

ABTRAGUNG UND AUFSCHÜTTUNG IN DEN ALPEN UND DEM ALPENVORLAND, WAHREND DER JETZTZEIT UND DER EISZEIT

W. Wundt

Mit 2 Abbildungen

Wenn man über das Ausmaß von Erosion und Aufschüttung in geologischen Handbüchern nachliest, findet man oft nur allgemeine Angaben. Wohl sind auch Zahlenwerte angegeben, aber sie beziehen sich meist nur auf beliebig herausgegriffene Einzelbeispiele, wobei die Extremwerte in vorderster Linie stehen. Mittelwerte, soweit sie überhaupt angegeben werden, gehen sehr weit auseinander; die von geologischer Seite angegebenen Beträge sind in der Regel viel höher als die von technischer Seite verzeichneten.

Eine gute Grundlage für weitere Untersuchungen geben die ständigen Messungen der Bayerischen Landesstelle für Gewässerkunde, die dort unter der Leitung von A. van Rinsum angestellt werden¹⁾. Zum allgemeinen Verständnis muß hervorgehoben werden, daß man an Beimengungen zum Wasser der Flüsse drei Arten unterscheidet: *Lösungsstoffe*, also vor allem die gelösten Salze, sodann *Schwebstoffe*, die den größten Teil der Beimengungen umfassen, endlich *Geschiebe* und Gerölle. Von den gelösten Stoffen soll hier nicht die Rede sein; bei den Schwebstoffen ist der Übergang zum Geschiebe in weitem Umfang fließend. Es ist klar, daß bei langsamer Strömung fast der ganze Schweb zu Boden sinkt, daß dagegen beim Anschwellen des Gewässers der Grund von neuem aufgewühlt wird und daß schließlich nicht

nur Sand, sondern auch kleinere und größere Steine von der Strömung mitgerissen werden. Der Übergang vom Schweb zum Geröll kann also nicht allein durch die Dimensionen des Gerölls, d. h. durch den mittleren Durchmesser definiert werden; übliche Maße für die gegenseitige Abgrenzung sind 1—3 mm. — Die geschilderten Umstände bringen für die Messung große Schwierigkeiten mit sich. Gut meßbar sind eigentlich nur Schwebstoffe, die durch Schöpfproben ermittelt werden. Die Proben werden meist an der Oberfläche im Stromstrich entnommen; das Wasser läßt man abrinnen und bestimmt das Gewicht des getrockneten Restes. Der Schwebgehalt der Schöpfproben nimmt mit der Tiefe zu und zwar bei der Annäherung an den Grund in rasch wachsendem Maße, das außerdem mit dem Wasserstand wechselt. Ist so der absolute Wert des Abtrags auch bei den Schwebstoffen noch recht unsicher, so bleibt doch bei den bayerischen Messungen der relative Wert der Messungen erhalten, da sie an vielen Punkten in derselben Weise angestellt werden und dadurch geographische Vergleiche erlauben. Der Wert wird auch nicht dadurch beeinträchtigt, daß das Geröll, für welches keine allgemein gültigen Meßmethoden existieren, hier gar nicht erfaßt ist. Denn mit der Zunahme des Schwebs wächst auch das mitgeführte Geröll, die relativen Unterschiede bleiben also erhalten.

In der Tabelle 1 finden wir zunächst eine Anzahl Einzelgebiete der Donau und ihrer Nebenflüsse. Als Maß des Jahresabtrags sind die t/km² gewählt, die sich jeweils auf das Gesamtgebiet beziehen. Naturgemäß finden wir die hohen Werte bei den reinen Gebirgsflüssen, z. B. Salzach und Saalach, wobei die Gletscherbedeckung im Inn- und Saalachgebiet nur einen geringen Einfluß erkennen läßt. Sehr klein ist, wie ohne

Tabelle 1. Abtragung (—) und Aufschüttung (+) durch Schwebstoffe im oberen Donaugebiet

