
A. PENCK:

Über glaziale Erosion in den Alpen

Extrait du Compte Rendu du XI:e Congrès Géologique International



Über glaziale Erosion in den Alpen

VON

ALBRECHT PENCK,¹

Professor an der Universität zu Berlin.

So lange als die Eiszeitforschung in den Alpen betrieben wird, ist bekannt, dass das Ufer der alten Gletscher durch das Eintreten einer eigentümlichen Erosionserscheinung gekennzeichnet wird. Die scharfen Gratformen des Hochgebirges, welche ihre Gestaltung der Verwitterung danken, weichen den gerundeten Formen des Eisschliffes. Nie hat Zweifel darüber bestanden, dass die Gletscher hier erodiert und zackige Verwitterungsformen abgeschliffen haben. Doch ist man anfänglich wohl stets geneigt gewesen, nur an einen geringen Umfang dieser Erosionstätigkeit zu glauben.

Grössere Erosionsleistungen des Eises verlangte erst A. C. RAMSAY, als er aus der räumlichen Beschränkung der grossen alten Seen auf das Gletschergebiet und aus ihrer Eigenschaft als Felsbecken auf ihre glaziale Entstehung schloss. Jahrzehntlang knüpfte sich die Frage nach der Gletschererosion an die Vorstellung, die man sich von der Entstehung der Alpenseen machte, und heftig haben sich lange Zeit zwei Schulen beföhdet, von denen die eine eine starke glaziale Erosion ebenso lebhaft bekämpfte, wie sie die andere annahm. Erst später wurde man gewahr, dass die Becken der Alpenseen nur ein bescheidener Teil dessen sind, was die Alpentäler von gewöhlichen Flusstälern unterscheidet, nämlich ihrer *Übertiefung*. Zu dieser Erkenntnis konnte man erst gelangen, als man die Täler von Gebirgen kennen lernte, die wie die südlichen und mittleren Appalachian nicht vergletschert gewesen sind; ihr

¹ Der Vortrag wurde wegen der Kürze der zur Verfügung stehenden Zeit nur auszugsweise gehalten; weggelassen wurde die Diskussion der Ansichten von E. DE MARTONNE, da dieser nicht anwesend war. Die Ausführungen stützen sich in weitem Umfange auf des Redners und ED. BRÜCKNERS Werk »Die Alpen im Eiszeitalter«, Leipzig 1909, auf das hier betreffs der verwerteten Literatur verwiesen sei. Nur die seither hinzugekommene Literatur wird hier zitiert.

Formenschatz ist ein wesentlich anderer als der der Alpentäler, und unter den letzteren sehen die vergletschert gewesenen erheblich anders aus, als die unvergletschert gebliebenen. Kein Tal ist in dieser Hinsicht lehrreicher als das der Mella, das bei Brescia die Alpen verlässt. An seiner Mündung fehlt der sonst übliche Alpensee; das Tal steigt rasch aufwärts an; seine Sohle ist schmal; die Gehänge links und rechts erheben sich zwar steil, bieten aber nur ausnahmsweise grössere Felswände. Es fehlt die Trogform mit allen ihren Begleiterscheinungen, die Nebentäler münden gleichsohlig in das Haupttal. An ihren Mündungen gibt es keine Stufen, über welche der Fluss in einem Wasserfalle herabstürzen oder in die er eine tiefe Klamm einschneiden würde. Wohl fehlt es auch an den Nebenflüssen wie am Hauptflusse nicht an Schnellen dort, wo der Fluss über widerständiges Gestein hinwegfließt; aber es gibt im ganzen Flussgebiete nicht grössere Gefällsbrüche. Wie anders das dicht daneben gelegene Oglitotal, in welchem ein grosser Gletscher den Alpenfuss erreichte. Haben wir dessen gewaltigen Endmoränen durchmessen, so stehen wir vor dem Spiegel des schönen Iseosees. Weiter oberhalb ist das Oglitotal weithin verschüttet, riesige Schuttkegel bauen sich von der einen oder anderen Seite hinein vor den Mündungen der Nebenflüsse, die aus Hängetälern herabkommen, meist in engen Klammern die Mündungsstufen durchsägend. Überaus steil, oft als Felswände steigen die Gehänge beiderseits des breiten verschütteten Talbodens an, erst in grösserer Höhe stellen sich sanftere Böschungen ein. Gleiche Züge wiederholen sich auch östlich vom Tale der Mella im Bereiche des Gardasees: wiederum liegt der Boden des Haupttales unter Wasser; seine Wandungen sind an der Westseite ausserordentlich steil. Der Boden aller Nebentäler bricht ausnahmslos hoch über ihm ab, so dass deren Flüsse in Fällen — es sei an die Ponale- und Varonefälle erinnert — zu ihm herabeilen müssen. Wieder zeigt sich, dass die Vertiefung des Haupttales rascher vorgeschritten ist, als die der Nebentäler: letztere hängen neben dem Haupttal. Dieses aber ist für die heutige Erosionstätigkeit des Flusses zu tief, es liegt unter Wasser und wird an seinem oberen Ende verschüttet. Hierin besteht das Wesen der Übertiefung. Das Hängetal ist dafür nicht allein charakteristisch; wir finden Hängetäler vielfach auch an Küsten, wo die Zerstörung des Kliffes rascher fortschreitet, als die Talbildung ihr zu folgen vermag, wie z. B. in der Normandie und an vielen ozeanischen Inseln. Hängetäler finden sich auch in jugendlichen Bruchgebieten. Die Täler des Odenwaldes münden

teilweise hängend gegen die Mittel-Rhein-Ebene, und ebenso ist es, wie BLANKENHORN berichtet, am Jordan. Das Wesen der Übertiefung besteht darin, dass das Haupttal für die Flüsse auf weite Strecken zu tief geworden ist und von ihnen nicht mehr fortgebildet, sondern verschüttet wird; nur einzelne Strecken weichen hiervon ab, insbesondere im Oberlaufe oder an Riegeln, welche das Tal quer durchsetzen. Hier hebt sich der felsige Boden des übertieften Tales hervor, und sein U-förmiger Querschnitt tritt deutlich entgegen. Im Vergleiche zu dem also übertieften Haupttale sind die Nebentäler in der Vertiefung zurückgeblieben, und die schöne Konkordanz der Talmündungen, welche durch das PLAYFAIR'sche Gesetz ausgesprochen wird, trifft nicht zu. Aber nicht immer entspricht die hydrographische Anordnung von Haupttal und Nebental auch der morphologischen Verschiedenheit zwischen übertieftem Tal und Hängetal. Die Ostalpen bieten im Bereiche ihrer grossen Längstäler, des Pustertales und des Lungau, verschiedentliche Ausnahmen. Übertieft münden hier die Seitentäler, und der Boden des Haupttales hängt über den übertieften Seitentalmündungen. In allen diesen Fällen erweist sich das Tal, das einen starken, mächtigen Gletscher barg, als das übertiefte, und zurückgeblieben ist das Tal, das lediglich vom Eise überflutet und wenig durchströmt wurde.

