

Über Erosion.

Von **Robert Mayer** (Graz).

Die Literatur über den Erosionsvorgang ist reich genug; es könnte deshalb überflüssig scheinen, sich noch einmal näher damit zu beschäftigen. Aber die Kenntnis der besonderen Art, wie sich dieser Abtragungsvorgang abspielt, wurde gerade in den letzten Jahren durch Arbeiten bereichert, die an sehr weit zerstreuten Stellen oft dem Geographen fremd bleiben. Besonders die Hydrotechniker haben über Wasserbewegung, Schleppkraft, Geschiebetrieb eine Menge neuer Erfahrungen gesammelt und durch Experimente Einblicke erhalten, die kaum unter den Geographen verwertet wurden. Vor allem waren es die Flußbaulaboratorien in Karlsruhe, Wien und Graz, die diesen Problemen nachgegangen sind. Am letzten deutschen Geographentag in Karlsruhe war Gelegenheit geboten, die größte unter diesen Anstalten zu sehen. Als Ausdruck der Dankbarkeit für die lehrreiche Führung durch dieses Laboratorium möchten die folgenden Zeilen angesehen werden.

Bisher hat nur Prof. Dr. Salomon auf die Bedeutung der Karlsruher Experimente in einer Mitteilung für Geologen¹⁾ hingewiesen. Es sei daher gestattet, an dieser Stelle näher auf die für die Geographen wichtigen Ergebnisse der neuen Hydrotechnik einzugehen.

I. Die Bewegungsform des fließenden Wassers.

Die neuen von den Hydrotechnikern gefundenen Gesetze der Wasserbewegung lassen sich etwa in folgender Weise zusammenfassen:

Die Faktoren, welche die verschiedene Beschaffenheit des Flußbettes bedingen, bewirken damit verschiedene Arten der Wasserbewegung in ihm und lassen verschiedene Arten der Flußlaufstrecken unterscheiden, nämlich Gebirgs- oder Wildbäche, Mittelgebirgsflüsse und Flachlandsströme, worunter also nicht ganze Flüsse zu verstehen sind, die in ihrem gesamten Verlaufe die diesen Namen entsprechenden Merkmale besitzen, sondern alle Flußlaufstrecken, die diese charakteristischen Merkmale tragen. Zwischen diesen Hauptgruppen kommen über-

¹⁾ Die Rehbockschen Wasserwalzen und ihre Bedeutung für Erosion und Akkumulation. Geol. Rdsch. XVII, 1926, S. 418—427.

all, besonders in Gebirgen von solcher Mannigfaltigkeit wie die Alpen, Übergangs- und Mischungsformen vor. Die Hauptmerkmale der unterschiedenen Typen sind etwa folgende:²⁾

1. Wild- oder Gebirgsbäche haben ein sehr starkes Gefälle, ihr Bett liegt zu Zeiten ganz oder teilweise trocken, sie führen viele Gerölle und bilden zeitweise Murgänge. Sie haben oft ein Sammelgebiet von trichterförmiger Gestalt, darunter schließt sich eine Schlucht an, erst unter dieser beginnt die Schuttablagerung. Diese Charakterisierung wird besonders bestätigt durch die Beschreibungen von Stiny.³⁾ Der Lauf des Wildbaches enthält also schon allein Erosions- und Aufschüttungsgebiet und eine Übergangsstrecke, in welcher beide abwechseln. Der Betrag der Erosion und Aufschüttung ist sehr groß; die Ablagerung wird durch einen Gefällsbruch von sehr steilem zu weniger steilem Gefälle erzwungen. Die wesentlichen Teile eines Flußlängsprofiles sind in seinem Laufe schon enthalten.⁴⁾ Der Bruch braucht nicht um einen Unterschied von sehr vielen Graden stattzufinden, um eine Aufschüttung herbeizuführen; es genügt, daß ein Teil des vom Bache mitgeschleppten Materiales nicht mehr verfrachtet werden kann; je größer der Bruch, desto größer das Volumen des Schotterkegels und desto kleiner das Korn des noch abgelagerten und desto kleiner das Volumen und das Korn des noch weiter verfrachteten Geschiebes.

²⁾ Das Nachstehende nach folgenden Werken: Theodor Rehbock, Die Berechnung der Wasserspiegellage bei fließenden Gewässern. Die Wasserkraft, München 1921, H. 4 u. 5. — Ders., Brückenstau- und Walzenbildung. Der Bauingenieur, 1921, H. 13. — Ders., Betrachtung über Abfluß, Stau und Walzenbildung bei fließenden Gewässern. Festschr. 60. Geburtstag d. Großherz. von Baden. Berlin 1917. — Referat darüber von Karl Fischer in Zeitschr. Ges. Erdk. Berlin, 1919, S. 169—176. — Theodor Rehbock, Die Bekämpfung der Sohlenauskolkung durch Zahnschwellen, Festschr. techn. Hochsch. Friedericiana, 1925. — Ders., Abfluß, Bettbildung und Energiehaushalt bei Wasserläufen. Vhn. 22. D. Geogr. Tg. Karlsruhe, S. 171—174. — Ders., Abfluß, Bettbildung und Energiehaushalt der Wasserläufe. Pet. Mitt., 73. Jg., 1927, S. 299. Einige dieser Schriften wurden mir von Herrn Priv.-Doz. Dir. Dr. A. Aigner in Graz bereitwilligst zur Verfügung gestellt, wofür ich ihm herzlichst danke.

³⁾ Josef Stiny, Die Muren, und die Literatur bei A. Penck, a. a. O. I, 324 f. bes. Stiny, a. a. O. S. 57 ff.

⁴⁾ S. a. A. Penck, Morphologie der Erdoberfläche, I, 323 f.

2. Aus der Vereinigung mehrerer Wildbäche entsteht, gewöhnlich in einem Talboden, ein Mittelgebirgsfluß. Wo widerstandsfähige Felsen vorhanden sind, gibt es auch hier enge Täler, in denen der Fluß wieder Wildbachcharakter annimmt. Der Mittelgebirgsfluß hat eine sehr veränderliche Gestalt, die größten Veränderungen treten bei Hochwasser ein; der Talboden wird durch Ablagerungen gleichmäßig aufgehöhrt, der Fluß fließt häufig in seinem eigenen Geschiebe fort und teilt sich mitunter in mehrere Arme. Auch diese Flüsse haben Erosions- und Aufschüttungsgebiete, die bei einigen von ihnen mehrere Male hintereinander wechseln.

3. Flachlandsströme⁵⁾ sind gekennzeichnet durch Flußwindungen, die gelegentlich wieder aufgelassen und durchbrochen werden. Dann wird die Flußachse (= Stromlinie) abgekürzt; die Verkürzung beträgt oft ein Drittel des ursprünglichen Laufes und mehr. Der Fluß führt wenig Geröll, aber sehr viel Sinkstoffe und chemisch gelöstes Material. Er fließt fast ausschließlich in lockerem Boden (Schotter, Sand und Ton), den häufig er selbst aufgeschüttet hat. Auch dieser Fluß kann streckenweise wieder den Charakter eines Mittelgebirgsflusses annehmen, wo er etwa ein Hügelland wieder durchbrechen muß.

Die verschiedenen Arten der Flußbewegung und -entwicklung zeigen in ihren Merkmalen ihre Abhängigkeit vom Gefälle.

Selbstverständlich ist diese Art der Flußeinteilung nicht so zu verstehen, daß jeder Fluß oder nur einige Flüsse sich der Länge nach genau in drei Teile, in drei Flußabschnitte mit diesen Merkmalen einteilen ließen, von denen der obere dem Wildbache, der mittlere dem Mittelgebirgsflusse, der untere dem Flachlandsstrome entspräche; so wie etwa die alte Einteilung in Ober-, Mittel- und Unterlauf gemeint war. Die Einteilung selbst zeigt, daß auch in den Mittelgebirgsflüssen sich Wildbachstrecken, in den Flachlandsstrom sich Mittelgebirgsstrecken einschalten. Die Charakteristik betrifft nur die Art des Fließens und die Wirksamkeit des Flusses, die in der Erosion und der Aufschüttung besteht.

⁵⁾ W. Ule, Physiogeographie des Süßwassers (Enzyklopädie der Erdkunde, Wien, Deuticke, 1925) S. 84, gebraucht dieses Wort in einer Einteilung mit anderem generischen Moment in anderem Sinne.

Neuerdings hat sich auch Cholnoky⁶⁾ gegen eine mechanische Einteilung gewendet und unterscheidet Flußstrecken mit Ober-, mit Mittel- und mit Unterlaufcharakter. Es ist bemerkenswert, daß er die Schlingenbildung (Bildung von Flußwindungen) als Merkmal des Mittellaufes bezeichnet, wofür er hauptsächlich die Theiß als Beispiel anführt; dagegen ist ihm die Spaltung des Flusses in Arme ein Kennzeichen des Unterlaufes (Donau unterhalb Theben), weil sie der Deltabildung entspricht. Flußteilung und Schlingenbildung können, wie er auseinandersetzt, überhaupt nicht gleichzeitig nebeneinander vorkommen; denn ein Fluß bildet nur dort Schlingen, wo er sein Geschiebe noch zu verfrachten vermag, wenn er auch nicht mehr erodiert. Der Fluß teilt sich nur dort in Arme, wo er seine Fracht nicht mehr weiter schleppen kann. Beides, Schlingenbildung und Teilung in Arme, hängt vom Gefälle ab.

Die Unterschiede in der Wirkungsart der Flüsse nach Erosion und Aufschüttung gehen aber auf die Unterschiede in der Bewegungsart des Flußwassers zurück, von denen die Hydrotechniker nach dem Vorschlage Prof. Rehbocks⁷⁾ drei Arten kennen:

1. Die bandförmige, laminare, gleitende oder Parallelbewegung ist eine stationäre Bewegung, in welcher jedes Wasserteilchen in seinem Laufe seine Lage zu jedem seiner Nachbarteilchen beibehält. Sie kann nur dort stattfinden, wo die Geschwindigkeit eines jeden Wasserteilchens nur wenige Sekundenmillimeter beträgt.

2. In der Natur fließt jeder Fluß wirbelig, turbulent. Die Bewegung heißt so, weil jedes Wasserteilchen darin eine regellose Bahn beschreibt, seine Lage zu seinen Nachbarteilchen fortwährend scheinbar willkürlich ändert, auch senkrecht zur Hauptbewegung fortschreiten kann. Je nach der Geschwindigkeit des Fließens und der auf dem Wasserspiegel erzeugten Wellen und je nach der sich damit verbindenden Bewegungsform unterscheidet man das schießende und das strömende Fließen.

⁶⁾ Über Flußtäler, Mitt. Geogr. Ges., Wien 1927, 70. Bd., S. 43—53.

⁷⁾ Das Folgende nach dessen eingangs genannten Werken.