	Jahre	Fläche (km ²)	Gebiet	Jährl. Abtrag (t/km ²) auf Grund d. Schwebs	Jahre zum Abtrag um 1 m durch Schweb
1.	1931/39	7 611	Donau—Ulm	—37	68 000
2.	1931/39	20 023	Donau—Ingolstadt	—60	42 000
3.	1930/34	35 400	Donau—Regensburg	—28	90 000
4.	1930/39	47 674	Donau—Hofkirchen	—25	100 000
5.	1929/39	79 510	Donau—Linz	—79	32 000
6.	1930/39	1 118	Iller—Krugzell	—251	9 900
7.	1924/39	1 418	Lech—Füssen	—214	11 600
8.	1930/39	2 813	Isar—München	—107	23 000
9.	1931/39	600	Ammer—Weilheim	—133	19 000
10.	1930/39	12 013	Inn—Wasserburg	—228	11 000
11.	1930/39	13 151	Inn—Neuötting	—260	9 600
12.	1926/27 u. 31/39	946	Tirol. Ache—Staudach	—239	10 400
13.	1932/34	1 388	Alz—Seebruck	—11	230 000
14.	1930/39	6 643	Salzach—Burghausen	—269	9 300
15.	1929/39	949	Saalach—Jettenberg	—244	10 200
16.	1934/39	1 702	Traun—Wels	—47	53 000
hieraus Restgebiete:					
17.	Um Passau	9 673	5—(4+11+12+13+14)	+27	
18.	Unterh. Regensburg	8 861	4—(3+8+9)	+21	
19.	Oberh. Regensburg	15 377	3—2	+15	
20.	Um Donauwörth	10 994	2—(1+7)	—57	
21.	Oberhalb Ulm	6 483	1—6	—1	
22.	Unt. Wasserburg	1 138	11—10	—563	
23.	Chiemsee	442	13—12	+476	
24.	Obere Salzach	5 694	14—15	—274	

weiteres einzusehen, die Ausfuhr an Schwebstoffen bei der Alz unterhalb des Chiemsees, da alles Material im See selbst liegen bleibt. Die Donau selbst, an fünf Punkten erfaßt, weist etwas höhere Werte auf; dabei ist der Anstieg der Schwebstoffausfuhr bei Linz durch den stärker belasteten Inn unverkennbar.

Ein anderes übliches Maß für die Abtragung sind die Jahre, die zu Erniedrigung des Geländes um 1 m durchschnittlich nötig sind. Wir sehen aus der Tabelle, daß die zugehörigen Werte von 9 300 Jahren bei der Salzach bis auf 230 000 Jahre bei dem Seeausfluß Alz ansteigen. Diese Zahlen sind im Vergleich zu den Werten, die in den Handbüchern angegeben werden, auffallend hoch; man kann dort lesen, daß die Alpen schon in 2000 Jahren um etwa 1 m erniedrigt werden²⁾. Dies kommt teilweise von der Diskrepanz der geologischen und der technischen Angaben her, auf die schon hingewiesen wurde. Aber es spielt auch erheblich mit, daß in den bayerischen Messungen ja nur der Schwebstoff und dieser nur an einer bestimmten Stelle erfaßt wird; man müßte also die Werte unserer Tabelle mit einem Faktor multiplizieren, der sicher größer als 1 ist, aber im einzelnen wechselt. Wahrscheinlich werden spätere Messungen ergeben, daß man beim Gesamtatrag, bei dem die Schätzungen für die Alpenflüsse bis jetzt im Verhältnis 1 : 3 auseinandergehen, irgendwo in der Mitte zusammenkommt, von örtlichen Differenzierungen ganz abgesehen.

Bei der Umrechnung des Schwebstoffabtrags von t/km² in Jahreswerte für 1 m spielt auch die Annahme der Dichte eine Rolle. Beim Schweb erhebt sie sich auch nach der Trocknung nicht viel über 1 — bei den Ablagerungen in Saalachsee wird durchschnittlich 1,3 angenommen —, während für den Abtrag im Gebirge etwa 2,5 angenommen werden muß; letzterer Betrag ist bei der Berechnung der Jahreszahlen zugrunde gelegt.