Die Gesamtheit der Formen übertiefter Täler war noch nicht erkannt, als man die Alpenseen auf regionale Krustenbewegungen zurückführen wollte, und ihre Entstehung durch Verriegelung eines Haupttales infolge von Aufwerfen einer Falte oder durch ein Zurücksinken des Gebirges zu erklären versuchte. Man kann sich wohl vorstellen, dass durch den einen oder anderen Vorgang ein Tal in einen See verwandelt wird; es ertrinkt aber dann und wird nicht übertieft. Der Unterschied ist ein markanter. Verwandelt sich infolge einer regionalen Senkung oder der Erhebung eines Riegels ein Tal in einen See, so wird dieser sich nicht bloss auf das Haupttal beschränken, sondern seine Wasser werden auch in die Nebentäler eindringen, weil nicht bloss das Tal, sondern das ganze Talgebiet aufgedämmt wird. So erfüllen die Wasser des Chusenjiko in Japan die oberen Verzweigungen eines ganzen Talgebietes, weil im Tale der Vulkan des Nantaisan aufgeschüttet worden ist. Hängetäler können sich an einem ertrunkenen Tale nicht finden; Stufenmündungen müssen fehlen, sie aber kennzeichnen unsere Alpenseen, insbesondere die grossen lombardischen; in

engen Schluchten, den Orridos, stürzen sich hier die Flüsse aus den hängenden Seitentälern zum Haupttale hinab.

Die Theorie der Seenbildung durch Verriegelung oder Rücksinken konnte in der Schweiz entstehen, wo sich eine ganze Anzahl von Alpenseen in bemerkenswerter Weise an den Fuss des Gebirges hält und als Randseen erscheint. Hier liegt nahe daran zu glauben, dass eine Verschiedenheit der Bewegung von Gebirge und Vorland zur Seenbildung geführt habe. Aber in den Südalpen versagt dieses Argument. Nicht jedes Tal hat hier seinen Alpensee, und wenn sich die einen Seen — wie der Gardasee — aus dem Gebirge bis tief hinaus auf die Ebene erstrecken, liegen die anderen — wie der Idrosee — im Innern des Gebirges. Endlich schalten sich zwischen Seetälern seefreie Täler ein, so wie erwähnt das Mellatal zwischen Iseosee und Gardasee. Sollte gerade vor dem Ausgang dieses gletscherfreien Tales die Auffaltung ausgesetzt haben, welche die anderen Täler verriegelte, oder sollte gerade in seinem Gebiete das Rücksinken des Gebirges fehlen, das kaum 10 Kilometer weiter westlich im Ogliotale den Iseosee einbog? Haben wir es hier zwischen zwei eiszeitlichen Gletschertälern wirklich mit einem tektonisch abweichenden Gebiete zu tun? Aber mehr noch. Es gibt noch ein zweites Tal zwischen Iseosee und Gardasee: das des Chiese. Es gleicht in seinen oberen Partien den benachbarten Seetälern. Es ist deutlich übertieft, und die Übertiefung setzt sich so weit fort, als der eiszeitliche Gletscher reichte. Dann wird das Tal ähnlich dem der Mella. Zwingend wird hier, dass ein enger Kausalnexus zwischen Übertiefung und alten Gletschern existiert. Aber kein Konnex besteht hier zwischen Seebildung und Tektonik.

Ein solcher Konnex ist in den Alpen überhaupt nicht vorhanden. Man hat ihn durch Verfolg von Flussterrassen zu erweisen gesucht. Jeder kleine Gefällsbruch an den Gehängen der Alpentäler wurde als der Überrest eines Talbodens gedeutet, und die einzelnen so erhaltenen Talböden wurden miteinander zu Terrassensystemen verknüpft. Erst kürzlich hat GOGARTEN¹ im Linthgebiete 17 verschiedene solche alten Talböden unterschieden, von denen die Mehrzahl frei hinausläuft in das Alpenvorland, ohne eine Fortsetzung zu finden, und von denen die obersten nur auf ganz wenige Vorkommnisse begründet sind. Man sollte meinen, dass auf Grund solcher in die Luft hinauslaufender Terrassen-

¹ Über alpine Randseen und Erosionsterrassen. Peterm. Mitteil. Erg. H. 165. 1910.

systeme GOGARTEN auf eine jugendliche Erhebung der Alpen gegenüber ihrem Vorlande schliessen würde. Aber er folgert auf ein Rücksinken der Alpen, indem er sich darauf stützt, dass seine Terrassen eine kurze Strecke weit rückläufig seien. Wir fragen uns angesichts des Hinauslaufens der GOGARTEN'schen Terrassen in die Luft, ob sie denn wirklich Überreste alter Flusstalböden sind, und ob die Vorkommnisse, die zweifellos zu solchen gehören, auch richtig mit einander verbunden sind. Lenkt man den Blick nicht auf die zahlreichen Einzelheiten, sondern verfolgt die grösseren Formen, die sich unzweifelhaft als alte Talböden dokumentieren, dann zeigt sich, dass letztere gebirgseinwärts zunächst sehr steil und dann sanfter ansteigen, dass also eine Erhebung des Gebirges stattgefunden hat, welche einen ursprünglich konkaven Talboden streckenweise zu einem konvexen machte. Angesichts dieser in grossen Zügen sich deutlich aussprechenden Tatsache stossen wir uns nicht daran, wenn dann und wann einmal ein kleineres Terrassenstück sich abweichend verhält und wenn es sich nicht bloss, wie in der Regel, mit ansehnlicher Steilheit nach der Talmitte senkt, sondern auch talaufwärts: braucht ja doch nur das Talgehänge eine sich nach der Talmitte rasch senkende Terrasse schräge zu schneiden, um den Eindruck zu erwecken, als ob sich letztere talaufwärts senke. Aber die Untersuchung der meisten in der Literatur angeführten Vorkommnisse von talaufwärts sich senkenden Terrassenstücken hat meinen Freund BRÜCKNER und mich vielfach nicht einmal von ihrem Vorhandensein überzeugen können. Am Iseosee, wo sie BALTZER beschrieben hat, konnte ich nichts von solchen wahrnehmen, und BRÜCKNER hat gezeigt, dass die rückfälligen Terrassen am Zürichsee, auf die GOGARTEN neuerlich Gewicht legt, Bänder sind, nämlich Gehängeformen, die sich an den Wechsel leichter und schwerer zerstörbaren Gesteins knüpfen: Es fällt das dortige Phänomen unter die Gruppe von Rippungserscheinungen, die in den Glazialgebieten so häufig sind. Daran muss ich auf Grund eigener Untersuchung der Terrassen gegenüber den Ausführungen von GOGARTEN entschieden festhalten. In einer ganzen Reihe von Fällen lässt sich ohne weiteres erkennen, dass sich die rückläufigen Terrassen an Konglomeratbänke der subalpinen Molasse knüpfen.