Die untere Grenzgeschwindigkeit, bei der das Wasser noch gleitet, ist so niedrig, daß sie nur in Betten, die keine störenden Hindernisse enthalten, wenige Sekundenmillimeter betragen kann. Da es solche Betten in der Natur nicht gibt und selbst bei Versuchen, wie sie Reynolds mit halbzylinderförmigen Röhren angestellt hat, die gleitende Fließart nur bei äußerster Vorsicht zu erzielen war, dürfte die untere Grenzgeschwindigkeit in Wirklichkeit noch niedriger als die etwa errechnete sein.^{7a)} Die untere Grenzgeschwindigkeit erreicht erst bei der Bewegung von Flüssigkeiten größerer Zähigkeit eine praktisch wertvolle Größe. Man hat es also beim Wasser nur mit Bewegungen über dieser unteren Turbulenzgrenze zu tun.

Beim strömenden Wasser ist die Fließgeschwindigkeit kleiner als die Wellengeschwindigkeit ($u < i$).

Bei der schießenden Fließart des Wassers ist die Fließgeschwindigkeit größer als die Wellengeschwindigkeit ($u > i$).

Die Grenze zwischen beiden liegt dort, wo die Fortpflanzung der Wellen mit der Fließgeschwindigkeit gleichen Schritt hält. Die untere Schießgeschwindigkeit oder obere Strömgeschwindigkeit entspricht der Wellengeschwindigkeit von t_0 Wassertiefe und ist gleich:

$$u_0 = \sqrt{g \cdot t_0}.$$

Überdies läßt die Höhenlage des Wasserspiegels gerade bei dieser Grenzgeschwindigkeit die größtmögliche Abflußmenge bei der gegebenen Bettsohle zu.⁸⁾

Wenn beide Geschwindigkeiten gleich groß sind, muß die Wellenform mit dem Wasser gleichen Schritt halten, eine von einem Punkt ausgehende Welle muß sich kreisförmig fortpflanzen und die Gestalt der konzentrischen Kreise auch in der Abwärtsbewegung beibehalten. Wenn dagegen die Fließgeschwindigkeit größer ist als die Wellengeschwindigkeit, so müssen die erzeugten Kreisformen die konzentrische Anordnung verlieren, der ehemalige Mittelpunkt rückt weiter abwärts. Wenn aber die Fließgeschwindigkeit kleiner ist als die Wellengeschwindigkeit, müssen die später entstehenden Kreise dem erregenden Mittelpunkt in der Weiterbewegung zuvorkommen,

⁸⁾ Th. Rehbock, Abfluß, Stau und Walzenbildung.

^{7a)} Rudzki, Physik der Erde. 1910, S. 455 ff.

das heißt der ehemalige Mittelpunkt verschiebt sich nach aufwärts. Aus dieser Beschreibung wird auch klar, daß das schießende Wasser keinen Einfluß auf eine weiter oberhalb liegende Flußstrecke nehmen kann, während das strömende Wasser deutlich nach oben zurückwirken kann.

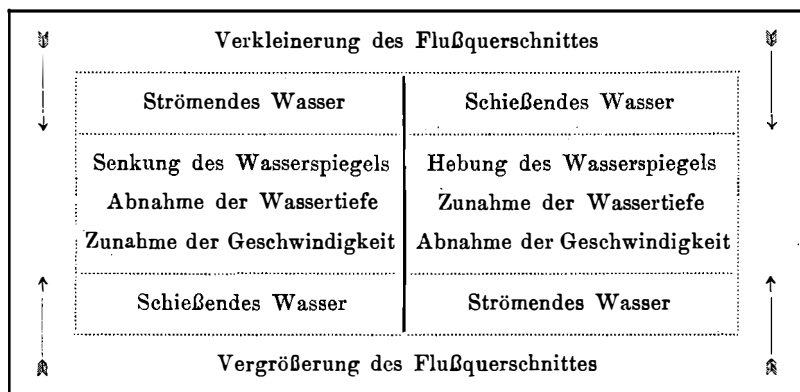
Das Strömen ist wohl zumeist die Fließart großer Flüsse, es kommt bei ihnen aber auch das Schießen vor, wofür der St. Lorenzstrom das bekannteste Beispiel ist.

Auch bei Beobachtung der Oberfläche kann das schießende Wasser leicht vom strömenden unterschieden werden: denn im strömenden Wasser entstehen im allgemeinen am häufigsten stehende Wellen senkrecht zur Hauptrichtung der Wasserbewegung („Querwellen“), während im schießenden Wasser die durch Störungen entstehenden Wellen schräg zur Hauptrichtung des Wassers liegen und gerne ihre schräge Richtung beibehalten („Schrägwellen“). Abgesehen davon ist die Oberfläche des schießenden Wassers im allgemeinen glatter als die des schnell strömenden, so daß sich die Oberflächenform des Flusses bei zunehmender Geschwindigkeit wieder der des gleitenden Wassers nähert.

Die Bewegung des Wassers muß sich auch den Uferwandungen anpassen; diese sind nämlich auch an einem ruhig strömenden Flusse so abwechslungsreich, daß Verengungen und Erweiterungen des Querschnittes, Erhöhungen und Vertiefungen der Sohle des Flußbettes kurz hintereinander folgen. Dort, wo Veränderungen im Querschnitte des Flußbettes ganz allmählich hintereinander folgen, vermag sich das Wasser leicht den Veränderungen anzuschmiegen. Oft ändert sich aber das Flußbett ohne künstliche Einbauten in kurzen Abständen, manchmal mehrmals hintereinander, besonders bei Gebirgsflüssen; dann ist das Verhalten des Wassers zu seinem Flußbette von größter Wichtigkeit und je nach der Bewegungsart verschieden:

Wenn der Querschnitt eines Flußbettes — auf künstlichem oder natürlichem Wege — durch Zusammenziehung der Ufer oder Sohlenhebung kleiner wird, dann wird im strömenden Wasser der Wasserspiegel sinken, die Wassertiefe abnehmen und die Geschwindigkeit zunehmen; dagegen hebt sich im schießenden Wasser der Wasserspiegel, die Wassertiefe nimmt zu und die Geschwindigkeit ab. Wenn aber der Querschnitt durch Ver-

breiterung des Bettes oder Vertiefung der Sohle vergrößert wird, dann tritt das Umgekehrte ein: Hebung des Wasserspiegels, Zunahme der Wassertiefe und Abnahme der Geschwindigkeit im strömenden Wasser, im schießenden Spiegelsenkung, Abnahme der Wassertiefe und Zunahme der Geschwindigkeit.



Das läßt sich auch ohne Berechnung und Zeichnung ganz gut verstehen, wenn man nur oft genug fließendes Wasser beobachtet hat. Wenn die Wellengeschwindigkeit größer ist als die Fließgeschwindigkeit, also bei strömendem Wasser, muß vor einem aufgebauten Querhindernisse die Welle das vor ihr aufgestaute Wasser überspringen und so den Wasserspiegel heben; wenn die Wellengeschwindigkeit kleiner als die Fließgeschwindigkeit ist, das ist bei schießendem Wasser, muß die an ein stauendes Querhindernis herankommende Flußwelle hinter dem fließenden Wasser zurückbleiben, sich in das unter ihm fließende Wasser einschieben und nachdrücken. Dadurch wird die Oberfläche glatter und die Bewegung rascher. Die Verengung des Flußquerschnittes wird also im strömenden Wasser durch eine Erhöhung der Geschwindigkeit kompensiert, um die gleichen Abflusmengen aufrechtzuhalten, im schießenden Wasser durch Erhöhung des Wasserspiegels. Das sind gewissermaßen die Mittel des fließenden Wassers, um den Durchfluß einer gleichbleibenden Wassermenge nach dem Querschnitte zu regeln, der sich von Strecke zu Strecke ändert.

Es gibt noch ein anderes Mittel, wodurch dieses Ziel erreicht wird; denn überall dort, wo sich das Wasser den Ufer-

wandungen und den Unebenheiten der Flußsohle nicht anzuschmiegen vermag, muß sich die Strömung von ihnen lösen. Dadurch entstehen tote Winkel zwischen dem fließenden Wasserband und den Wandungen, Räume, die sich mit Wasser füllen; aber in diesen Winkeln bleibt das Wasser auch nicht still liegen, sondern wird durch das unter, über und neben ihm fließende Wasser mit in drehende Bewegung versetzt; das sind die Wasserwalzen, in denen sich die Wasserteilchen um horizontale und vertikale Achsen herum bewegen, also eine von dem Hauptwasserstrom getrennte, mehr oder weniger selbständige Bewegung ausführen.

Vertiefungen in der Sohle des Bettes werden durch Grundwalzen ausgefüllt, in denen sich das Wasser um eine horizontale Achse dreht, und zwar an der Oberseite, durch den Hauptwasserstrom mitgerissen, flußabwärts, an der Unterseite flußaufwärts, im ganzen also im Sinn eines oberflächlichen Mühlrades. Im umgekehrten Sinne bewegen sich die Deckwalzen, die sich an der Oberseite des Wassers bilden und in denen das Wasser an der Unterseite flußabwärts, an der Oberseite flußaufwärts fließt, also wie in einem unterschlächtigen Mühlrade. Sie heißen auch Gegenwalzen. Sie entstehen überall dort und nur dort, wo das Wasser aus dem schießenden in das strömende Fließen übergeht; unter ihnen und durch sie vollzieht sich gewissermaßen der Kampf des schießenden mit dem strömenden Wasser. Sie wirken wie eine Bremsvorrichtung gegen eine allzu große Geschwindigkeit. An ihrem oberen Ende entsteht ein Wassersprung, der Wechselsprung, der, flüchtig besehen, wie ein emporspringender Teil des Flußwassers aussieht; in Wirklichkeit fällt aber das Wasser an seinem oberen Ende zum Wasserspiegel hinab, dort wird es wieder in den Wasserstrom zurück und mit abwärts fortgerissen. Der Wechselsprung ist immer nur ein Teil einer Deckwalze. Unterhalb einer Deckwalze fließt das Wasser immer langsamer als oberhalb, es ist dort tiefer und erzeugt einen Kolk, den es immer mehr aushöhlt, und damit ein widersinniges Gefälle, wenigstens auf eine kurze Strecke.

Uferwalzen entstehen am linken und rechten Ufer in toten Räumen; sie drehen sich um vertikale Achsen, und zwar am rechten Ufer im Sinne der Bewegung eines Uhrzeigers

(„Rechtswalzen“), am linken Ufer im entgegengesetzten Sinne („Linkswalzen“). Sie werden durch die Hauptströmung, die an ihnen vorbeifließt, in die drehende Bewegung gebracht und in ihr erhalten. Wenn der tote Raum durch diese Walzen nicht ausgefüllt wird, so entstehen in den restlichen Winkeln auch noch Nebenwalzen, deren Bewegung wieder mit der der Uferwalzen zusammenhängt und ihrem Sinn entgegengesetzt ist.

