der Härte oder Zähigkeit, das spezifische Gewicht, die Größe der Gerölle, in jedem Falle die Entfernung vom Ursprungsort, das Massenverhältnis

in feinen, mittelgroben und groben Kiesen ermittelt, es müssen alle diese Daten in ihrem gegenseitigen Abhängigkeitsverhältnis geprüft werden. An einem gut aufgeschlossenen diluvialen Kieslager eines Flusses, dessen Einzugsgebiet zu damaliger Zeit vollständig bekannt ist, wäre zunächst eine Methodik aufzustellen. Hier öffnet sich der induktiven Forschung ein weites Arbeitsfeld, aus dem der Diluvialgeologie der nicht vereist gewesenen Gebiete, deren diluviale Bildungen die wichtigsten Dokumente zur Entwicklungsgeschichte des Menschen und der jüngeren Säugetiere und damit zu einer allgemeinen Entwicklungsgeschichte liefern, eine feste, der reinen Spekulation entrückte Grundlage erwachsen muß.

Druckfehlerberichtigung

Seite 13, 8. Zeile von oben, muß es am Schluß der Zeile statt „die dilu-“ heißen „die allu-“.