Die Form der übertieften Täler, wie sehr sie auch von der gewöhnlichen Flusstäler abweicht, ist nicht ohne Parallele zu Erscheinungen an den Flüssen selbst. Sie entspricht dem Formenschatze, der hier unseren Blicken in der Regel durch das Wasser entzogen ist, nämlich dem der

Flussbetten. Vereinigen sich die Spiegel der Flüsse und infolgedessen auch die Talsohlen asymptotisch, so vereinigen sich die Böden der Flussbetten in der Regel in Stufen. Stufenförmig setzt sich der Boden des seichten Nebenflusses gegen den des tieferen Hauptflusses ab. Es gibt aber auch umgekehrte Fälle, wo ein tiefer starker Nebenfluss sein tiefes Bett noch eine Strecke weit in den flachen verwilderten Hauptfluss fortsetzt. Ein wesentlicher Unterschied aber besteht zwischen den übertieften Alpentälern als Gletscherbetten und der Mehrzahl der Flussbetten. Diese setzten sich meist bis zum Meere hin fort, jene aber enden in der Regel stumpf, und ihre Sohle steigt gegen das Ende hin entschieden talaufwärts an, so dass eine Beckenform entsteht. Sie charakterisiert das Gletscherende, und wir nannten sie daher *Zungenbecken*. Aber es fehlt auch an den Flüssen nicht an Seitenstücken zu glazialen Zungenbecken; sie treten überall dort auf, wo Flüsse auf durchlässigem Boden oder in Wüsten versiegen. Niemand würde auf Grund der hier auftretenden stumpf endenden Flussbetten den Flüssen die Fähigkeit abstreiten, sich ein ihren Bedürfnissen entsprechendes Bett einzuschneiden. Aber die entsprechende Erscheinung an den Betten der eiszeitlichen Gletscher hat die Gemüter lebhaft beschäftigt. Es ist die Frage aufgerollt worden, ob die Gletscher die Zungenbecken hätten durchfliessen können, da sie doch hier hätten ansteigen müssen; dabei ist ausser Betracht gelassen, dass die Zungenbecken nicht bloss bis zum Niveau der Seen oder der Fläche, die sie erfüllen, sondern weit höher mit Eis erfüllt gewesen sind, welches sich nach dem Saume des Zungenbeckens hin steil abböschte. Überall dort nun, wo es möglich war, diese Böschung zu untersuchen — dazu boten mehrere Alpentäler gute Gelegenheit — zeigte sich, dass das Oberflächengefälle des Eises über dem Zungenbecken steiler war als das entgegengesetzt gerichtete Bodengefälle am unteren Ende des Zungenbeckens; die Gesamtmasse des Eises, die letzteres erfüllte, hatte ein Gefälle nach dem Gletscherende hin und durchströmte das Zungenbecken, an dessen Sohle ansteigend, wie Gletscherschliffe lehren.

In welcher Weise die Erosion in den übertieften Tälern geschehen ist, können wir schwer an den heutigen Gletschern studieren, unter welche wir nur randlich einzudringen vermögen; wir müssen uns an die Spuren halten, die das Eis hinterlassen hat. Rundhöcker zeugen, wie längst erkannt, von einer abschleifenden Wirkung des Eises. Aber sie lassen zugleich erkennen, dass sich an ihnen noch eine andere Tätigkeit

des Eises entfaltet hat, nämlich das Ausbrechen des Untergrundes unter dem Gletscher. Selten nur sind die Rundhöcker über und über glatt geschliffen. In der Regel stösst die Schlieffläche an eine entgegengesetzt fallende rauhe Leeseite. Man hat daraus vielfach den Schluss gezogen, dass der Gletscher keine nennenswerte Erosionsarbeit zu leisten vermöchte, er habe nicht einmal einen Felsen bis unter das Niveau der Leeseite abschleifen können; diese repräsentiere eine präglaziale Oberfläche, die das Eis konserviert habe. Genauere Untersuchungen solcher Stellen lehren jedoch, dass hier ganze Platten vom Eise ausgebrochen und fortgeführt worden sind; man sieht deutlich die Lücken der geschrammten Flächen, aus denen sie entfernt sind. Auf den von den heutigen Gletschern verlassenen Felsböden, z. B. am Hornkees im Zillertale, fand ich unfern solcher Lücken geschliffene Platten, die genau in sie hineinpassten. Diese Platten konnten aber nicht etwa vom Frosteinflusse losgebrochen und unter dem Einflusse der Schwere gewandert sein, da sie nach aufwärts gefrachtet waren. Das Ausbrechen des Gletscherbodens wird wesentlich unterstützt durch die Klüftung im Gestein. Ich habe wiederholt die Beobachtungen von SALOMON bestätigen können, dass die Klüftung den Wandungen und dem Boden des Gletschertales parallel ist: an jenen stand sie steil, an diesem verlief sie eben. Dies gilt namentlich von Massengesteinen, wie z. B. dem Tonalite des Adamello, und diese Beziehung zwischen Talform und Gesteinsstruktur ist eine derartig enge, dass man weniger an eine Abhängigkeit des Tales von der Klüftung, als umgekehrt an eine Abhängigkeit der Klüftung vom Tale glauben möchte. Man kann sich denken, dass sehr mächtiges strömendes Eis durch seinen Druck gegen die Wandungen und die Sohle seines Bettes hier das Gefüge lockerte und Klüfte jeweilen längs der prädisponierten Klüftbarkeit zur Entwicklung brachte, die den Wandungen oder Sohle annähernd parallel läuft, an den Wandungen längs der vertikalen, am Boden längs der horizontalen Klüftbarkeit. Auch muss die vom Eise ausgehende Abkühlung des Gesteins vorher angelegte Fugen lockern und erweitern; sind aber erst einmal Stücke gelockert, so werden sie auch von dem darüber hinwegströmenden Eise gleichsam abgeschürft, nämlich ergriffen und fortgeführt. Ein solcher Ausbruchvorgang ist jedenfalls die Hauptquelle für die Entstehung der vom Eise bewegten Untermoränen, aus denen die abgelagerten Grundmoränen hervorgehen.