Die Walzen, vor allem die Deckwalzen, sind also Energievernichter, die sich besonders in Flüssen von starkem Gefälle in den Flußlauf einschieben. Wenn der Fluß vom Schießen ins Strömen übergeht, verzehrt er kinetische Energie, diese geht in potentielle über. Tritt der umgekehrte Vorgang ein, so wird wieder potentielle Energie in kinetische umgewandelt. Das geschieht, wenn das Gefälle plötzlich wächst oder ein neuer Zubringer die Wassertiefe vergrößert oder die Geschwindigkeit beschleunigt, und geschieht deswegen, weil durch die Wasserwalzen die innere Reibung beträchtlich erhöht wird und die zu ihrer Überwindung erforderliche Energiemenge der kinetischen Energie des Wassers entnommen werden muß.⁹⁾

II. Geschiebeführung.

Über die Geschiebeführung der Flüsse wurden in den letzten Jahrzehnten besonders in den Flußbaulaboratorien viele Experimente angestellt und vielerlei Erfahrungen gesammelt. Durch die Glaswände, welche die Versuchsflüsse einschließen, läßt sich die Art der Geschiebebewegung, die sich in der Natur verbirgt, leicht beobachten. Gerölle bleiben bei zunehmender Wassermenge so lange in Ruhe liegen, bis die Wassermenge oder die Geschwindigkeit eine gewisse Grenze überschritten hat. Dann vollzieht sich der weitere Vorgang mit einer unerwarteten Raschheit; kleine Steigerungen genügen dann, um große Wirkungen hervorzurufen. Einzelne Kiese werden zuerst von Unruhe erfaßt, beginnen zu schwanken, kommen in ein immer stärkeres Zittern, werden dann mit einem Male in die Höhe gehoben und weitergetragen. Dies geschieht unmittelbar

⁹⁾ Th. Rehbock, Abfluß, Bettbildung und Energiehaushalt der Wasserläufe. Pet. Mitt., 73. Jg., 1927, S. 299.

unterhalb des Wasserfalles. Der Beobachter hat den Eindruck, daß die Kiese nicht so sehr durch die Stoßkraft des Wassers fortbewegt als vielmehr, sobald der Wasserstrom mit größerer Geschwindigkeit über sie fließt, auf einmal in die Höhe gesaugt werden, wie wenn sie in einen Wirbel hineingekommen wären, der sie, nach Art einer Windhose, erfaßt und in die Höhe strudelt.¹⁰⁾ Was sich hier zuträgt, ist ein Austauschvorgang zwischen zwei Medien von sehr verschiedener Dichte im Sinne von Wilhelm Schmidt,¹¹⁾ ein Vorgang, der in extremen Fällen zu völliger Vermischung führen kann. So kommen die Geschiebe in den rascheren Wasserstrom, werden abwärts getragen und erst bei Erlahmung der Schleppkraft fallen gelassen. Bei den gleichmäßigen Geschieben eines Versuchsflusses bilden sich auf solche Weise sehr rasch Geschiebeberg und Geschiebetal aus, also diejenige Form, die nach Helmholtz an der Grenzfläche zweier Medien entstehen muß, wenn sie verschiedene Dichte haben und eines von ihnen in Bewegung ist, die Wellenform als stabilere Grenzfläche.¹²⁾

Diese Wellenform des Schotters und des Sandes auf der Sohle des Flußbettes begünstigt aber erst recht die Entstehung von Walzen über der Sohle, so daß die Hebung und Weiterbeförderung des Geschiebes erleichtert wird. Besonders am unteren Ende eines jeden Wellenberges entstehen Grundwalzen, welche die schwereren Geschiebe hinter dem Wellenberg zu Falle bringen. So verstärkt sich die Wirkung selbst und das

¹⁰⁾ Eingehende Beschreibung bei A. Schoklitsch, *Über Schleppkraft und Geschiebebewegung*, Leipzig und Berlin 1914, S. 14.

¹¹⁾ *Der Massenaustausch in freier Luft und verwandte Erscheinungen (Probleme der Kosm. Physik, VII)*, Hamburg 1925.

¹²⁾ H. v. Helmholtz, *Über atmosphärische Bewegungen*. Sitzb. Preuß. Akad. d. Wiss., 1888, I. Halbbd., S. 647—663 und 1889, II. Halbbd., S. 769—780. — Ders., *Zur Theorie von Wind und Wellen*. Vhn. Phys. Ges. Berlin, VIII, 1889, S. 61—76. — O. Baschin, *Ein geographisches Gestaltungsgesetz*. Pet. Mitt., 64. Jg., 1918, S. 50—54. — Ders., *Das dynamische Gleichgewicht der Erdoberfläche*. Zeitschr. Ges. Erdk. Berlin, S. 634—639. — Ders., *Das Gleitflächengesetz*, Pet. Mitt., 66. Jg., 1920, S. 25. — Vgl. a. Friedrich Rinne, *Über Wellenleitung im Großen und Kleinen*. Vhn. Sächs. Akad. d. Wiss., math.-phys. Klasse, 77. Bd. 1925. — Ders., *Bemerkungen zur Erdtektonik usw.* Cbl. f. Min. Geol. u. Pal. Jg. 1924. bes. VI, S. 299 f. — Ders., *Das Fließen fester Stoffe*. Zeitschr. f. Kristallographie, 61. Bd., 1925, S. 389 ff.

Geschiebe wandert weiter, ein Vorgang der Selbstverstärkung, wie sie Behrmann zahlreich zusammengestellt hat.¹³⁾

Auf ganz ähnliche Weise wird überhaupt das Geschiebe im Flusse sortiert. Die Sinkstoffe und die feineren Geschiebe werden bei Zunahme der Wassermenge oder der Geschwindigkeit viel früher als die gröberen erfaßt und weiter verfrachtet. Die verschleppte Masse von Sand und Schlamm liegt nicht immer und nicht von Anfang an in Wechsellagerung mit dem schwereren Geschiebe, sie werden erst durch die kleinen horizontalen Grundwalzen sortiert, die hinter jeder Geschiebebank entstehen und den Wasserlauf hemmen. Bei jeder Steigerung der Wassermenge wird die Geschiebebank durch das darüber fließende Wasser von den feineren Bestandteilen gereinigt, während das gröbere Geschiebe noch lange liegen bleibt.¹⁴⁾ Außerdem ist die Richtung der Bewegung des groben Gerölles eine andere als die des Feinschlammes. Das Gerölle muß am längsten und stärksten im Talwege, in der Stromachse befördert werden, wohin es auch unter dem Einflusse der Schwerkraft von der Seite her hineinsinkt. Deshalb ist der Weg, auf dem das Gerölle sich bewegt, viel mehr gekrümmt. Der Sand nimmt dagegen einen Weg, der sich der Geraden viel stärker nähert, so daß er manchmal mit dem Stromstrich einen Winkel von 60° bilden kann, und ohne die Krümmungen des Flusses voll mitzumachen, von Sandbank zu Sandbank treibt. Durch diese Arten der Sortierung bilden sich auf dem geraden Wege zwischen den Sandbänken die Furten, welche die Tümpfe im Talwege des Flusses voneinander trennen.¹⁵⁾

Die Schichtung von Grob- und Feinmaterial kann also nicht schon dadurch allein zustande kommen, daß Hochwässer und Niedriger- und Mittelwasserstand im Verlaufe des Jahres und der mehrjährigen Klimaperioden miteinander wechseln, denn da müßte der Wechsel der sortierten Frachtstoffe schon in viel geringeren Abständen eintreten. Da die Schotterschichte immer wieder von den feinen Sinkstoffen gesäubert wird und

¹³⁾ Wilhelm Behrmann, Der Vorgang der Selbstverstärkung. Zeitschr. Ges. Erdk. Berlin, 1919, S. 153—157.

¹⁴⁾ A. Schoklitsch, a. a. O. S. 18 ff.

¹⁵⁾ Vgl. F. Mühlberg, Die scheinbaren Bewegungen der Kiesbänke in den Flußbetten, Mitt. Aargau, Natf. Ges. 1898, 8. Aufl. S. 59—63.

das Hochwasser die Sinkstoffe viel weiter trägt, werden die Sinkstoffe und Schotter, die in einer Epoche verfrachtet werden, sehr weit voneinander getrennt. Der Sand und Schlamm kann viele Kilometer weit unterhalb des groben Gerölles liegen, das der gleichen Erosionszeit entstammt. Die grobe Schotterbank ist deshalb einer ganzen Aufschüttungsepoche zuzuschreiben; die Sand- und Schlammsschichten, die in der Ebene weiter unterhalb abgelagert sind, bilden ihr Korrelat und sind gleichzeitig mit ihnen aufgeschüttet. Wo Schotter abgelagert ist, kann der Talweg nicht weit gewesen sein, weil trotz aller Unregelmäßigkeiten in der Ablagerung von Fein- und Grobmaterial der Schotter nicht weit vom Stromstriche weggetragen wird. Im allgemeinen nimmt die Schleppkraft des Flusses, also auch die Größe der Geschiebe vom Talwege nach den Seiten zu sehr rasch ab.¹⁶⁾ Wenn es einem Flusse gelingt, eine mehrere Meter dicke Ablagerung von Sand und Schotter in einem breiten Talboden aufzuhäufen, so ist das nur unter der Voraussetzung denkbar, daß der Fluß oder seine Arme ihr Bett immer wieder verlegt und eine längere, auch geologisch längere Zeit immer wieder von neuem Gerölle aufgehäuft haben.

Die Schleppkraft eines Flusses hängt ab von seinem Spiegelgefälle J , von dem Eigengewicht des Wassers p , weil das Wasser erst Geschiebe weiterschleppen kann, wenn sein Eigengewicht innerhalb eines bestimmten Querschnittes zu einer bestimmten Größe angewachsen ist. Dann steigt die Schleppkraft mit der zusätzlichen Wassermenge, die zugewachsen ist zu der größten Wassermenge, die das Geschiebe gerade noch in Ruhe läßt. Daher ist die Schleppkraft

$$S = p \cdot J \cdot (F - F_0),$$

wobei F der benetzte Querschnitt derjenigen Wassermenge ist, die das Geschiebe weiterbefördert, F_0 der Querschnitt derjenigen Wassermenge, die das Geschiebe gerade noch im Ruhezustande läßt.¹⁷⁾ Dabei ist die Geschwindigkeit, die den Kies

¹⁶⁾ A. Schoklitsch, a. a. O. S. 18 ff.