Die rasche Abnahme der Erosionsbeträge vom Gebirge gegen den Unterlauf der Alpenflüsse legt den Gedanken nahe, ob nicht im Vorland des Gebirges die Erosion schon von Akkumulation abgelöst wird. Zu diesem Zweck wurden die Oberlaufgebiete der Flüsse von den Gesamtgebieten abgezogen, ebenso die Gesamtfracht des Oberlaufs von der des Gesamtgebietes. Es zeigte sich in der Tat, daß in diese Restgebiete im allgemeinen mehr Schwebstoff hineingeführt als aus ihnen herausgeführt wird: es findet dort also eine leichte Aufschüttung statt, für die in Tabelle 1 die Werte berechnet sind. In dem Restgebiet um Ulm (oberste Donau ohne Iller) herrscht nahezu Gleichgewicht, in drei anderen Restgebieten wird immerhin der Betrag von 15 bzw. 21 bzw. 27 t/km² jährlich aufgetragen; alle diese Gebiete erfahren also dauernd eine gewisse Erhöhung. Diese ist natürlich nur in der Nähe der Flußbetten, in deren Hochwasserbetten usw. zu suchen, während das höher liegende Land auch hier

einen leichten Abtrag erfährt und die Flußrinnen selbst sich abwechselnd aufhöhen oder eintiefen.

Abb. 1 gibt für das, was Tabelle 1 andeutungsweise erkennen ließ, eine kartographische Darstellung. Wir erkennen deutlich das Alpengebiet als eine Fläche star-

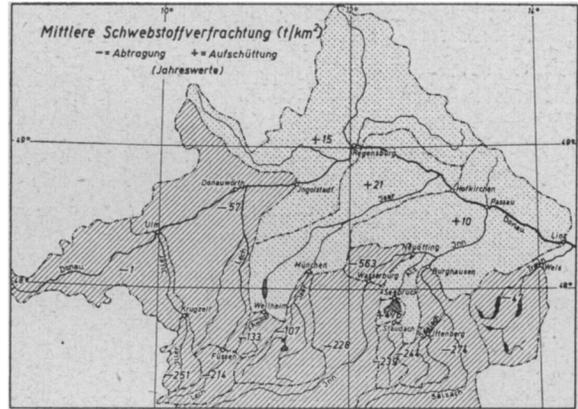


Abb. 1: Abtragung und Aufschüttung im oberen Donaugebiet

ker Abtragung, das Alpenvorland in seinem nordöstlichen Teil als ein Gebiet leichter Aufschüttung. Eine Ausnahme macht nur das Zuwachsgebiet des Inns von Wasserburg bis Neuötting, wo wohl künstliche Eingriffe (die Innwerke) starke Erosion hervorrufen. Selbstverständlich decken sich die genaueren Grenzen zwischen Erosion und Aufschüttung nicht mit den jeweiligen Einzugsgebieten der Karte; solange eben nicht noch mehr Meßorte existieren, müssen die Scheidelinien nach den Wasserscheiden beurteilt werden. Neben der sehr ungleichen Verteilung von Akkumulation und Erosion auch innerhalb der Gebiete muß ein zeitliches Alternieren dieser Vorgänge ins Auge gefaßt werden: während bei Hochwasser in breiten Streifen erodiert wird, zieht sich die Erosion bei sinkendem Wasserstand mehr und mehr auf die schmalen Flußrinnen zurück, so daß an den gleichen Stellen, wo bei hohem Wasserstand erodiert wurde, nunmehr aufgeschüttet wird. Es entsteht also zusammen mit den wechselnden Flußrinnen das bekannte Bild des Hochwasserbetts, in dem Hebung und Senkung der Sohle örtlich und zeitlich dauernd wechseln. Die ständige Verlegung der Abflußrinnen in kleinen Schuttkegeln gibt hierfür ein dem aufmerksamen Beobachter bekanntes Bild.

Einen näheren Einblick in das Wesen der Erosion (Abtragung) und der Akkumulation (Aufschüttung) gibt uns die jährliche Verteilung der Schwebstoffmengen. Diese ist für zwei Alpenflüsse und zwei Restgebiete in Tabelle 2 dargestellt. Wir erkennen

Tabelle 2. Abtragung (—) und Aufschüttung (+) in Verteilung auf die Monate (t/km²)