Das Verhalten der einzelnen Gesteine gegenüber dem glazialen Ausbrechen ist ein sehr verschiedenes. Massengesteine, namentlich Granite, welche zu plattiger Absonderung neigen, fallen ihr leicht zum Opfer; dagegen erweisen sich dickbankige Kalke als gut widerständig; wo sie Gletschertäler durchsetzen, bilden sie häufig Riegel. Tonige Gesteine werden grösstenteils durch Abschleifen erniedrigt. Die Skala der Widerständigkeit der Gesteine gegenüber der glazialen Erosion weicht ganz wesentlich von ihrer Härte- oder Festigkeits-Skala ab oder von der Skala ihrer Widerstandsfähigkeit gegen subaëriale Verwitterung oder Wassererosion. Für letztere ist die Klüftbarkeit nicht sehr belangreich: sie wäscht Gesteine ab und wirbelt in ihnen Kessel aus. Daher kann es nicht wunder nehmen, wenn ein vom Eise modelliertes Land ganz andere Oberflächenzüge aufweist, als ein von Flüssen und der Verwitterung gestaltetes.

Das charakteristische Gebilde der glazialen Erosion in den Alpentälern ist der *Trog*, nämlich das breite steilwandige Tal mit U-förmigem Querschnitte, das seine Übertiefung meist durch ausgedehnte Aufschüttungen, sei es durch seinen Hauptfluss, sei es durch die Schuttkegel der Seitenflüsse, verrät, und dessen felsiger Boden, wenn er sichtbar wird, nie die Ebenheit einer Talsohle, sondern stets U-förmige Krümmung aufweist. Dieser Trog reicht nicht bis an die Ufer der alten Gletscher. Seine steilen Wandungen setzen sich nach oben mit einem merklichen Knick von den höheren, minder steilen Gehängepartien ab. So entsteht die ausspringende Kante des Trograndes oder der Trogschulter. Hoch darüber verläuft in den inneren Gebirgstälern die einspringende Kante der Schlifffgrenze, finden sich weiter ausserhalb, wie z. B. an den lombardischen Seen, die obersten erratischen Blöcke, und über den Trogschultern sitzen auch die Endmoränen, welche die Enden der grossen Randseen in den Zungenbecken umschlingen. Diese Tatsachen müssen im Auge behalten werden, denn immer aufs neue wird die Ansicht ausgesprochen, dass die Trogränder alte Gletscherufer seien: RICHTER neigte ihr zu, HESS hat sie eine Zeit lang entschieden vertreten, und neuerlich ist ihr in LUCERNA¹ ein begeisterter Anwalt erwachsen. Sie drängt sich in der Tat leicht demjenigen auf, der den scharf umrissenen Trog eines zentralen Alpentales verfolgt. Sobald man aber in die gros-

¹ Glazialgeologische Untersuchung in den Liptauer Alpen. Sitzber. k. Akad. d. Wiss., Wien CXVII (1908) I. — Die Eiszeit auf Korsika. Abh. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. IX (1910), No. 1.

sen Längstäler hinaustritt, sieht man, dass der Trog zu einer weniger bedeutenden Erscheinung heruntersinkt, und wollte man seine Ränder als Gletschersaum auffassen, so erhielte man sehr langgedehnte, dünne, oft gefällslose Gletscher. Man darf sich eben nicht von dem Phänomen an einer bestimmten Stelle leiten lassen, sondern muss die Gesamtheit der Erscheinungen ins Auge fassen. Da ergibt sich deutlich, dass die Jungmoränen der Würm-Eiszeit in der oberen erratischen Grenze verlaufen, und dass letztere sich im Innern der Alpen an die Schlickkehle anschliesst. Behält man diesen, durch die gesamten Alpen verfolgten Zusammenhang im Auge, so kann man nicht zweifeln, dass die Trogschulter tief unter dem oberen Gletschersaume bleibt, und wird der Tatsache inne, dass die Eisströme nicht in ihrer gesamten Breite, sondern vielfach nur längs ihrer Mittellinie im Bereiche ihres Stromstriches übertiefend wirkten. Längs des Stromstriches entstanden die steilwandigen Tröge in den zentralen Alpen; längs des im Intale hin- und herpendelnden Stromstriches wurde in den breiten präglazialen Talboden eine leicht mäandrierende Furche eingeschnitten. Aber auch im Längsprofile der grossen Alpentäler zeigt sich, dass der Trog nicht so weit reicht, wie das Eis. Zwar setzt er sich weit im Moränengebiet fort — oft bis an eine äusserste Endmoräne — aber an den Gletscherwurzeln liegt ein manchmal nicht unbeträchtlicher Zwischenraum zwischen Gletscher und Troganfang. Die Trogwandungen der beiden Talgehänge schliessen sich nach oben zu einem gewaltigen Trogschlusse zusammen. Steigt man über die steilen, zerrissenen, fast nirgends vom Eise geschliffenen Wände desselben empor, so erreicht man flache Platten, die Trogplatten LAUTENSACHS, mit den ausgesprochenen Spuren früherer oder heutiger Gletscherbedeckung. Diese Trogplatten erst werden von steilen Felswandungen umrahmt, unter welchen der Eisstrom wurzelte. Es liegt über dem Trogschluss noch ein Kar mit der üblichen steilen Umrahmung und mit flachem Boden, der in die Trogplatten übergeht. Doch ist die seitliche Begrenzung dieses Kares keine scharfe, es ist mit Nachbarkaren meist zu einem Gebilde höherer Ordnung verwachsen.

Die Steilheit der Felswände über den Trogplatten erklärt sich ebenso wie die Steilheit der Karwandungen: man hat mit Formen der Wandverwitterung zu tun; letztere aber hat zur Voraussetzung einen Untergrabungsprozess, welcher vom Kargletscher ausgeübt wird. Dieser Untergrabungsprozess knüpft sich, wie ich 1902 zeigen konnte, an das Vorhandensein der Randkluft, die den Gletscher vom Hintergehänge

scheidet. In diese Randkluft fallen die Trümmer der Karwand hinein. Sie gelangen hier unter das Eis und bewirken von der Randkluft an eine ansehnliche Erosion des Gletscherbodens. WILLARD D. JOHNSON¹ hat seither auf die weitere Tatsache aufmerksam gemacht, dass in der Randkluft häufiges Tauen und Wiedergefrieren an der Grenze zwischen Eis und Fels stattfindet, wobei der letztere angegriffen wird und leicht der Erosion unterliegt. G. K. GILBERT² hat in den Betten ehemaliger Gletscher der Sierra Nevada deutlich die Lage des ehemaligen Gletscherschrundes als Schrundlinie verfolgen können. In der Tat sieht man einen deutlichen Fuss der Karwandungen, der sich als eine Linie gesteigerter Erosion kennzeichnet. Wo aber eine gesteigerte Erosion am Fusse eines Gehänges wirkt, setzt der Vorgang ein, den RICHTER als Wandverwitterung trefflich geschildert hat.