¹⁷⁾ Dr. F. Schaffernak, Neue Grundlagen für die Berechnung der Geschiebeführung in Flußläufen. Mitt. d. Versuchsanstalt für Wasserbau . . . über ausgeführte Versuche. Wien, F. Deuticke, 1922, H. 4, S. 2 f. A. Schoklitsch, Geschiebebewegung in Flüssen und an Stauwerken. Wien, Springer, 1926, S. 14 f.

gerade noch in sichere Bewegung bringt (obere Grenzgeschwindigkeit) ungefähr doppelt so groß wie die untere Grenzgeschwindigkeit, welche das Geschiebe gerade noch in sicherer Ruhe läßt. Zur Weiterbeförderung ist nicht die gleiche Geschwindigkeit nötig wie um das Geschiebe in Bewegung zu bringen, sondern nur eine mittlere zwischen den beiden Grenzgeschwindigkeiten, so daß sich die drei Geschwindigkeiten etwa verhalten wie 100 : 130 : 200 (Untere Grenzgeschwindigkeit : Weiterbeförderungsgeschwindigkeit : Obere Grenzgeschwindigkeit).¹⁸⁾

III. Das Gleichgewicht im Flußquerschnitt.

Was sich aus den neuen und alten Forschungen ergibt, läßt sich zu einem einheitlichen Gesamtbilde zusammenfassen. Um der Darstellung eine übersichtliche Form und die nötige Klarheit zu geben, seien einmal alle Fragen unter dem Gesichtspunkte des Gleichgewichtes innerhalb des Flußbettes betrachtet.

Ein zweifaches Gleichgewicht muß im Flußbette jederzeit herrschen: im Querschnitt ein Gleichgewicht der Durchflußmenge und Durchflußgeschwindigkeit mit dem benetzten Umfang, im Längsschnitt ein Gleichgewicht des Gefälles und der Wassermenge. Für die anfänglichen Betrachtungen sei auch die Annahme gemacht, daß das zeitliche Moment ausgeschaltet sei, das heißt, daß keine Veränderungen im zeitlichen Nacheinander vor sich gehen. Die Bewegung wird also vorläufig als stationär, invariabel gedacht.

Die Menge des durch einen bestimmten Flußquerschnitt abfließenden Wassers ist gegeben durch die Flächengröße des benetzten Querschnittes und durch die Geschwindigkeit, mit der das Wasser durch ihn fließt. Sie ist bestimmt durch die jeweilige Wassermenge aller oberhalb dieses Querschnittes zufließenden Quellen und Zubringer; für jede Strecke von der Mündung eines Zubringers bis zur Mündung des nächsten kann man die Wassermenge als gleichbleibend annehmen. Dann hat man innerhalb dieser Strecke nur zwei sich verändernde Größen, nämlich den Flußquerschnitt und die Durchflußgeschwindigkeit;

¹⁸⁾ Ebd. S. 13 f.

und wenn es sich um einen ganz bestimmten Querschnitt mit gegebener Wassertiefe und Flußbreite, handelt, wird die Abflußmenge nur mehr durch die Geschwindigkeit des Wasserdurchflusses bestimmt. Innerhalb einer nach ihrer Wassermenge bestimmten Flußstrecke — etwa zwischen zwei aufeinanderfolgenden Zubringermündungen — herrscht ein konstantes Gleichgewicht zwischen der Durchflußgeschwindigkeit und dem benetzten Querschnitt: ein kleinerer Querschnitt bedingt eine größere Geschwindigkeit, eine kleinere Geschwindigkeit erfordert einen größeren Querschnitt. Sieht man von den zeitlichen Veränderungen ab, so müssen Querschnitt und Geschwindigkeit sich stets einander anpassen. Die Geschwindigkeit ist zwar durch das Gefälle der nächsten oberhalb liegenden Flußstrecke und deren Geschwindigkeit mitbestimmt, ebenso der Querschnitt durch das Gestein und seine Widerständigkeit; aber in lockerem Material kann sich eine bestimmte Wassermenge rasch ein breiteres Flußbett schaffen und dann langsamer fließen, in Uferwandungen von festem Gestein, das den seitlichen Unterwaschungen größeren Widerstand leistet, wird der engere Querschnitt länger erhalten, das Wasser daher rascher fließen und seinen Querschnitt etwa mehr in die Tiefe vergrößern, wenn Klüfte ihm dorthin den Weg erleichtern. Das Gleichgewicht zwischen den Bettwandungen und der Geschwindigkeit stellt sich von Querschnitt zu Querschnitt neu ein und wird so lange beibehalten, als die von oben zufließende Wassermenge die gleiche bleibt. Bei schroffer Änderung des Flußquerschnittes — etwa durch plötzlichen Wechsel des Gesteinscharakters — wird die Anpassung von Querschnitt und Durchflußgeschwindigkeit durch die Uferwalzen erleichtert, die in den toten Winkeln entstehen, und durch die Grund- und Deckwalzen, die durch ihre der Hauptabflußrichtung entgegengesetzte Bewegung als Bremsvorrichtung dienen und die Geschwindigkeit verzögern. Deshalb gibt es in einer Flußstrecke mit vielen und größeren Querschnittsveränderungen viele Wasserwalzen, besonders oberhalb von plötzlichen Verengungen; deshalb sind in Flußbetten aus festem Gestein die Wasserwalzen zahlreicher und größer als in lockerem Gestein, wo die Gelegenheiten zur Bearbeitung der Uferböschungen häufiger sind und der Querschnitt sich leichter dem Wasserbände anschmiegt.

• IV. Hochwässer.

Veränderungen in der Abflußmenge werden hauptsächlich durch Wanderwellen und Hochwässer bewirkt.

1. Wanderwellen haben in den Erosionsvorgängen jedenfalls keine große Bedeutung, dürfen aber doch nicht übergangen werden. In den Wildbächen kommen sie gar nicht zur Entwicklung, wohl weil die durch die Unregelmäßigkeiten des Bettes hervorgerufenen, unregelmäßigen Wellen so große Amplituden haben, daß die Wanderwellen in ihnen aufgehen. Auch in großen Flüssen scheinen sie nur schwach zu sein. Die Wanderwellen entstehen in jedem fließenden Wasser von starkem Gefälle, sie sind Wellenkämme in größeren Abständen voneinander, die sich rasch flußabwärts bewegen und sich dabei oft überstürzen. Sie entstehen durch Unregelmäßigkeiten des Bettes; die kleineren und kürzeren werden von den größeren und längeren bald aufgezehrt und verstärken die größeren. Auch die größeren holen sich gegenseitig ein, weil die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Wellenberges größer ist als die des Wellentales, und verstärken sich abermals. So wachsen die Wellen während ihrer Abwärtsbewegung auf einer gleichbleibenden Flußstrecke und werden erst in tieferem und breiterem Wasser durch die Reibung allmählich aufgezehrt.¹⁹⁾ Ihre Bedeutung für die Ausgestaltung des Flußbettes ist sicher gering. Darin sind sie dem Pulsieren des Wassers in seiner Fallkurve, dem Wasserschwall ähnlich, dessen Mengen- und Geschwindigkeitsänderungen auch zu gering sind, um für Erosion oder Ablagerung ins Gewicht zu fallen.

2. Die Hochwässer.²⁰⁾ Grundsätzlich ist die Art der Fortpflanzung und Verstärkung der Wellen in den Hochwässern, den periodischen und nicht periodischen, die gleiche wie in den Wanderwellen. Die Hochwässer sind ohne Zweifel die stärksten Gleichgewichtsstörungen innerhalb des Flußbettes, verursacht durch kurze und rasche Steigerung der Niederschläge oder durch Abschmelzen des als Schnee oder Eis gebundenen Wassers innerhalb des Flußbettes. Sie bestehen schon an und für sich aus

¹⁹⁾ Felix M. Exner, Zur Theorie der Hochwässer, Wanderwellen usw. Sitzb. Akad. d. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 131. Bd., Abt. II a, S. 365—382, bes. S. 377 f.

²⁰⁾ Ebd. S. 370—377.

längeren Wellen, unter denen wieder die größeren durch größere Geschwindigkeit die kleineren einholen und aufzehren. Dadurch verstärken sie sich so sehr, daß sie weiter unterhalb mit einer sehr großen Welle beginnen, die Wellen- oder Hochwasserkopf genannt wird.²¹⁾ Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit dieser Wellen ist größer als die normale Fließgeschwindigkeit, der Fluß beginnt also unter ihrer Herrschaft auch dort zu schießen, wo er bis dahin strömen konnte. In der Regel bringt der Beginn des Hochwassers sogleich die größten Wassermengen. Die Steigerung tritt plötzlich und mit großer Wucht auf, wenn sie in einen unteren Flußquerschnitt gelangt; daher die starke Wirkung. Mit einem Schlage wird die Wassermenge, auch die Wassertiefe vergrößert, und da die Geschwindigkeit zwischen der strömenden und der schießenden Fließart von der Wassertiefe abhängt ($u = \sqrt{g \cdot t_0}$), so wird an den Stellen des bisherigen Strömens das Wasser zu schießen beginnen, wenn die Steigerung der Geschwindigkeit groß genug ist; jedenfalls aber wird die Geschwindigkeit des Fließens und die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen erhöht; selbst weit unterhalb liegenden Flußstrecken wird eine größere Geschwindigkeit zugebracht. Der Querschnittsspiegel wird dabei konvex.²²⁾

Dadurch wird in einem großen Teile des Flußlaufes das bestehende Gleichgewicht gestört, und zwar durch Vergrößerung der Wassermenge wie auch durch Erhöhung der Geschwindigkeit. Dabei muß sich ein Unterschied zwischen Flußstrecken einstellen, wo ein kerbförmiges Bett in feste Gesteinsschichten eingegraben ist, und jenen, wo der Fluß breiter in lockerem Gestein fließt. Im lockeren Gesteine wird hauptsächlich der Flußquerschnitt verbreitert, die Flußbettwandungen werden untergraben, weggerissen, abgespült und dadurch zurückgedrängt. Denn der bisherige Talweg entspricht nicht der neuen Wassermenge, Schotterbänke werden in raschere Bewegung gebracht und verschmälert, der Talweg selbst verbreitert, die Tümpfe²³⁾ verbreitert und vertieft, die Furten vertieft, ihre Abstände ver-

²¹⁾ Vergleichbar dem Füllschwall bei Ph. Forchheimer, Wasserschwall und Wassersunk, Wien, Deuticke, 1924, S. 7 f.

²²⁾ J. Koženy, Die Wasserführung der Flüsse usw. Wien, Deuticke, 1920, S. 73 f.