	Nov.	Dez.	Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sep.	Okt.	Jahr
15. Saalach—Jettenberg	—4	—1	—3	—1	—3	—20	—48	—25	—44	—62	—12	—21	— 244
24. Obere Salzach	—3	0	—3	—2	—5	—12	—32	—39	—60	—80	—28	—10	— 274
18. + 19. Restg. Regensburg.	—1	0	0	—1	—1	0	+4	+2	+8	+4	+2	0	+ 17
17. Restgebiet Passau	—4	—4	—1	—4	0	—2	+12	—3	+23	+7	+2	1	+ 27

bei Saalach und Salzach, daß der hohe Gesamtabtrag des Jahres ganz wesentlich im Sommer zustandekommt; der Winter steuert hierzu nur ganz wenig bei, offenbar eine Folge winterlichen Frostes, während der hydrologische Sommer (Mai bis Oktober) rund 90 % des Schwebstoffabtrags in sich schließt. Dabei ist dieser Einfluß bei der Salzach mit ihrem Gletscherabfluß noch etwas stärker ausgesprochen als bei der Saalach. — Ganz anders sieht es in den Restgebieten aus! Hier herrscht in der Jahressumme leichte Aufsichtung vor, aber sie ist einzig und allein auf die Rechnung des Sommers zu setzen, während im Winter auch hier noch schwache Erosion stattfindet. Die Erosion in den Hochgebieten ist also mit einer gleichzeitigen Akkumulation an den Alpenflüssen im Vorland verbunden; aber der ganze Vorgang fällt in die warmen Monate, während der hydrologische Winter (November bis April) im morphologischen Sinn eine Zeit fast völliger Ruhe darstellt.

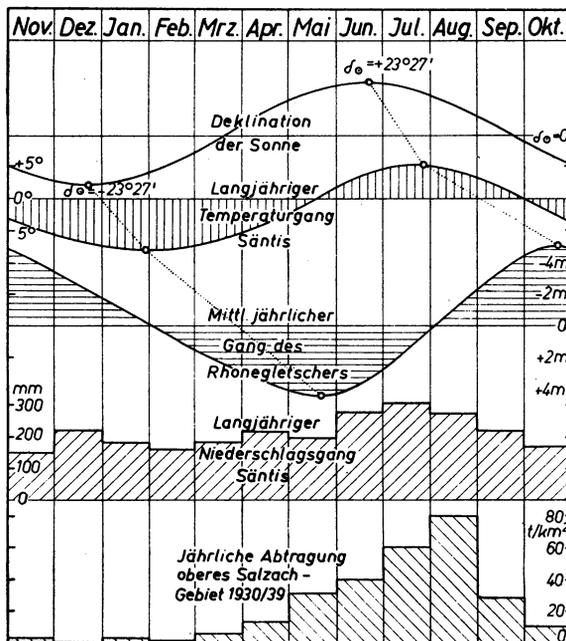


Abb. 2: Klimatische Bedingungen für den jährlichen Gang der Abtragung in den Alpen

In Abbildung 2 sind zunächst die klimatischen Verspätungen wiedergegeben, die der Verfasser z. T. schon in der „Zeitschrift für Gletscherkunde“ 1935 und in der „Geologischen Rundschau“ 1944 geschildert hat. Gegenüber dem Sonnenstand, der sein Minimum am 21. Dezember, sein Maximum am 21. Juni erreicht, hinkt die Temperaturkurve ungefähr einen Monat hinterdrein, und zwar sowohl im Vorland als in der Nähe der Firngrenze (Sämtis, 2500 m). Aber das Temperaturmittel erhebt sich auf dem Sämtis nur von Mitte Mai bis Ende September über den Nullpunkt; und diesem Verhalten der Temperatur an der Firngrenze folgen auch die Glet-

scher! Neben den großen Schwankungen, die sich in Jahrzehnten und Jahrhunderten einstellen, hat die jahreszeitliche Schwankung der Gletscherlänge bis jetzt wenig Beachtung gefunden. Löst man die Tendenz zum jahreszeitlichen Vor- und Zurückgehen, die in Zeiten starken Rückgangs fast verdeckt ist, aber bei stationären Ständen klar zum Ausdruck kommt, aus der Gesamtbewegung heraus, so ergibt sich — relativ zum allgemeinen Absinken — ein durchschnittlicher jährlicher Höchststand zu Ende Mai, ein Tiefstand um den 20. Oktober (festgestellt aus einem 20jährigen Zeitraum am Rhonegletscher³⁾). Es kann kein Zweifel sein, daß dieser Gang ganz wesentlich durch den Gang der Nullisotherme bedingt wird, die erst von Ende Mai ab ein erhebliches Schmelzen der Eismassen gestattet. Die klimatische Verspätung ist also beim Gletscher unvergleichlich größer als bei der Lufttemperatur! Das relative Maximum des Gletschers tritt erst ein, wenn die Sonne ihren höchsten Stand schon nahezu erreicht hat, während sich der tiefste Stand ungefähr 4 Wochen nach den Herbst-Aquinoktien einstellt.