Die Wirkungen an der Randkluft helfen uns wohl die Karbildungen zu verstehen, deren Vorgang heute als im wesentlichen aufgehellt gelten kann. Aber für die Entstehung des Trogschlusses ist damit kein Anhalt gewonnen, wie ähnlich er auch den Karwänden ist in Bezug auf halbkreisförmige Erstreckung und namentlich in Bezug auf Steilheit und Klüftigkeit, weswegen man anfänglich überhaupt keinen Unterschied zwischen Trogschluss und Kar gemacht hat und beide mit dem Namen »Zirkus« belegt hat. Die Klüftigkeit des Trogschlusses ist so gross, dass man auf den ersten Blick daran zweifeln möchte, dass die Gletscher darüber herabgegangen seien. Um so mehr ist man überrascht, wenn man seine Höhe erstiegen hat: da trifft man auf deutlich entwickelte Gletscherschliffe. Solche bevorzugen, wie E. DE MARTONNE³ richtig bemerkt, ebenere Flächen; sie fehlen an den steilen Abfällen, über welche Eis sich herabgestürzt hat oder sich noch herabstürzt. Dies darf aber nicht zu der Anschauung führen, als ob an den Steilwänden überhaupt die Eiserosion aussetze: dies gilt nur von der schleifenden Erosion, die ausbrechende kann sehr stark gewirkt haben. Die Anordnung im grossen erinnert lebhaft an die der Rundhöcker im kleinen, wo wir auch eine sanft fallende geschliffene Stosseite und eine steil abfallende Leeseite mit Ausbrucherscheinungen unterscheiden. Mög-

¹ The profile of maturity in alpine glacial erosion. *Journal of Geology* XII (1904), p. 569. Chicago.

² Systematic asymmetry of crest lines in the High Sierra of California. *Ebenda*, p. 579.

³ Sur l'inégale répartition de l'érosion glaciaire dans le lit des glaciers alpins, *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 27 déc. 1909. Paris.

licherweise trägt diese Analogie zu einer Aufhellung der noch recht rätselhaften Entstehung des Trogschlusses bei. Weitere Anhaltspunkte für dessen Entstehung erhalten wir dort, wo der Trogschluss nicht einheitlich, sondern abgestuft ist. Einer meiner Schüler, Herr LAUTENSACH,¹ wird derartige Gebilde aus dem Tessintale beschreiben. Ich selbst habe sie in der Ankogelgruppe kennen gelernt. Hier wie da liegen dieselben Verhältnisse vor: an einen grossen Trogschluss setzt sich ein kleiner und an diesen ein noch kleinerer an. Man erhält den Eindruck, als ob nach Vollendung des unteren Troges während einer Eiszeit in der nachfolgenden Eiszeit die Wässer einen Einschnitt in den Trogschluss gemacht hätten, den die Gletscher einer späteren Eiszeit trogförmig erweiterten, und als ob dieser Vorgang sich mehrmals wiederholt habe.

Der Raum zwischen der Schliffkehle am Gletscherufer und der Trogschulter zeigt in den einzelnen Teilen eines Gletschertales recht verschiedenes Verhalten. In den oberen Talästen war er meist von kleinen Gehängegletschern eingenommen, die unfern des Trograndes in den Hauptgletscher mündeten und neben diesem verschleppt wurden. Davon kann man sich in der Montblanc-Gruppe überzeugen, wo am Fusse der steilen Aiguilles du Midi, du Plan und des Grands Charmoz eine ganze Anzahl kleiner Gehängegletscher heute über der Trogschulter des Chamonix-Tales lagern. Diese kleinen Gletscher waren, wie Gletscherschliffe bezeugen, einst erheblich grösser und erstreckten sich weiter abwärts als unmittelbare Zuflüsse des grossen Arvegletschers im Tale von Chamonix. Es können die Hintergehänge solcher seitlicher Kargletscher leicht eine Schliffkehle vortäuschen, namentlich dann, wenn die Seitenwandungen der Kargletscher gefallen sind und eine Reihe benachbarter Kare in eine Karterrasse zusammengewachsen ist.² Gegen das Ende des Gletschertales hin erstrecken sich zwischen Gletschersaum und den tiefer liegenden Trogschultern häufig ausgedehnte Moränen, welche besonders im Etschgletscher eine grosse Rolle spielen. Es handelt sich hier um ausgedehnte Grundmoränendecken, wie wir solche auch neben dem Troge des Genfersees kennen. An sie schliessen sich endlich die

¹ Die Übertiefung im Tessingebiete, Geogr. Abh. X:1. Ein Teil der Arbeit ist bereits als Berliner Dissertation erschienen, das ganze Werk erscheint im Herbst 1911.

² Solche Karterrassen dürfen nicht, wie es NUSSBAUM tut (Die Täler der Schweizer Alpen, Wissensch. Mitt. d. Schweizerischen Alpen Museums zu Bern, Nr 3, 1910), mit alten Talböden verwechselt werden, die in den Alpen häufig in viel tieferem Niveau auftreten, als die Kare.

echten Endmoränen an, welche im Bereiche der Zungenbecken häufig der Trogschulter aufgesetzt sind, deutlich bekundend, dass dicht neben der Bahn glazialer Erosion die glaziale Akkumulation einsetzte. In den mittleren Partien der Täler finden sich im Raume zwischen der oberen Gletschergrenze und der Trogschulter weder Spuren starker lokaler Gletscher noch mächtige Moränenablagerungen. Hier scheint ein neutrales Gebiet vorhanden zu sein, wo das Gletschereis ziemlich wirkungslos war, während es weiter oben an der Schriffkehle und weiter unten im Troge erodierte.¹

An jenen weiten Talstrecken, wo über dem Trogrande weder Kar-gletscher erodierten noch Moränen angehäuft wurden, dürfen wir erwarten, den präglazialen Formenschatz der Alpentalgehänge ziemlich unverletzt zu finden; hier auch begegnen wir über den Trogschultern mehr oder weniger ausgedehnten, oft ziemlich breiten Terrassen. Hess hat in diesen Terrassenspuren verschiedene ineinandergeschachtelte Tröge zu erkennen gemeint. Aber der Beweis ist von ihm nicht erbracht, dass Trogränder vorliegen. Im Inntale, wo solche Terrassen gleichfalls sehr deutlich zu erkennen sind, und wo sie sich hoch über der Terrasse des präglazialen Talbodens befinden, haben sie mit Trögen entschieden nichts zu tun und dürften zu den Gebilden fluviatiler Erosion der Präglazialzeit zu zählen sein. Im Rhônegebiete jedoch gelang es BRÜCKNER, die Spuren eines jüngeren Troges innerhalb eines älteren nachzuweisen, und hier ist nicht daran zu zweifeln, dass eine spätere Vergletscherung ihren Trog in den einer älteren eingeschnitten hat. Doch muss dies nicht notwendigerweise überall der Fall sein; es gilt gewiss für sehr ausgedehnte Talstrecken, dass der Trog der älteren Vergletscherung für den der jüngeren zu weit war, weswegen sich im älteren Troge mächtige Schotter- und Moränenmassen unmittelbar neben dem jüngeren Troge erhalten konnten, aber es ist auch denkbar, dass der Trog einer älteren Vergletscherung für eine jüngere zu eng war und bei Ausarbeitung des jüngeren Troges vollkommen zerstört wurde.