²³⁾ Penck nennt sie Pfühle. Morph. I, S. 286 ff.

längert. Es wird also auch die Geschiebemasse, die den fließenden Wasserstrom von unten her begrenzt, in die Bewegung mit einbezogen; dadurch wird einerseits der Flußquerschnitt tiefer gemacht, andererseits die Dichte des fließenden Wassermittels selbst erhöht. Es ist nicht mehr das alte Wasserband, das auf die Unterlage wirkt, sondern eine Mischung von Wasser, Schotter und Schwebestoffen.²⁴⁾ So wird auch hier durch Selbstverstärkung die Wirkung des fließenden Wassers erhöht.²⁵⁾

In Flußstrecken mit Oberlaufcharakter, wo der Fluß durch festes Gestein fließt, sind ebenso die Uferwandungen zu eng geworden; die Kolke werden durch die neue größere Wassermenge verbreitert und vertieft, indem der Sand und Schotter aus ihrem Grunde ausgeräumt und alles verwitterte, aufbereitete Material weggefrachtet wird.²⁶⁾ Auch die Schnellen wirken stärker auf ihren Rahmen; wo das Wasser bisher über Hindernisse hinweggespült hat, schießt es jetzt zwischen ihnen durch und furcht aus, neue Walzen entstehen und höhlen die Ufer aus, wirbeln am Grunde neue Kolke und an den Ufern Strudellöcher aus. Auch diese Veränderungen wirken zusammen, um das Bett tiefer zu legen, ein größeres Flußbett für die Hochwassermenge zu schaffen.

Das nächste Hochwasser würde also ein schon vorbereitetes, passendes Bett finden und brauchte nicht mehr zu erodieren, wenn sich nicht das Flußbett mit dem Rückgange eines jeden Hochwassers wieder auf die kleinere, normale Wassermenge einstellen müßte. Da treten die umgekehrten Wirkungen ein, welche das Bett wieder auf den kleineren Querschnitt zurückführen. Im Oberlauf sind die Kolke zu groß, die Walzenräume zu weit, die Flußengen zu breit geworden; im Unterlauf die Windungen zu lang, der Talweg zu tief und breit, die Tümpfe zu hohl. Man pflegt zu sagen: das Wasser verliert an Schlepp-

²⁴⁾ So auch A. Penck, *Morph. I*, S. 284, „ein förmlicher mit Wasser imprägnierter Geröllstrom“.

²⁵⁾ W. Behrmann, *Der Vorgang der Selbstverstärkung. Zeitschr. Ges. Erdk. Berlin*, 1919, S. 153—157.

²⁶⁾ Evorsion als primäre Form der Eintiefung bei Dr. A. Hofmann, *Die Bedeutung der Evorsion für die Ausbildung von Erosionsrinnen. Zeitschr. f. Gewässerkunde, XI*, S. 74—76.

kraft und läßt die mitgeführte Fracht fallen, zuerst die groben Schotter, dann die kleineren, immer feinere, zuletzt auch den Schlamm. Vom Standpunkte des Gleichgewichtes drückt sich das so aus: alle zu groß gewordenen Hohlräume füllen sich jetzt mit den Sedimenten, die übersteilen Böschungen bröckeln ab und rutschen nach, die unterwaschenen Ufer stürzen ein, die vom Wasser durchtränkten Bettränder werden wieder trocken und sacken nach, die Böschungswinkel der Ufer werden kleiner, der Talweg füllt sich mit dem alten, schon einmal verschleppten und mit neuem aufbereitetem Material, das Bett des fließenden Wassers wird für das nächste Hochwasser bereitgestellt.²⁷⁾ Die Geschwindigkeit des fließenden Wassers hat wieder abgenommen, die Fließart geht an vielen Stellen wieder aus dem Schießen in das Strömen über, das wieder in einem größeren Teil des Flußlaufes vorherrscht. Gesteinsblöcke, die in das Flußbett gefallen sind, werden überspült, nicht mehr umflossen; Flußquerschnitt, Durchflußgeschwindigkeit und Wassermenge sind auf ein neues Gleichgewicht eingestellt.

V. Das Gleichgewicht im Längsprofil.

Da das Gefälle eines Flusses nicht konstant abnimmt, sondern sehr häufig oft schon auf sehr kurzen Strecken wechselt, so muß man, um eine Beziehung zwischen Gefälle und Arbeit herzustellen, nicht die ganze Gefällskurve des Flusses nehmen, sondern jenen Teil von ihr, der zwischen zwei Wendepunkten liegt. Zwischen ihnen gewissermaßen aufgehängt, bildet diese Strecke eine selbständige Gefällskurve und besteht aus einer Strecke mit Oberlaufcharakter mit steilerem Gefälle und einer unteren Strecke mit vermindertem Gefälle und Unterlaufcharakter. Die letztere befindet sich häufig in einer Talweitung, einem Becken oder einer Ebene. Es wechseln also Laufstrecken, die durch Kolke und Wasserschwellen charakterisiert sind, mit solchen, in denen der Bach oder Fluß über Tümpfe und Furten in Windungen fließt. Da die Turbulenz des Fließens schon durch ganz kleine Unregelmäßigkeiten entsteht, in einer Ober-

²⁷⁾ O. Lehmann, *Tal- u. Flußwindungen u. die Lehre vom geogr. Zyklus.* Zeitschr. Ges. Erdk. Berlin, 1915, S. 104. — Ludwig E. Tiefenbacher, *Die Rutschungen, ihre Ursachen, Wirkungen und Behebungen.* Wien, Lehmann u. Wentzel, 1880, S. 38 ff.

laufstrecke also immer stattfindet und unter dem Gefällsknick zum Unterlauf nicht plötzlich endigen kann, so muß sie sich auch auf die Strecke mit Unterlaufcharakter übertragen; das äußert sich in der Unregelmäßigkeit der Windungen, die, wie Experimente zeigten, in regelmäßiger Gestalt auch in völlig gleichartigem Material auftreten. Auch eine einfache Überlegung kann das vielleicht klar machen.

Bei geringerem Gefälle kommt die Schwerkraft viel stärker zur Geltung, ihre in der Richtung des Flußlaufes wirkende Komponente ist schwächer geworden, die Stoßkraft geringer, der Bach weicht vor viel kleineren Hindernissen aus als bei größerem Gefälle. Die noch aus der Oberlaufstrecke vererbte Geschwindigkeit wird durch die Reibung bald aufgezehrt, die Turbulenz bewirkt die Schrägstellung des Wasserspiegels quer zum Gefälle. Die Neigung des Wasserspiegels schwingt in der Mäanderlänge einmal von einer nach der anderen Seite in Pendelschwingungen, die Exner erklärt und berechnet hat.²⁸⁾ Deshalb hängt auch die Mäanderlänge von der Geschwindigkeit ab.²⁹⁾ Man könnte sich diesen Übergang von der Oberlauf- in die Unterlaufstrecke auch auf einfache Weise so vorstellen: in der Oberlaufstrecke müssen die Wasserteilchen ihre Bewegungslinien übereinander drängen, während sie in der Unterlaufstrecke nebeneinander Platz haben. In allen Steilen des Flußbettes müssen die Stromlinien zusammen- und übereinanderführen, in allen Strecken flachen Gefälles auseinander und nebeneinander. Die Turbulenz des Übereinander muß eine andere sein als die des Nebeneinander. Die eine bewirkt Kolke und Wasserschwellen, die andere Tümpfe und Furten; es muß auf die Oberlaufstrecke mit Kolken und Wasserschwellen eine Unterlaufstrecke mit Tümpfen und Furten folgen.

Dieser Wechsel wiederholt sich in einem Flußlaufe sehr häufig, nicht nur in den Tälern der Zubringer nebeneinander, sondern auch in jedem einzelnen Tale hintereinander.³⁰⁾ Die

²⁸⁾ Felix. M. Exner, Zur Theorie der Mäander. Sitzb. Akad. d. Wiss. Wien, 128. Bd., Abt. II a, S. 1453—1473.

²⁹⁾ Ebd. S. 1456 f.

³⁰⁾ „Örtliche konkave Ausgleichskurven“ bei Franz R. v. Hohenburger Über Geschiebsbewegung und Eintiefung fließender Gewässer usw., Leipzig, Engelmann, 1886, S. 110 ff.

Wendepunkte,³¹⁾ die solche Teilgefällsstrecken voneinander trennen, folgen aber im Oberlauf eines Flusses rascher hintereinander als im Unterlauf und der Höhenunterschied zwischen je zwei Wendepunkten ist im Oberlaufe größer als im Unterlaufe. Im Oberlaufe sind die Teilgefällsstrecken kürzer und haben ein größeres Durchschnittsgefälle als im Unterlaufe. Das gehört zu den wesentlichen Merkmalen der Flußgefällskurve.

Dieser Gleichgewichtszustand und diese Verteilung des Energieverbrauches und der Arbeitsleistung wird gestört, wenn eine größere Wassermenge in das Flußbett eintritt, also nach größeren Niederschlägen bei Hochwasser.

Diese Störung besteht darin, daß der Hochwasserkopf ein größeres Spiegelgefälle mit sich bringt und es auch an jene Stellen des Flußlaufes trägt, wo bisher der Fluß unterhalb des Gefällsbruches Mäander zu bilden begonnen hat. Oder — um in der früheren Ausdrucksweise zu bleiben — die Turbulenz des Übereinander wird noch weiter abwärts stattfinden als bisher. Die Strecke mit Unterlaufcharakter wird verkürzt, nicht nur in den Kolken der Oberlaufstrecke räumt der Bach aus, auch dort, wo der Bach aus der Klamm austritt, wird an der Spitze des Schotterkegels das Rinnsal tiefer gelegt; kurze Unterlaufstrecken werden in die Oberlaufstrecken ganz mit einbezogen. In den Strecken verminderten Gefälles wird von der größeren Menge mitgeschleppten Materials auch mehr aufgeschüttet. Im ganzen werden also die Gefällsbrüche verschärft und die Erosionsstrecken verlängert.

Ist das Hochwasser abgeflossen, so stellt sich das Gleichgewicht des Längsschnittes, der Gefällskurve, auf die verminderte Wassermenge wieder ein; in die übermäßig aufgeschütteten Schottermassen schneidet der Bach wieder ein und verschleppt so seine Ablagerungen weiter abwärts, das Rinnsal im Schotterkegel unterhalb der Klamm wird durch Schuttrutschungen wieder ausgeglichen.

Die im Flußbette bewegte Geschiebemasse, die bewegliche Geschiebeschichte zwischen Wasserband und festem Gestein, macht also in dem Wechsel der Wasserstände vom Nieder- zum

³¹⁾ A. Penck, Morph. I, S. 320 f. — J. Sölich, Eine Frage der Talbildung. Penck-Festband, S. 78 ff.