Diesem Verhalten der Temperaturen und der Gletscherenden ist nun hier der jährliche Gang der Erosion nach dem Beispiel der oberen Salzach (d. h. ohne Saalach, Tab. 1 und 2 Nr. 24) gegenübergestellt. Ihr Maximum fällt, wie wir schon wissen, auf den Juli/August und dieser Höchstwert entspricht der jährlichen Rückzugsphase (Schmelzperiode) der Gletscher, zugleich der Zeit des Temperaturmaximums, aber auch des sommerlichen Regenmaximums, das bei den meisten Alpenstationen auf den Juli fällt (als Beispiel: die langjährigen Mittel für den Sämtis). Im Hochsommer vereinigen sich also alle Kräfte — hohe Temperatur mit Gewitterneigung, die sommerlichen Starkregen und die Eisschmelze, um die Ausnagung besonders intensiv zu gestalten. Dagegen herrscht im größeren Teil des Jahres — von Oktober bis März, an die sich September und April mit geringen Beträgen anreihen — im Erosionsvorgang bemerkenswerte Ruhe, und dies um so mehr, wenn wir die höchsten Lagen betrachten, zu denen die Nullgradgrenze erst im Hochsommer emporrückt. Wohl aber dient jene Zeit der Ruhe durch Frostspaltung und Verwitterung der Vorbereitung der sommerlichen Erosion, die schon im Mai/Juni beträchtliche Werte erreicht. Die Verspätung des Erosionsmaximums gegenüber dem Regenmaximum erklärt sich dadurch, daß die Juliregen den Boden in den Hochlagen erst richtig durchnässen und dadurch zum starken Abtrag reif machen.

Man könnte einwenden, daß das Diagramm zu sehr auf spezielle Verhältnisse eingestellt sei. Aber die Gegenüberstellung der Saalach mit der oberen Salzach in Tab. 2, die man noch durch andere Reihen ergänzen könnte, zeigt, daß im jährlichen Gang keine wesentlichen Unterschiede bestehen. Man könnte auch fragen, ob nicht andere meteorologische Stationen (z. B. Sonnblick und Zugspitze) ein abweichendes Bild ergeben. Aber das ist nicht der Fall. Der Sämtis wurde für die Darstellung deshalb ausgewählt, weil er für die Temperaturverhältnisse an der Firngrenze besonders repräsentativ ist; zugleich vermittelt er den räum-

lichen Übergang zum Rhonegletscher, für den der jährliche Gang genau bestimmt werden kann.

Selbstverständlich hängt die Abtragung in den betrachteten Gebieten nur zum geringeren Teil von den Verhältnissen an der Firngrenze, flächenmäßig viel stärker von den unterhalb liegenden Gebirgstteilen ab. Aber die Sache klärt sich, wenn wir die Firngrenze als Schneegrenze im Lauf des Jahres auf- und abpendelnd denken. Was sich im Hochsommer an der Firngrenze abspielt, wiederholt sich während des Jahres in wechselnder Höhe an der Schneegrenze.

Der Einfluß des Bodens, auf den in diesem Aufsatz nicht näher eingegangen wird, scheint nicht von starker Wirkung auf die Menge des Schwebstoffes zu sein. Wohl enthalten Inn und Salzach mehr Beimengungen aus dem Kristallin, die übrigen Flüsse mehr aus den Kalkalpen, aber diese Einflüsse werden durch die klimatischen überdeckt.