Der Trog eines grossen Gletschertales tritt mit den Trögen aller jener Täler in Verbindung, die den Gletscher des Haupttales speisten oder die von ihm durch Abzweigung Eis erhielten. Nicht allzuhäufig setzt sich der Trog des Haupttales gleichsohlig in den des Nebentales fort; es geschieht dies nur dort, wo dieses jenem an Grösse und Beden-

¹ Aus ganz anderen Gründen schliesst FRANK CARNEY auf eine wirkungslose Zone glazialer Erosion zwischen der starken in einem Tale und der schwachen auf der Höhe im Bereiche der Fingerseen im State New York. Glacial Erosion in longitudinal valleys, Journ. of Geology XV (1907), p. 722.

tung nur wenig nachsteht, und wo der Boden beider verschüttet ist. Die Regel ist, dass der Trog des Nebentales stufenförmig über dem Boden des Haupttales mündet. Ist letzterer nicht aufgeschüttet, sondern liegt er wie in den oberen Trogverzweigungen offen da, da erkennt man, dass der Mündungsstufe des Nebentales eine Stufe im Haupttale entspricht (z. B. beim Breitlahner im Zentgrunde, Zillertal). Man hat daher von einem stufenförmigen Ineinandermünden von Trögen gesprochen, und nicht bloss von stufenförmigen Mündungen der Seitentäler in die Haupttäler; allerdings entzieht die charakteristische Verschüttung des Haupttales in der Regel die hier befindliche Stufe der Beobachtung. Und wie eine stufenförmige Vereinigung verschiedener Gletschertäler stattfindet, so erfolgt auch das häufige Abzweigen oder Gabeln der Gletschertäler stufenförmig. Über einer hohen Stufe zweigte sich der Ast des Innegletschers ab, der sich im trogförmigen Isartal nach Oberbayern richtete, zweigte sich ferner der Ast des Etschgletschers ab, der über den Sattel von Terlago ins übertiefte Sarcatal floss. Nur wo die Verschüttung sehr mächtig ist, tritt uns eine gleichsohlige Gabelung von Gletschertälern entgegen, wie bei Sargans; wo sich aber ein See an der Gabelstelle befindet, da offenbaren dessen Tiefenverhältnisse, wie im Comosee, die charakteristische Gabelstufe. Mündungsstufen und Gabelstufen sind die charakteristischen Erscheinungen am Zusammentreffen oder Auseinandergehen von Trögen. Sie bekunden, dass die Trogbildung nichts anderes ist als eine Anpassung des Tales an die Bedürfnisse der in ihnen fließenden Gletscher, und diese Anpassung kann, da wir es durchweg mit Erosionsformen zu tun haben, nur auf dem Wege der glazialen Erosion geschehen sein.

Es erhellt aus dem Dargelegten, dass die Höhe der Stufenmündungen von Trogtälern kein Mass gewähren kann für die im Haupttale stattgehabte glaziale Erosion; denn nicht bloss das Haupttal ist erodiert worden, sondern auch das Nebental. Die im ersteren vom Eise geleitete Erosion ist immer grösser, als die Höhe der Stufenmündung eines Seitentrogtes. Nur dort, wo das Haupttal keinen oder nur einen sehr unbedeutenden Zufluss aus dem Nebentale erhielt, kann die Höhe von dessen Stufenmündung eine Vorstellung von der stattgehabten Erosion im Haupttale gewähren; in solchen Fällen aber pflegt der Boden des Nebentales durch Moränen oder fluvioglaziale Schotter erhöht zu sein, und seine Stufenmündung erscheint zu hoch. Es eignen sich daher nur wenige Hängetäler zu einer genaueren Ermittlung des Betrages der

glazialen Erosion, und dabei erweist sich die Unsicherheit, die dem Ergebnisse deswegen anhaftet, weil die Mündung des Nebentales wegen seitlicher Erosion im Haupttale heute höher liegt, als sie ursprünglich lag, geringer als diejenige, die aus der gewöhnlich unbekanntem Mächtigkeit der Aufschüttungen im Troge des Haupttales erhellt.

Die Stufenmündungen treten mit verschiedener Frische entgegen. Fast unverletzt stehen sie in den innern Winkeln des Gebirges da, und in einem Wasserfalle ergiesst sich der Nebenfluss ins Haupttal. Je mehr man sich den Enden der alten Gletscher nähert, desto mehr zerschnitten sind sie, in Klammern tost der Nebenfluss herab. Es sind die inneren Gebirgstäler viel eher vom Eise verlassen worden, als die äusseren, und hier hat seither eine viel grössere Zerstörung der glazialen Formen stattfinden können als dort. In den zerschnittenen Stufenmündungen der peripherischen Täler — wir haben hier immer jene grossen Alpentäler im Auge, welche bis zum Fusse des Gebirges vergletschert waren — sieht man dann und wann fluviatile Ablagerungen, von Moränen bedeckt, als Erfüllung alter Einschnitte in der Stufe. So ist es beispielsweise in der Stufenmündung des Eggentales bei Bozen und in der des Leno bei Rovereto. Derartige Ablagerungen deuten an, dass die Zerschneidung der Stufenmündungen schon vor der letzten Vergletscherung ziemlich weit gediehen war, dass also nicht dieser allein die Bildung der Mündungsstufe zugeschrieben werden kann. Sie war vielmehr schon vor ihr vorhanden und ist durch dieselbe nur verjüngt worden. An solchen Stellen wird klar, dass die alpine Trogbildung nicht das Werk einer einzigen Vergletscherung ist.

Wie zwingend nun aber auch die alpinen Taltröge sich als Werke glazialer Erosion während des Eiszeitalters darstellen, so ist noch keineswegs leicht, eine völlig befriedigende Vorstellung von der Art ihrer Bildung zu gewinnen.