Mittel- und Hochwasser und umgekehrt folgende Wandlungen durch: Sie ist zuerst bei Niederwasser über das ganze Flußbett verstreut, bildet also zwischen Wasserband und Gestein eine eigene lückenhafte Schichte. Diese wird bei höherem Wasserstande zum Teil, bei Hochwasser ganz oder fast ganz vom Wasser mit erfaßt und dem beweglichen Wasserstreifen einverleibt, der dadurch zu einer Mischungsschichte stärksten Massenaustausches wird. Die Kurve des Spiegelgefälles wird durch das Hochwasser in allen Teilen einmal durchlaufend versteilt, wie wenn einmal von oben nach unten eine steilere Böschung durch die ganze Gefällskurve durchliefe. Da die Versteilung im Oberlauf, in den kleinen Zubringern relativ viel größer sein muß als im Unterlaufe des Flusses mit seiner vereinigten größeren Normalwassermenge, so ist die erodierende Wirkung in den Oberlaufstrecken viel größer; das gibt das Recht zu sagen: der Fluß bestrebt sich, die Gefällsteilen immer mehr zu zerschneiden und eine Normalgefällskurve herzustellen, ein ausgeglichenes Gefälle zu schaffen.³²⁾ Dabei wird die Geschwindigkeit eines jeden Zubringers im Oberlauf erhöht und bei ihnen jene kritische Geschwindigkeit erreicht, welche die Geschiebebewegung auslöst. Diese kritische Geschwindigkeit wird aber im Unterlaufe nicht so leicht erreicht, weil der Fluß im Unterlauf auch bei Niederwasser eine viel geringere Geschwindigkeit besitzt und die relative Steigerung der Wassermenge zumeist nicht mehr dieselbe ist wie oben. Der Zuwachs an Spiegelgefälle muß also in jeder Oberlaufstrecke viel größer sein als in jeder Unterlaufstrecke, im Oberlaufe größer als im Unterlaufe.

Drei Tatsachen müssen für die Arbeit und die Erosionstätigkeit jedes Flusses von Bedeutung werden. 1. Die Flüsse erodieren zumeist in Teilgefällskurven. 2. Der Höhenunterschied zwischen zwei Wendepunkten im Oberlaufe ist größer als zwischen zwei Wendepunkten im Unterlaufe. 3. Das Hochwasser bringt im Oberlauf eine verhältnismäßig größere Steigerung von Wassermenge und Gefälle als im Unterlaufe.

Nun ist die Arbeit abhängig vom Gewichte des Wassers, also seiner Menge, und von dem zurückgelegten Höhenunter-

³²⁾ A. Penck, *Morph. I*, 320. Die Endkurve der Erosion oder Erosionsterminante bei Philippson, *Ein Beitrag zur Erosionstheorie*. *Pet. Mitt.* 1886, S. 72 f. und: *Die Erosion des fließenden Wassers*. *Geogr. Bausteine*, H. 7, S. 10

schiede. In beiden Faktoren ist der Oberlauf dem Unterlauf überlegen. Die Wassermenge aller Zubringer im Oberlauf muß größer sein als die Wassermenge im Unterlauf, weil auf dem Wege vom Oberlaufe zum Unterlaufe der Verlust durch Verdunstung und durch Wasserabgabe an Boden und Vegetation sehr groß ist. Das ist natürlich auch dann der Fall, wenn der Abflußfaktor sehr groß ist.

Auch die Schleppkraft des Flusses, also seine Abtragungstätigkeit muß im Unterlaufe geringer sein als im Oberlaufe. Denn die Schleppkraft eines Flusses $S = p \cdot J \cdot (F_1 - F_0)$. Vergleicht man nur je eine Oberlaufstrecke mit der ihr folgenden Unterlaufstrecke, so muß in jener die Schleppkraft größer sein, weil bei geringen Unterschieden von p und $(F_1 - F_0)$ das Spiegelgefälle in der Oberlaufstrecke viel größer sein muß, dieses erhöht die Geschwindigkeit, mit deren 5. bis 6. Potenz die Geschiebetriebkraft wächst. In noch viel höherem Maße steigt der Unterschied zwischen dem ganzen Oberlauf und dem ganzen Unterlauf, denn der Oberlauf setzt sich mehr aus Strecken mit Oberlaufcharakter, der Unterlauf aus Strecken mit Unterlaufcharakter zusammen, die nur wenig von Flußstrecken mit entgegengesetztem Charakter unterbrochen sind. Überdies nimmt nach dem Unterlauf zu auch die Wassermenge p ab, ebenso der Ausdruck $(F_1 - F_0)$, weil sich das Hochwasser nach dem Unterlaufe zu mehr und mehr verläuft.

A. Penck hat die zwischen der Wassermenge und dem Gefälle bestehende Beziehung so ausgedrückt: „Ströme, die überall gleiche Arbeit verrichten, müssen ein Gefälle haben, dessen allmähliche Abnahme der Zunahme der Wassermenge entspricht.“³³⁾ Das ist für den Idealfall gedacht, daß ein Strom nur eine Wasserader bilde, deren Wassermenge nach abwärts durch ihre Zubringer wächst. Nun kann jeder Zubringer als Oberlauf für den einen Unterlauf gedacht werden, daher muß für jeden einzelnen von ihnen diese Beziehung zutreffen. Vergleicht man aber die Gesamtheit aller Quellen, Bäche und Flüsse des Oberlaufgebietes mit dem einen Unterlaufe, der ihnen allen entspricht, so ergibt sich, wie oben, die größere Arbeit des

³³⁾ Das Endziel der Erosion und Denudation. Vhn. VIII. D. Geographentag in Berlin, 1889, S. 91 f.

Oberlaufes aus der abnehmenden Wassermenge und dem schwindenden Gefälle, die größere Schleppkraft aus dem größeren Spiegelgefälle und der größeren Wassermenge. Die große Wirkung der Erosion ist durch die größere Wirkung der Hochwässer zu erklären. Die größte Aufschüttung muß an derjenigen Stelle eintreten, wo der stärkste Gefällsbruch ist, also meistens dort, wo der Fluß aus dem Gebirge in die Ebene hinaustritt.

VI. Die Erosionsbasis.

Darnach ist auch die Erosionsbasis etwas durchaus Schwankendes, Veränderliches. Jeder Gefällsbruch bildet insoferne auch eine Erosionsbasis, als durch ihn die Geschwindigkeit des Wassers gebrochen und der Bach gezwungen wird, wenigstens einen Teil seines Geschiebes abzulagern, wie denn auch mitten in der Klammstrecke grobe Blöcke liegen bleiben. In solchen Strecken kann jede, auch eine geringfügige Änderung der Wassermenge, z. B. die vom Nieder- zum Mittelwasser, um so mehr jedes Hochwasser diese Erosionsbasen untergeordneten Grades, die Teilbasen oder Zwischenbasen, in ihrer Lage zeitweise verändern oder ganz aufheben. Weniger leicht geschieht dies mit jenen Gefällsbrüchen, die zwischen Laufstrecken mit Oberlaufcharakter und denen mit Unterlaufcharakter liegen. Sie werden nur durch Hochwasser, viele nur durch größere Hochwasser für die Dauer derselben abwärts verlegt, sind gegenüber den kleineren Basen dauerhafter. Ihre Lage schwankt seltener und wird weniger weit verlegt im Verhältnisse zur Länge der ihnen zugehörigen Gefällsstrecke. Diese Erosionsbasen liegen über dem Wendepunkte, bei welchem die Erosion frisch einsetzt und mit dem eine neue Teilgefällsstrecke beginnt. Die bedeutendsten Erosionsbasen innerhalb der Gefällskurve sind die zwischen Gebirge und Ebene, sie unterliegen nur langsam und in geologischen Zeiträumen Veränderungen, sie sind permanent, so weit in der Geschichte der Flüsse ein solches Wort überhaupt zulässig ist. Wirklich permanent ist keine Erosionsbasis, auch nicht die absolute, der Meeresspiegel; denn auch dieser und die Lage der Flußmündung in das Meer verändern sich.³⁴⁾

³⁴⁾ O. Baschin, Erosion und Erosionsbasis. Die Naturwissenschaften, VII. Jg., 1919, S. 678—680.

VII. Die Wellenform.

Es fließen eigentlich zwei ganz verschiedene Schichten im Flusse übereinander.

1. Das Band des reinen Wassers hat eine meßbare Geschwindigkeit, die an der Oberfläche in der Stromachse am größten ist und an der Sohle am geringsten. Es hat eine sehr geringe, unmeßbare innere Reibung. Ihre Oberflächenform, die Grenzfläche zwischen Wasser und Luft, ist, weil das Wasser in Bewegung ist, an das Helmholtzische Gesetz gebunden und nimmt die Wellenform an, auch dann, wenn keine Ursachen zu Unregelmäßigkeiten der Bewegung in Unebenheiten der Sohle gegeben sind. Der Massenaustausch zwischen Wasser und Luft vollzieht sich in dieser Gestalt, und zwar bei einer gewissen Minimalgeschwindigkeit, die aber so gering ist, daß sie praktisch für diese beiden Elemente überhaupt nicht in Frage kommt. Die Geschwindigkeit der Wasserbewegung hängt vom Oberflächengefälle, der Wassermenge und ihrem Verhältnisse zur Gestalt des Flußquerschnittes, nämlich von ihrer Fließart, ab.

2. Unter der reinen Wasserschichte bewegt sich die wasserdurchtränkte Sedimentschichte; sie wird nicht immer als Ganzes, oft nur teilweise bewegt; ihre Bewegung vollzieht sich hauptsächlich unter periodischen und nichtperiodischen Hochwässern. Während die Wellenbewegung der Wasserschichte zum Teil den Unebenheiten der Sedimentunterlage entspricht, sind die Verschiebungen der Schotter- und Sandlager kein Abbild der Hochwasserwellen. Auch zwischen der Wasser- und der Sedimentschichte kommt es zum Massenaustausch; die „kritische“ Geschwindigkeit, bei welcher das Sediment in Bewegung kommt, ist um so größer, je größer die Wassermenge ist; mit ihr beginnt die Mischung der beiden Medien und steigert sich so rasch, daß bald die völlige Vermischung eintritt, ebenso wie auch der Übergang vom Strömen zum Fließen plötzlich vor sich geht. Über die Geschwindigkeit der Geschiebebewegung ist nichts Näheres bekannt, sicher ist aber auch sie an der Oberfläche der Sedimente am größten, an der Sohle am kleinsten; bei normaler Wassermenge ist sie am kleinsten, fast null und erhebt sich zur Zeit des Hochwassers streckenweise zur Geschwindigkeit des Wassers; sie erreicht ihr Maximum erst nach dem Maximum

der Wassergeschwindigkeit, das unter dem Hochwasserkopf liegt, stellt sich auch mit dem Minimum hinter dem Minimum der Wassergeschwindigkeit ein. Die Verbreitung der Sedimentschichte ist im Flußlauf allgemein; im Oberlauf ist sie aber sehr lückenhaft, dort liegen die Schotter nur in den Kolken und unter den Wirbeln, im Unterlauf ist die Sedimentbedeckung meist ziemlich lückenlos; gliederte man aber die Sedimentdecke dort noch weiter, etwa nach der Korngröße, so würde man in den Lücken der Verbreitung der Schotterlagen die Feinsedimente finden. Wenn die Wasser- und Sedimentschichte nicht gerade völlig vermischt sind und eine einzige fließende Schichte ausmachen, also nach dem Hochwasser bei relativer Ruhelage der Sedimentunterlage, ist ihre Grenzfläche ebenfalls eine Wellenform, deren Amplitude und Wellenlänge gewöhnlich viel größer sein dürfte als die der Wasserwellen. Auch diese Wellenform entsteht durch den Massenaustausch zwischen zwei Schichten verschiedener Dichte. Die Bewegung der Sedimente bedarf der Wasserwirbel als Hilfen und die Entmischung und Sortierung der einzelnen Sedimentarten nach ihrer Korngröße wird durch Wasserwalzen bewirkt.