Ausblick auf die Verhältnisse in der Eiszeit

Durch Übertragung des jährlichen Gangs auf lange Perioden ziehen wir nun Schlüsse auf den Verlauf der Glaziale und Interglaziale! — Die Glaziale begannen mit milden, aber schneereichen Wintern; ein Beispiel dafür lieferte der Winter 1950/1951, der im Vorland der Alpen nur sehr spärliche Schneedecken, aber in den Hochgebieten ganz ungewöhnliche Schneemassen mit sich brachte. Eine lange Reihe solcher Winter zusammen mit kühlen Sommern müßte die Gletscher der Hochgebirge vorstoßen lassen und im Norden Inlandeisdecken bilden. Aber mit der Ausdehnung der weißen Flächen zerstört der Gletscher zugleich die Vorbedingungen seiner starken Ernährung, die eben in ausgiebigen Schneefällen liegen. Über den großen Eisflächen bilden sich dann Hochdruckgebiete; die zyklonale Tätigkeit flaut ab und die mittlere Temperatur sinkt, wie im Winter über den Schneeflächen der Nordkontinente, allgemein tief herab. Ernährung und Schmelzprozeß in den kurzen Sommern beschränken sich dann im wesentlichen auf die Randzonen des Inlandeises. Der geringe Umsatz im Innern des Inlandeises wird aber durch die Länge der Zeit ausgeglichen, denn diese Phase des Hochglazials mag, wie das Beispiel der Antarktis zeigt, mehrere zehntausend von Jahren umfaßt haben. So wurde auch hier in langen Zeiten das Material für die Grundmoränen und die Endwälle herangeschafft, das in den kurzen Sommern der Erosion Gelegenheit zur Betätigung bot.

Wie sich nun das Maximum der Alpengletscher bis in das Ende des Mai verzögert, so — müssen wir annehmen — verschob sich auch der Höchststand des Inlandeises bis nahe an den Zeitpunkt, wo die Sonnenstrahlung schon wieder Maximalwerte erreichte. Warum wirkte sich die Zunahme der Strahlung nicht schon früher aus? — Die Zustrahlung der Sonne steht im Kampf mit der Ausstrahlung solange, bis ein gewisses Gleichgewicht erreicht ist. Wenn die Eisflächen noch groß sind, genügt ihr Reflexionsvermögen vollkommen, auch eine erhöhte Strahlung fernzuhalten. Nur ganz allmählich gewinnt die Sonne das Übergewicht gegen die Abwehrkräfte und ihr Siegeszug beginnt erst, wenn die rückweichende Nullisotherme große Einbrüche in den Gletscherrand durch Schmelz-

wirkung ermöglicht. Dann aber setzt zugleich die Erosion in gewaltigem Maße ein: sie fällt in die Zeit des absteigenden Hochglazials, nicht so sehr in die des folgenden Interglazials. Unmittelbar nach dem Eisrückgang lagen weite Flächen entblößt da und waren dem Angriff des Regens, des Windes und der Schmelzwässer preisgegeben. Aber auch die Entwicklung der Vegetation ließ nicht sehr lange auf sich warten; und da starke Strahlung und hoher Gletscherstand zeitlich benachbart waren, dürfen wir uns nicht wundern, wenn die Wälder dem rückweichenden Gletscher in kurzem Abstand folgten. Auch heute können wir im Frühjahr blühende Wiesen neben alten Schneefeldern vom Winter her beobachten. Der stärker werdende Pflanzenwuchs schützte dann im weiteren Verlauf den entblößten Boden, verfestigte ihn gegen den Angriff des Wassers und schränkte damit die Ausnagung ein: an Stelle der flächenhaften Erosion tritt jetzt überall die lineare Erosion längs der Flußbetten, die nur eine begrenzte Zerstörung zuläßt. Erst in einem neu aufsteigenden Glazial kann sich, der Abnahme des Pflanzenwuchses entsprechend, die Erosion wieder steigern. — Im Hochglazial stockt die Abtragung und wird allmählich von einer bestimmten Art Akkumulation abgelöst. Dies ist eine Folge des Frostes, der sich mit der Verkümmern der Vegetation immer stärker auswirkt. Es bildet sich das *Bodeneis*, das dem Wasser in den kurzen Sommern kein weiteres Eindringen gestattet. Während der jahreszeitlich beschränkten Tauperiode setzt Bodenfluß ein, der auch im Hochglazial anhält. Aber das gleitende Material kommt nicht sehr weit. Der aufgearbeitete Schutt wird von den Schmelzwässern in Schwemmkegel verfrachtet; daß dieser Prozeß nicht erlahmt, dafür sorgt die andauernde Hebung des Gebirges. Alte Täler werden verschüttet, neugebildete wiederholt zugedeckt, grobe Stücke auf der Gleitfläche des Bodeneises von den Schmelzwasserwellen ruckweise weiterbefördert. Die schwerstoffbeladenen Tauluten irren auf den Schwemmkegeln regellos hin und her, da sie sich von Zeit zu Zeit wieder selbst den Weg verstopfen. Das aus dem engeren Periglazial ausgewehrte Feinmaterial wird durch Windwirkung sortiert und lagert sich in der weiteren Umgebung ab, wo es durch spärlichen Graswuchs aufgehoben und dann zu Löss umgewandelt wird. — Die Rolle des entfernteren Periglazials steht zu der Randzone des Gletschers in einem ähnlichen Verhältnis wie das Vorland und die tieferen Lagen des Gebirges zu den Höhenzonen an der Firngrenze.