Der Gedanke von BRUNNES, sie mit Wirkungen des rinnenden Wassers in Beziehung zu bringen, welches an den Flanken des Gletschers unter dem Eise einschnitt, so wie es manche Gletscherbäche auf den Riegeln tun, auf denen eine Gletscherzunge endet, erweist sich als nicht fruchtbar, denn der Trogrand reicht eben nicht bis zum Saume des Gletschers selbst heran. Vor allem aber findet sich der Trog auch dort, wo die Wirkungen von rinnendem Wasser ausgeschlossen sind, nämlich im Firngebiete der alten Vergletscherungen, und er hat im Zungenbecken Formen, welche das rinnende Wasser nicht

zu bilden vermag, nämlich die Formen tiefer Wannen. Die Vorgänge, an die BRUNHES denkt, haben aber an den eiszeitlichen Gletschern nicht gefehlt. An den Flanken derselben sind nicht selten, so im Tale der Sesia, der Etsch und des Rheins, Furchen von Schmelzwässern eingeschnitten. Aber diese Furchen liegen gewöhnlich neben dem Troge und haben einen ganz anderen Formenschatz als dieser aufweist.

Eher könnte man dem Gedanken nachgehen, dass sich der Trog an eine Verjüngung der Talbildung knüpft und die glaziale Umformung von jugendlichen Einschnitten am Boden eines älteren Tales darstellt. Das Vorkommen von mehrfach abgestuften Trogschlüssen legt in der Tat nahe anzunehmen, dass am Trogschlusse die glaziale und fluviale Erosion mit einander abwechselten. Wie letztere Einschnitte in den Trogschluss einer vorangegangenen Vergletscherung bildete, die von einer späteren Vergletscherung trogförmig ausgestaltet wurde, so ist denkbar, dass sich gleiches auch am Boden besonders hochgelegener Tröge ereignete: sehen wir doch, wie vor dem Trogschlusse vielfach der Trogboden so hoch liegt, dass der Bach darin einschneidet, wie z. B. im oberen Ötztale, wo die Venter Ache in den Trogboden ein 30—50 m tiefes, junges Tal eingefurcht hat. Man kann sich denken, dass dieser Einschnitt von einer späteren Vergletscherung in einen Trog verwandelt wurde, und dann würde man das Phänomen des Troges im Troge wahrnehmen, welches HEßS als das normale in den Alpentälern hinstellt, und welches von BRÜCKNER in der Tat auch für das Wallis erwiesen ist. Aber eine derartige Hypothese würde nicht für das gesamte Bereich der Übertiefung möglich sein, denn meist liegt der Trogboden unter postglazialen Anschwemmungen begraben und gute Gründe sprechen dafür, dass gleiches während der Interglazialzeiten der Fall war. In der Regel zeichnet nicht postglaziale fluviale Erosion die Bahn der späteren glazialen Erosion vor. Letztere fand in der Wegführung interglazialer Zuschüttungen eine ansehnliche Aufgabe vor, und es liegt für sie kein Grund vor, in den alten Trog einen neuen einzuschneiden. Aber von der Hand weisen kann man die Erwägung nicht, dass ein von einer älteren Vergletscherung in einem unteren Talstücke gemachter trogartiger Einschnitt Schritt für Schritt durch den Wechsel von fluvialer und glazialer Erosion talaufwärts gerückt wird.

Für die Erklärung der Trogbildung bleibt ferner zu erwägen, ob das Gletschereis in seinen oberen Partien anders erodiert als in den tieferen, welche wegen des Druckes der hangenden Massen liquider sein

müssen. Sieht man an den Ufern der alten Eisströme die Schriffkehlen und in tieferem Niveau die Trogformen ihres Bettes, so möchte man in der Tat glauben, dass hier ihre Eismassen anders tätig gewesen seien, als am Gletscherufer. Aber man sollte meinen, dass zwischen dem starren Eise der Gletscheroberfläche und dem liquideren der Tiefe allmähliche Übergänge vorhanden seien, und dass dementsprechend auch ein allmählicher Übergang der Formen vom Gletscherrand zu denen des Gletscherbodens stattfinde. Aber gerade die Schärfe der Trogschulter ist ein namentlich in den inneren Alpentälern sehr klar ausgesprochenes Phänomen.

So bietet der alpine Trog noch eine Menge Rätsel, und es wird noch eingehender Untersuchungen bedürfen, um über ihn volle Klarheit zu erreichen. Aber nicht wenige Regeln der Übertiefungen sind bereits erkannt worden, so viele, dass es zu weit führen würde, sie im einzelnen aufzuzählen: sie lassen sich im allgemeinen dahin zusammenfassen, dass die Wirksamkeit der Gletscher in den Alpentälern in der Herausbildung eines geeigneten Bettes bestand, das die besten Abflussbedingungen darbot. Erodiert haben die Gletscher am stärksten dort, wo sie ihre grösste Kraft entfalteten oder wo sie den geringsten Widerstand fanden. Diese allenthalben verfolgbare Tatsache steht nicht im Einklang mit der Auffassung von E. DE MARTONNE, wonach die Gletscher dort am stärksten erodierten, wo sie den grössten Reibungswiderstand fanden, und dass die Grösse der Reibung ein Mass für die Grösse der glazialen Erosion sei. Nach dieser Auffassung müsste man die grösste Gletschererosion gerade dort erwarten, wo sie sichtlich nachlässt, nämlich im Bereiche der aufsteigenden Enden der Zungenbecken, wo die Böschung des Untergrundes der Eisbedeckung entgegenläuft, sohin die grössten Reibungswiderstände zu überwinden sind. Die Grösse der Reibung wird nur indirekt für die Grösse der Gletschererosion massgebend insofern, als sie die Geschwindigkeit des Eises beeinflusst, also dessen lebendige Kraft steigert oder mindert. Aber die lebendige Kraft des Eises ist nicht bloss vom Quadrate der Geschwindigkeit, sondern auch von der Grösse der in Wirksamkeit tretenden Masse beeinflusst. Der lebendigen Kraft jedoch ist das Erosionswerk nicht unbedingt proportional, sondern dasselbe ist nicht minder bestimmt durch den Widerstand, der sich der Erosion entgensetzt.