Gibt es nun noch ein Hindernis, die Formen der Kolke und Wasserschwellen als eine Wellenform zu betrachten, die als Grenzfläche zwischen zwei Medien besteht, von denen eines in turbulenter Bewegung ist? Gewiß! Da ist vor allem der große Unterschied in den spezifischen Gewichten. Ein Beweis wird sich auch nicht leicht erbringen lassen. Und doch gibt es mancherlei Erwägungen, weshalb man auch diese Fläche für eine ähnliche Erscheinung halten möchte. Da ist vor allem die Art der Entstehung der Kolke und Wasserschwellen. In der Zeit der relativen Ruhe, in der sich die Sedimentschichte gar nicht oder unter der kritischen Geschwindigkeit bewegt, wird der Fels in seinen Spalten und Klüften von Wasser durchdrungen und seine Festigkeit so gelockert, daß sich sein Aggregatzustand dem der Sedimentschichte nähert. Die Schotter gleiten nicht über ihre Unterlage, sondern werden von Wasserwirbeln darüber hin und her gewälzt, die alle locker gewordenen Bestandteile des Felsens völlig losreiben, daß sie der Sedimentschichte einverleibt werden. Es sind also auch da Wirbel des Wassers und der Schotter, welche die Ausgestaltung der Form bewirken.

Dazu eine Beobachtung: Es gibt eigentümliche Hohlformen im festen Gestein auf der Sohle des Flußbettes unter der mehr oder weniger lückenhaften Sedimentschichte, welche die Kolkform in besonders regelmäßigen Ausmaßen enthalten: die Strudellöcher. Sie sind zu verschiedenen Malen dargestellt und abgebildet worden.³⁵⁾

Beispiel: Die Strudellöcher in der Mur in Graz. Sie liegen auf einer Gesteinsterrasse unter dem Kalvarienberg, die in jedem Jahr in der Zeit des niedrigsten Wasserstandes sichtbar wird. Die Terrasse ist dann völlig bloßgelegt, Wasser steht nur noch in den Strudellöchern selbst. Das Wasser kehrt nach dem nächsten ausgiebigen Regenguß plötzlich zurück, binnen wenigen Stunden (wahrscheinlich 3—4) ist die ganze Terrasse wieder vom Strom überflossen, nur Wasserwirbel zeigen die Stellen an, unter denen sich die Felsbuckel befinden. Die Gesteinsterrasse, auf der die Strudellöcher liegen, besteht aus dem gleichen Chloritschiefer, dem auch der Kalvarienberg unmittelbar westlich davon und der Rainer Kogel, 1 km östlich davon angehören. Ohne sie hier näher zu beschreiben, sei nur auf jene Merkmale hingewiesen, die auch bei anderen Strudellöchern auf der Sohle von Flußbetten zu sehen sind und ihnen allen gemeinsam zu sein scheinen. Die Strudellöcher liegen in verschiedenen Höhenlagen, auch die Höhen der zwischen ihnen stehengebliebenen Felsbuckel fallen nicht in eine Ebene noch in eine Fläche, welche dem Flußwasserspiegel parallel liegt, vielmehr bilden sie zusammen eine wellenförmige Oberfläche. In der Mur in Graz sind drei solche Wellenberge auf der kleinen Terrasse erhalten, die Wellentäler dazwischen sind ebenfalls pockenartig von seichteren Strudellöchern. Die Strudellöcher sind also das sekundäre Merkmal im Vergleich zur größeren Wellenform, die Strudellöcher sind die Kleinform, die in die Wellenberge und -täler einmodelliert ist, sie müssen deshalb nicht jünger sein, sie können auch eine Interferenzerscheinung an der Großwellenform sein.

Auch die anderwärts beschriebenen größeren, regelmäßigen Strudellöcher liegen in Schieferfelsen; die Wellenberge knüpfen

³⁵⁾ Hans Hess von Wichdorff, Über Strudellöcher im Flußbett der Schwarza in Thüringen und ihre gegenwärtige Entstehung. Jb. kgl. Preuß. Ges. L. A. für 1914, Bd. XXXV, Teil II, H. 2, S. 271—275. Tafel 22 und 23. — Leppla, Bilder vom niedrigen Wasserstande des Rheins im Sommer 1921. Jb. Nassauische Ver. f. Naturk., Jg. 77, 1925, S. 79 f. — Rudolf Hoernes, Das Bosphorusproblem, Sitzb. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 120. Bd., Abt. I, 1911, 2. Halbbd., S. 1087 ff. — Dort auch S. 1105—1107, Die Beschreibung von Kolken im Rhein, zitiert aus: R. Jasmund, Die Arbeiten der Rhein-Strombauverwaltung 1851—1900. Denkschr. Berlin, 1901.

sich gewöhnlich an quarzreichere Felsstücke. In allen Abbildungen und Beschreibungen zeigt sich deutlich, daß die Strudellöcher nicht in einer zusammenhängenden Anhäufung aufeinanderfolgen, sondern in wellenförmige Erhebungen des Gesteins, die aus dem Flußbett herausragen, eingewirbelt sind. Die allgemeinen Voraussetzungen für diese Bildungen scheinen darnach folgende zu sein: wechselnde Widerständigkeit des Gesteins vielleicht mit häufigen Schicht- oder Schieferungsfugen und Klüften und grober, harter Schotter, der im Flußbett in Wirbel gerät.

Die Formen, die das feste Gestein im Flußbett als Grenzfläche gegen die Sediment- und Wasserschichte zeigt, können nicht überall gleich sein, weil seine verschiedene Schichtung, Schieferung und Klüftung und seine Verfestigung durch Gänge, Inseln und Knollen seinen Widerstand außerordentlich verschieden machen; jedes Gestein zeigt diesen Wechsel der Festigkeit, das ist zur Genüge bekannt; es sei hier nur auf die Lochbildung im Granit hingewiesen, die auch dort auftritt, wo keine Schlierenbildung wie im Riesengebirge unmittelbar nachweisbar ist, z. B. auf die Nappla in Schlesien.³⁶⁾ Der Wechsel von Kolken und Wasserschwellen hängt überall sehr von der Beschaffenheit des Gesteins, seiner Härte, seiner Schichtung, seiner Streich- und Fallrichtung ab, der Unterschied stellt sich dann in der verschiedenen Höhe der Wasserschwellen, der verschiedenen Tiefe der Kolke und der Steilheit ihrer Anordnung über- und hintereinander dar. Aber die Steilheit der Klammstrecke selbst, ihr Gefälle, ist sehr häufig nur die Wirkung eines tektonischen Vorganges, einer vormaligen Hebung zwischen ehemaligen relativen Ruhepausen der Erdkruste.

Wenn der Unterschied zwischen der Dichte des Wassers und der des Gesteins sehr groß ist, so hat das Wasser in Gestalt des Gletschereises eine innere und äußere Reibung, die ein Vieltausendfaches von der des fließenden Wassers ist. Es hat eine ganz beträchtliche Torsions- und Biegefestigkeit und setzt den Deformationen einen großen Widerstand entgegen. Unter dem Eise werden nun jene Felsformen zugerundet, die auf den

³⁶⁾ Karl Jüttner, Die Schalensteine und Venusnappla des Friedeberger Granitstockes. Zeitschr. f. Gesch. u. Kulturgesch. Schlesiens, 18. Jg., 1924/25. S. 33—55.

Karplatten und in den übertieften Tälern die schönsten Zeugen der Eisbewegung sind. Geht auch dem Gletschereise die Turbulenz der Fließart ab, so hat es doch eine gewisse Deformationsfähigkeit.³⁷⁾ Alle diese Rundhöckerformen bilden miteinander Wellenformen in Abwärtsbewegung. Denn die einzelnen Rundbuckel haben auf der nach oben gerichteten Seite, von der das Eis gekommen ist, eine flache Böschung, auf der nach abwärts sehenden Seite eine steilere und tragen die schönsten Schleifformen an ihrer konvexen Biegung. Jede Karplatte, die nicht allzulange vom Eise verlassen ist, zeigt die Wellenberge nicht nur im Hintereinander, sondern auch im Nebeneinander der Bewegungsrichtung, wo die Rundbuckel als Wellenberge durch die Abschmelzrinnen als Wellentäler getrennt sind. Die Deformationsfähigkeit des Eises ist ohne Zweifel viel geringer und seine innere Reibung viel größer als die einer Sedimentschichte auf der Sohle eines Flußbettes und um so mehr als die einer fließenden Mischung von Wasser und Sedimenten.

VIII. Erosion und Gesteinsklüfte.

Seit etwa 1912 ist es einigen Geologen gelungen, innige Beziehungen zwischen den Richtungen der Gesteinsklüfte und des Gewässernetzes nachzuweisen. Zuerst haben Lind und Dinu auf Anregung Salomons³⁸⁾ diese Untersuchungen aufgenommen. John Gust. Lind studierte das Problem in den Gebirgen um Heidelberg und sein Ergebnis³⁹⁾ zeigt in vielen, sehr vielen Fällen eine auffällige Übereinstimmung von Talrichtungen, besonders den jüngsten, mit den Kluftsystemen; in manchen, wenn auch nur örtlich beschränkten Fällen war aber die Abdachung der alten Rumpffläche des Schwarzwaldes bestimmend für die Talrichtung des heutigen Entwässerungsnetzes. Die Lösung, die Ion Dinu, der die gleichen Beziehungen im östlichen Pfälzer Walde studierte,⁴⁰⁾ fand, war nicht viel anders.

³⁷⁾ M. P. Rudzki, Physik der Erde, 1911, S. 511.

³⁸⁾ Zeitschr. D. Geol. Ges., 63. Bd., 1911.

³⁹⁾ Geologische Untersuchungen der Beziehungen zwischen den Gesteinspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz des Gebirges bei Heidelberg. Vhn. nth.-med. Ver. Heidelberg, 1912, NF. XI, S. 7—43.

⁴⁰⁾ Geologische Untersuchungen der Beziehungen.... im östl. Pfälzer Walde (Hardt). Ebd. 1912, NF. XI, S. 238—299.