Die Erosion ist in den Sommern des Hochglazials weit hinaus flächenhaft, d. h., sie erfolgt in breiten Rinnen mit steilen Kanten. Wenn mit dem Rückgang der Gletscher auch die Allgemaintemperatur steigt, gewinnt die Pflanzendecke auch Einfluß auf die Geländeformen: sie verfestigt die zwischen den Erosionsrinnen stehenden gebliebenen Riedel, siedelt sich auf den Sandrücken des Hochwasserbettes an und drängt schließlich den Fluß auf ein verhältnismäßig schmales Bett zusammen, womit das Stadium der linearen Erosion erreicht ist. Dieser Zustand wird in der geschichtlichen Periode durch den Einfluß des Menschen mehr und mehr zu einem stabilen ausgestaltet. Starke Erosion

findet nur noch in den Hochgebieten statt, wo Mangel an Pflanzenwuchs, lange Schneebedeckung, starker Regenfall und steile Boden­neigung den weiteren Abtrag begünstigt. Aber die fortgeführten Schutt­massen finden größtenteils schon in den Tal­weitungen der Gebirge, weiterhin an ebenen Lauf­strecken des Vorlandes ihren Absatz. Der Flußlauf erreicht nach dem Verlassen der verwilderten Gebirgs­strecken einen gewissen Gleichgewichtszustand in den Mäandern, wo Erosion und Akkumulation örtlich und zeitlich auf ein Minimum reduziert sind. Nur ein verhältnismäßig geringer Teil des fortgeschwemmten Materials findet seinen Weg ins Meer; der Endzustand, der von der Natur angestrebt, aber auch in den ruhigen Erdperioden nie völlig erreicht wird, ist eine Ausebnung der Gebirge und eine Aufhöhung der niedrigeren Teile des Flußgebietes.

Im Sinne der Kritik müssen aber noch einige Bemerkungen hinzugefügt werden. Es war bisher in der Hauptsache nur von Erosion, teils flächenhafter, teils linearer Art, die Rede, während die Akkumulation einen etwas kümmerlichen Raum eingenommen hat. Und doch sind beide auf die Dauer nebeneinander möglich, wenn eine dritte Kraft, die Gebirgshebung, hinzutritt. Ich beziehe mich dabei nur auf Erosion und Aufschüttung im Vorland der Alpen, nicht in der norddeutschen Tiefebene, wo die ältesten Schichten bekanntlich zuunterst liegen. Das klassische Schema der voralpinen Taleinschachtelung, bei dem die ältesten Schichten oben als Schotter decken, die jüngsten unten als Terrassen heraustreten, befriedigt nicht vollkommen; denn den frühesten Eisvorstößen wird dabei die gewaltige Kraft der Gesamtanlage, den jüngsten nur eine sehr bescheidene Arbeit am Grunde der Schachtel zuge­dacht. In Wirklichkeit dürfte die Arbeitsleistung immer von derselben Größenordnung gewesen sein; aber das Denudationsniveau und Aufschüttungsniveau wurden dauernd gehoben. Hätte das Alpenvorland nicht dauernd Nachschub in Form von neu sich bildenden Schwemmkegeln erhalten, dann wäre eine Gliederung in Terrassen gar nicht möglich gewesen; es wäre vielmehr eine allmähliche Aufschüttung der vorliegenden Ebene auf Kosten des dahinterliegenden Gebietes eingetreten und der gesamte Komplex Alpen samt Vorland hätte sich dem Zustand der Peneplain (Fastebene) genähert. Auch nach anderen Beobachtungen ist eine rezente Hebung der Faltengebirge noch während des Diluviums sehr wahrscheinlich. Die ganze Morphologie des Alpenvorlandes ist ohne die Annahme einer Akkumulation als Hebungsfolge, die mit der Erosion wirklich Schritt hält, gar nicht erklärlich. — Auf die Einzelfragen des örtlichen Aufbaus vermag diese Überlegung natürlich keine spezifische Antwort zu geben; in dieser Hinsicht muß auf die Spezialarbeiten verwiesen werden^{4) 5) 6)}.