Wir haben aber nicht bloss prinzipielle Bedenken gegen DE MARTONNES Gleichsetzung von Reibung und Erosion, sondern namentlich

auch solche gegen die Schlussfolgerungen, die er aus seiner Formel für die Grösse der Reibung am Gletscherboden herleitet. Nach dieser Formel ist die Grösse der Reibung proportional dem Cosinus des Oberflächengefälles, ferner der Geschwindigkeit sowie einigen anderen Faktoren. Daraus erhellt aber noch nicht, dass die Reibung, deren Grösse nach DE MARTONNE ein Mass für die Gletschererosion gewähren soll, in ihrer Gesamtheit mit dem Cosinus des Oberflächengefälles variiert, denn die Reibung ist nicht bloss eine Funktion des letzteren, sondern vor allem auch der Geschwindigkeit. Letztere wird gewöhnlich als eine Funktion von der Tangente der Oberflächenneigung erachtet, und wenn die Reibung vom Cosinus der letzteren sowie von der Geschwindigkeit abhängt, so ergibt sich drastisch, dass sie mit dem Sinus des Oberflächengefälles und nicht mit dessen Cosinus variiert. Damit fallen nun alle weiteren Folgerungen auf die ungleiche Verteilung der glazialen Erosion im Gletscherbette, welche DE MARTONNE gezogen hat, und nach welchen die Erosion abnehmen soll, wenn sich das Gefälle vermehrt und am stärksten oberhalb und unterhalb von Talstufen oder Talengen sein soll.¹

Die Gletscher haben in den Alpen nicht präexistierende Stufen schärfer herausgearbeitet, sondern neue geschaffen, entsprechend ihrer wechselnden Erosionskraft und der wechselnden Beschaffenheit des unterliegenden Gesteins. Durch letztere wird eine Beziehung zwischen der Gletschererosion und dem Bau des Gebirges vermittelt, und es darf uns nicht überraschen, dass die Erosionsformen Beziehungen zur Tektonik der Alpen aufweisen. Der Wechsel in der Erosionskraft der in Tälern gelegenen Gletscher ist aber in erster Linie dadurch bedingt, dass

¹ Sur la théorie mécanique de l'érosion glaciaire, Comptes rendus de l'Académie des Sciences, 10 jan. 1910. Paris. Sur la genèse des formes glaciaires alpines, Ebenda, 24 jan. 1910.

In einer kürzlich erschienen Arbeit: L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines, Annales de Géographie XIX (1910), No 106, 15 juillet 1910, erkennt DE MARTONNE die engen Beziehungen zwischen Geschwindigkeit und Oberflächengefälle an. Aber er führt die Multiplikation von Cosinus des Oberflächengefälles und Tangente des Oberflächengefälles nicht aus und bleibt bei der unrichtigen Auffassung, als ob die Reibung am Gletscherboden mit dem Cosinus des Neigungswinkels variiere. Er stützt sich dabei darauf, dass ein Faktor, der nach ihm die Reibung wesentlich beeinflusst, nämlich die Adhäsion, am Gletscherbette wesentlich aus vom Cosinus des Neigungswinkels abhängig sei. Wenn aber in einem Produkte dreier Faktoren zwei Faktoren mit dem Cosinus und einer mit der Tangente des Neigungswinkels variiert, so ergibt sich immer noch nicht eine Abhängigkeit des Produktes vom Cosinus des Neigungswinkels, sondern lediglich eine solche vom halben Sinus des doppelten Winkels.

die Eisströme von ihrem Ursprung an zunächst bis an das Bereich der Schneegrenze an Mächtigkeit zunehmen und dann abnehmen; die in Wirkung tretende Masse ist also nahe der Schneegrenze am grössten und würde hier, falls die Geschwindigkeit der Eisbewegung im ganzen Gletscher dieselbe wäre, hier die grösste Erosion leisten. Die Geschwindigkeit in den Talgletschern ist aber eine wechselnde; denn das Eis verbreitet sich in Tälern, welche nicht die charakteristischen Züge von Gletscherbetten tragen und als solche bald zu eng, bald zu weit sind, so dass sich die Geschwindigkeit dort steigert und hier mindert. Dies beeinflusst die Wirksamkeit des Eises in hohem Masse. Dazu kommt, dass die alpine Vergletscherung so hoch angeschwollen war, dass sie vielfach von einem Talgebiete zum anderen überfliessen konnte, dass dementsprechend ziemlich plötzlich Mehrungen oder Minderungen in der Menge des bewegenden Eises in ein und demselben Tale eintraten. Alles dies hängt von der Gestaltung ab, die das rinnende Wasser dem Gebirge vor dem Eintritt der Eiszeit gegeben hat. Die Oberflächengliederung ist es, welche innerhalb des Gebirges die Eisbedeckung und damit auch die Erosionskraft des Eises wesentlich bestimmte. Wir haben im Gebirge in erster Linie mit einer vom der Gebirgsgliederung *dirigierten* Glazialerosion zu tun. Daneben machen sich auch in den Alpen die Unterschiede in der Widerstandsfähigkeit der Gesteine gegenüber der glazialen Erosion stark geltend, aber sie spielen hier doch nur eine geringere Rolle; hochbedeutsam werden sie jedoch dort, wo die Gletscher aus den engen Tälern in das Vorland heraustreten. Hier bewundert man, wie das Eis oft wenig grosse Unterschiede in der Gesteinsbeschaffenheit herauszuarbeiten vermag. Deutlich heben sich als Rippen festere Gesteinsbänke hervor und die Tektonik des Untergrundes kommt in viel drastischerer Weise zur Geltung als bei Ausarbeitung durch das rinnende Wasser, denn letzteres muss immer gleichsinnige Böschungen schaffen, während das Eis das weiche Material aus dem härteren bis zu einer gewissen Tiefe herauszuräumen vermag, so dass letzteres ordentlich herausgearbeitet wird. Nun sind Verwerfungen nicht bloss Flächen, wo der Zusammenhang des Gesteins unterbrochen ist, sondern zugleich auch Zonen, längs welchen das Gestein gelockert und brüchiger ist als sonst. Gerade Verwerfungen können durch die *selektive* glaziale Erosion leicht ausgeräumt werden und werden als Tiefenlinien erscheinen, nicht weil ein Spalt klafft, sondern weil längs einer Kluft klüftiges Material weggenommen worden ist. Diese Beobachtungen lassen uns verstehen,

warum Länder, wie z. B. Schweden und Finnland, welche einer Eisüberflutung ausgesetzt gewesen sind, ein wesentlich anderes Relief aufweisen, als ein Hochgebirge, dessen eiszeitlichen Gletschern durch vorhergebildete Täler die Bahnen gewiesen waren.

Dirigierte und selektive glaziale Erosion sind nicht grundsätzlich verschieden: die eine spiegelt mehr die Grösse der Kraft, die andere die Grösse des Widerstandes, und zahlreich sind die Stellen wo sie gleichzeitig wirkten. Wo aber die eine oder die andere sich mit einer gewissen Ausschliesslichkeit entfalteten, da ergeben sich merkliche Verschiedenheiten ihrer Werke, und es kann nicht Wunder nehmen, dass man die Erfahrungen, die man in dem einen Gebiete gewonnen hat, nicht ohne weiteres auf das andere übertragen darf.