Dort führen die älteren Flußrichtungen über die Rumpffläche nach Westen hinaus. Erst durch den Einbruch des Rheingrabens und durch das Emporsteigen des Gebirges entstehen die Kluftsysteme, nach denen sich die jüngeren Täler überwiegend richten, während einzelne von ihnen wieder durch die alte Abdachung, andere durch Gesteinsunterschiede bedingt sind. Dabei darf man aber nicht vergessen, daß nicht alle Harnische bloß den Gebirgsbewegungen ihre Entstehung verdanken, sondern daß auch Harnische gefunden werden, die durch kleine, relative Verstellungen hervorgerufen sind, so daß solche Harnische gar nicht die Richtung der Gebirgsbildung, Senkung, Hebung, Faltung usw. angeben.⁴¹⁾ Seitdem sind noch mehrere Untersuchungen über Gesteinsklüfte gefolgt. Am eindringlichsten und genauesten sind wohl die Studien von Hans Cloos im Riesengebirge.⁴²⁾ Aus vielen Hunderten von Kluftmessungen erkennt er deutlich: Bei weit überwiegender Übereinstimmung zwischen Tal- und Kluftrichtungen fehlt es nicht an Talstrecken, die schräg zu den Kluftrichtungen dem Wege kürzesten Gefälles folgen, das durch die Hebung des Riesengebirges und seine Tektonik geschaffen ist. Und selbst bei einem großen Teile derjenigen Täler, die in ihrer Nordnordostrichtung den Klüften folgen, stimmt die Kluftrichtung mit dem Hauptabfalle des Gebirges überein, so daß hier Folgetäler gleichzeitig Klufttäler sind. Endlich veröffentlichte Albrecht Penck⁴³⁾ fast gleichzeitig mit Cloos seine Beobachtungen und Kartenstudien über die Kluftsysteme im Basteigebiete: auch dort folgen die größeren Täler hauptsächlich der Abdachung des Gebirges (Folgetäler), an die Kluftsysteme ist die Talbildung besonders dort gebunden, wo neue Täler senkrecht zur Abdachungsrichtung entstehen als Nachfolgetäler, deren Abflüsse den Folgetälern von der Seite zufließen. Die Kluftsysteme müssen also eine innige, aber nicht allgemeine Beziehung zu den Talrichtungen haben. Man kann sie wohl am besten mit den Gedanken zusammen-

⁴¹⁾ Otto Seitz, Über die Tektonik der Luganer Alpen. Ebd. 1914—1917. NF. XIII, S. 533—601, S. 597—599.

⁴²⁾ Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen. I. Das Riesengebirge in Schlesien. Bornträger, Berlin 1925, S. 137.

⁴³⁾ Die Kluftsysteme im Basteigebiet. Zeitschr. Ges. Erdk. Berlin 1925, S. 60—62.

fassen, die Wolfgang Panzer ausgesprochen hat: ⁴⁴⁾ Bei der Entstehung eines Gebirges, seiner Auffaltung, Aufwölbung usw. entstehen durch den Druck Wellungen und gleichzeitig Abdachungen. „Wenn sich in diese durch Druck gewellte Oberfläche Täler einschneiden, so verlaufen sie in gleicher Richtung wie die Klüfte. Sie sind aber nicht durch die Klüfte bestimmt, sondern durch die Abdachung und diese hat mit den Klüften als gemeinschaftliche Ursache den Druck.“

Seitdem nahm das Studium der Klüfte zu. Für die Kleinformen, besonders im Hochgebirge, wo der Spaltenfrost, die Temperaturgegensätze, die Insolation usw. sehr viel kräftiger sind als im Tale, müssen die Klüfte als die wichtigste richtunggebende Ursache gewürdigt werden. Heritsch betonte ihre Bedeutung für die Entstehung der Hochgebirgsformen, ⁴⁵⁾ Stiny brachte neue interessante Details aus der Reißeckgruppe in Kärnten dazu, ⁴⁶⁾ Kieslinger fand sie bei der Entstehung der Steinöfen in der Koralpe wirksam, ⁴⁷⁾ bei der Entstehung der Schutthalden im Hochgebirge können sie nicht übersehen werden. ⁴⁸⁾

Die besondere Bedeutung der Klüfte bei der Gebirgsbildung und für die Talrichtungen wies Stiny im Teigitschgebiete nach. ⁴⁹⁾ Dieses Gebiet wurde bei der Gebirgsbildung weniger von der Faltung als von schollenbildenden Verwerfungen und Verstellungen beherrscht. Die Klüfte stehen dort zu den lotrechten Schollenverstellungen in innigerer Beziehung als zu den Falten, die meistens älter sind als die zahlreichen Verwerfungen. Und nicht einzelne Verwerfungen, sondern ganze Störungstreifen mit eng nebeneinander folgenden Störungslinien haben das Gebirge zerlegt, die Klüfte häufen sich

⁴⁴⁾ Talrichtung und Gesteinsklüfte. *Pet. Mitt.*, 69. Jg., 1923, S. 153—157.

⁴⁵⁾ Die Entstehung der Hochgebirgsformen. Graz 1927, S. 15 f. Dort auch die frühere Literatur.

⁴⁶⁾ Einiges über Gesteinsklüfte und Geländeformen in der Reißeckgruppe. *Zeitschr. f. Geom.* I, 1926, S. 254—275.

⁴⁷⁾ Geologie und Petrographie der Koralpe. III. Die Steinöfen. *Sitzb. math.-natw. Kl., Abt. I*, 136. Bd., S. 79—94.

⁴⁸⁾ Ludwig Koegel, Der Schuttmantel unserer Berge. *Zeitschr. D. u. Ö. A.-V.*, 55. Bd., 1924, S. 1.

⁴⁹⁾ Gesteinsklüftung im Teigitschgebiet. *Tschermaks Min. u. Pet. Mitt.*, Bd. 38, 1925, S. 464—478.

gegen diese Störungstreifen zu und an diese schloß sich hauptsächlich die Talbildung an. Auch auf diese Art der Gebirgs- und Talbildung läßt sich Panzers Gedankengang ohne Schwierigkeit anwenden. In einem Gebirge, das längs Störungstreifen in Schollen zerfällt, entstehen gleichzeitig mit den Brüchen, Störungstreifen, Klüften auch die Täler an jenen Stellen, an denen die Zerstückelung des Gebirges eintritt, schon deswegen, weil das Wasser den nächsten Weg nach dem niedrigsten Punkte anstrebt. Nur kann es sich dabei nicht um Abdachungstäler handeln, sondern um tektonische Täler, Verwerfungstäler,⁵⁰⁾ und um Verschiebungen und Verlegungen alter Täler nach dem neu einsinkenden Gebiete hin. Einen extremen Standpunkt in der Auffassung von der Bedeutung der Klüfte für die Talrichtungen nahm Deecke⁵¹⁾ ein, der auch im tief überschotterten Rheingraben jede Stromrichtung und Stromkrümmung auf die Klüfte und ihre Richtungen zurückführte. Vgl. übrigens dazu auch die Kritik und den Widerspruch von E. Hennig.⁵²⁾ Aber selbst Deecke stellt fest, daß die Flüsse in einigen Fällen unabhängig von den Klüften Talrichtungen aufgesucht haben, und es sind das gar nicht so belanglose Fälle; der Nagold, die Würm, der Neckar bei Nürtingen und Cannstatt und andere mehrfach von ihm genannte Bäche und Stromstrecken. Er führt sogar Täler an, die neben den Störungstreifen statt auf ihnen entstanden sind. Es sind also auch dort wieder nicht die Klüfte, die unmittelbar die Talbildung verursachen oder unmittelbar die Richtung des Tales bestimmen; die Gebirgsbildung ist ihre gemeinsame Ursache. Diese Annahme paßt um so mehr zu jenen Fällen von einseitiger Entwicklung der Täler mit einem flachen und einem steilen Hange, wenn der Fluß auf der Schichtfläche gewissermaßen nach einer Richtung hin abgeglitten ist⁵³⁾ (konstant asymmetrische Täler).⁵⁴⁾

Darnach kann man zusammenfassend sagen: Die tektonischen Vorgänge wirken bei der Talbildung bedeutsam mit,

⁵⁰⁾ A. Penck, *Morph.* II, 74 f.

⁵¹⁾ Deecke W., *Der Zusammenhang von Flußlauf und Tektonik.* Fortschritte d. Geol. u. Paläont. H. 16. Bornträger, 1926.

⁵²⁾ N. Jb. f. Min. etc. Abt. B, 1927, S. 78 f.

⁵³⁾ Deecke, a. a. O., bes. S. 61 u. 63.

⁵⁴⁾ Penck, ebd. II, S. 66.

indem sie durch die Erzeugung von Höhenunterschieden Abdachungen schaffen, auf denen die Gewässer abfließen (Folgef Flüsse); andererseits indem sie solche Flüsse, die parallel zur Hebungssachse des Gebirges fließen, von dieser weg nach der niedrigeren Scholle hin abdrängen. Die dabei entstehenden Kluftsyste me bereiten das Gestein für die Erosion vor, weil durch sie und die an ihnen stattfindende Gesteinszerreibung weniger widerstandsfähige Zonen bereitet werden. Aber das fließende Wasser hat nicht bloß eine, sondern drei bis vier, manchmal noch mehr Kluftrichtungen zur Verfügung, nach denen es seinen Erosionsweg nehmen kann. Welche von den zur Auswahl stehenden Richtungen es einschlägt, wird überwiegend von der Gebirgsbewegung bestimmt.

Dazu ist nun noch eines zu bedenken: Die Klüfte sind in den Gesteinen ungemein zahlreich, sie stehen sehr oft dicht nebeneinander; man findet sie in Abständen von einigen Metern, von Dezimetern, ja sogar von wenigen Zentimetern. Lind und Dinu haben sie auch in Abständen von einem Kilometer von den Tälern gemessen und berücksichtigt. Man muß nur wissen, wie häufig die Klüfte ihre Richtungen wechseln, um dann diesen Messungen keine allzu große Bedeutung zu geben. Wenn aber die Klüfte so zahlreich sind und ihre Richtungen so verschieden, dann bleibt dem Wasser noch Auswahl genug, dann müssen doch im großen und ganzen die tektonisch geschaffenen Abdachungsrichtungen die Talrichtungen bestimmen, nach denen die Erosion des Wassers die Täler schafft.

Reisanbau und Reishandel.

(Mit einer Skizze im Text.)

Von **Dr. Hermann Leiter.**

Reis gehört zu den am meisten verbrauchten Nahrungsmitteln, da er für ein Drittel der Bevölkerung der Erde die Hauptkost bietet. Durrha oder Mohrenhirse (*Andropogon sorghum*), die an den Boden keine hohen Ansprüche stellt sowie mit weniger Wasser während der Vegetationszeit ausreift, und Weizen sind die zwei Wettbewerber um den ersten Rang unter den Körnerfrüchten. Durrha ist die Haupt-