Zusammenfassung. Auf Grund neuer Messungen in Bayern können über die mittlere Abtragung in alpinen Flußgebieten durch Schwebstoffverfrachtung genauere Angaben gemacht werden. Wenn man die ermittelten Mengen gleichmäßig über die Gebiete verteilt denkt, so ergibt sich in den Alpen starke Erosion, im Vorland leichte Aufhöhung. Der größte Teil der Erosion entfällt auf den Sommer, wo Schnee- und

Gletscherschmelze mit starken Regen­fällen zusammenwirken; im Winter finden nur ganz leichte Änderungen statt. Die Lage der Nullisotherme spielt dabei eine erhebliche Rolle. — Aus dem jährlichen Verlauf des Abtrags kann man Schlüsse auf den vermutlichen Gang währen der Eiszeit ziehen: Frostwirkung im Hochglazial, Bildung von Bodeneis, aber nur örtliche Verfrachtung durch Gleitvorgänge in den kurzen Sommern. Die Haupterosionszeit fällt in das absteigende Hochglazial, dann Übergang von der flächenhaften zur linearen Erosion durch den Einfluß der Pflanzendecke. Zur Erklärung der Morphologie des Alpenvorlandes ist die Annahme einer Gebirgshebung noch während des Diluviums notwendig.

Literatur

- (1) *A. van Rinsum*: Die Schwebstoffführung der bayerischen Gewässer, in „Beiträge zur Gewässerkunde“ (Festschrift). Verlag Oldenbourg, München 1950.
- (2) *G. Wagner*: Erd- und Landschaftsgeschichte, 2. Aufl., 1950.
- (3) Denkschriften d. Schweizerisch. Naturforschend. Gesellschaft, Bd. 52 (1916), enthaltend Abhandlung von *Mercanton* über die Schwankungen des Rhonegletschers mit graphischen Darstellungen.
- (4) Eiszeitalter und Gegenwart (Jahrb. d. Deutsch. Quartärvereinigung), 1. Bd. (1951), enthaltend u. a. Abhandlungen von *Büdel, Grahmann, Poser, Schaefer, Schönhals, Woldstedt*.
- (5) *I. Schaefer*: Die diluviale Erosion und Akkumulation. Forsch. z. deutsch. Landeskunde, Bd. 49 (1950).
- (6) *F. Weidenbach*: Zur Entstehung und Lagerung der diluvialen Schichten im Donaumoos unterhalb Ulm. Jahreshefte d. Geol. Abteilung d. Württ. Statist. Landesamts 1 (1951).

MIKROKLIMATISCHE BEOBACHTUNGEN AM WUTAISCHAN

M. Schwind

Am Ostgipfel des Wutaischan (2670 m) und auf der anliegenden 980 m hohen Fußebene führte *Tatsuro Asai* während 19 Tagen des Mai und Juni 1942 klimatische Beobachtungen durch, deren Ergebnisse er in den „Miscellaneous Reports of the Research Institute for Natural Resources, Tokyo, Nr. 12, 1948“ vorlegte. Seine Ergebnisse sind:

1. Der Temperaturunterschied zwischen Erdoberfläche und 150 cm hoher Luftschicht ist auf dem Berggipfel höher als am Bergfuß (980 m). Um 14 Uhr beträgt er am Gipfel im Mittel 9,3° C, um 6 Uhr — 2,9° C; am Bergfuß liegen die entsprechenden Werte bei 8° C und — 0,9° C.
2. Die 50-cm-Luftschicht hat am Gipfel tagsüber höhere Temperaturen als zu erwarten wäre; z. T. wird Temperaturumkehr gegenüber der 20-cm-Luftschicht beobachtet. Die 50-cm-Luftschicht ähnelt der 5-cm-Schicht unmittelbar über der Erdoberfläche.
3. Die täglichen Schwankungen nehmen mit der Höhe der Luftschichten ab. Das gilt für den Gipfel wie für den Bergfuß.
4. Diese Abnahme vollzieht sich aber am Gipfel rascher als am Bergfuß. So ergaben sich am Gipfel