

Bodengestaltende Wirkungen der Eiszeit.

Von

Dr. August Böhm,

Privatdocent an der k. k. technischen Hochschule.

Vortrag, gehalten den 4. März 1891.

Im Nordportale der Stefanskirche, zunächst der sogenannten Kreuzkapelle, befindet sich, in die Laibung zur Linken eingemauert, eine in Messing gefasste Platte aus weißem Marmor. Wie die Umschrift besagt, ist über diesen Stein das Blut des heiligen Coloman geflossen, als ihm beim Martyrium das Bein abgesägt wurde. Gegenwärtig wird jenes Thor nur wenig benützt, da es sich innerhalb der Umplankung der Bauhütte befindet; in früheren Zeiten aber stand dasselbe dem allgemeinen Verkehr offen, und es war ein traditioneller Brauch, dass die Andächtigen, welche durch dasselbe schritten, im Vorübergehen mit den Fingern über die Platte herabstreiften und sodann dieselben küssten, dem Heiligen solcherart ihre Reverenz zu bezeigen. Sie werden fragen, was denn dies mit dem Gegenstande zu thun habe, welchem die nachfolgenden Zeilen gewidmet sind. Sie werden alsbald selbst die Antwort auf diese Frage finden.

Das Merkwürdigste an der besagten Platte — für den Naturforscher nämlich — ist der Umstand, dass in derselben durch die unausgesetzte Bethätigung jenes Cultus im Laufe einiger Jahrhunderte eine muldenförmige Vertiefung ausgeschliffen wurde, deren Ein-

senkung unter die nebenan intact gebliebene Oberfläche der Platte den für diesen Fall gewiss sehr bedeutenden Betrag von 1 *cm* erreicht. Die weiche Haut des Menschen höhlt den harten Stein! Dies klingt auf den ersten Blick wohl überraschend, weil wir uns nur schwer von gewissen Vorurtheilen zu befreien vermögen, die tagtäglich Augenschein in uns gezeitigt. Eines dieser Vorurtheile ist die weitverbreitete Vorstellung, dass von zwei Körpern nur der weichere unter dem Angriff des härteren leide, dass nur der härtere Gegenstand den weicheren zu ritzen oder abzuschürfen vermöge, und nicht auch umgekehrt. Diese Vorstellung ist aber falsch, denn wenn zwei Körper gegen einander gerieben werden, ist neben der Wirkung des härteren auf den weicheren auch eine solche des weicheren auf den härteren gesetzt, da bei allen Formveränderungen der einander berührenden Theile in letzter Linie Molecularkräfte in Frage kommen, welche dem Principe von Wirkung und Gegenwirkung genügen. Freilich ist bei großer Härte-differenz die Einwirkung des weicheren Körpers auf den härteren eine verschwindend kleine, allein bei genügend langer Dauer oder oftmaliger Wiederholung kann sie immerhin eine merkliche werden. Dadurch, dass in unserem Falle die Finger, und zwar immer wieder andere Finger, stets über dieselbe Stelle in der Mitte der kleinen Steinplatte hinglitten, summirten sich auf der letzteren die jedesmaligen unendlich kleinen Abnützungen, welche mit unseren schärfsten Mikroskopen und feinsten

Wagen nicht wahrnehmbar wären, schließlich zu einem so augenfälligen Betrage.

So außerordentlich also die unter Fingerdruck erfolgte Aushöhlung einer Steinplatte erscheint, so liegt hier doch nichts anderes vor als eine besondere Form einer alltäglich gemachten Erfahrung, die uns aber wegen ihrer Alltäglichkeit so vertraut ist, dass sie uns nicht als merkwürdig auffällt. Denn dass ganz weiche Körper sehr harte Körper anzugreifen vermögen, das ist thatsächlich etwas, was wir Tag für Tag — allerdings sozusagen blindlings — beobachten. Es überrascht uns z. B. gar nicht, dass Schneidewerkzeuge bei längerem Gebrauche ihre Schärfe verlieren, wenn auch, wie es bei Rasiermessern, Tuchscheren u. dgl. der Fall ist, nur sehr weiche Gegenstände mit denselben geschnitten werden; wir wundern uns nicht im Geringsten darüber, dass sich Nähnadeln, Ahlen, Bohrer, Zirkelspitzen, Reißfedern mit der Zeit abstumpfen, auch nicht darüber, dass das Eis die stählernen Kanten unserer Schlittschuhe abnutzt, so dass dieselben nach längeren Zwischenräumen immer wieder zugeschärft werden müssen — das alles scheint uns ganz natürlich: es muss so sein, weil wir es immer so sehen. Dann aber müssen wir uns auch der Ursache jener Erscheinungen kritisch bewusst werden und müssen das Vorurtheil fallen lassen, dass ein weicher Körper bei einem Angriff seitens eines härteren ausschließlich auf eine passive Rolle beschränkt sei.

In einem der jüngsten Abschnitte der geologischen Vergangenheit unserer Erde ist infolge anderer klimatischen Verhältnisse die Entfaltung des Gletschereises eine weit umfassendere gewesen als heutigen Tages. Während in der Jetztzeit die Gletscher auf die innersten Winkel der Hochgebirge beschränkt sind, und eine zusammenfassende Eisbedeckung nur in Grönland und in der Umgebung des Südpoles zu beobachten ist, war dies während der sogenannten Eiszeit ganz anders. Reichlichere Niederschläge und eine etwas kühlere Temperatur bewirkten damals eine ganz gewaltige Potenzierung des Gletscherphänomens. Es wuchsen die Eisströme der Hochgebirge an, sie drangen aus ihren Hochmulden und Karen abwärts in die großen Thäler, schritten in denselben vor und schoben sich vielfach ganz aus dem Gebirge hinaus auf die angrenzenden Ebenen, indem sie dortselbst untereinander zu einem gewaltigen Meer von Eis verschmolzen. So erstreckten sich damals die Alpengletscher südwärts bis in die Po-Ebene hinab und drangen im Norden weit auf die schweizerische und oberbayrische Hochebene vor, indem sie sich mit ihren Enden auf dieser bis über 50 *km*, auf jener aber bis zu 170 *km* vom Gebirgsfuß entfernten. Auch in Gebirgen, welche infolge zu geringer Höhe heute gar keine Gletscher besitzen, kamen solche zur Entwicklung, wie z. B. in der Hohen Tatra, im Riesengebirge, im Böhmerwald, Schwarzwald, Wasgenwald. Am großartigsten aber war die Vereisung, welche im Norden der Continente

erfolgte, und welche die größere Hälfte von Nordamerika und zwei Drittel von Europa umfasste. Auf unserem Erdtheile strahlten die Eismassen von Scandinavien aus, erfüllten die Nordsee und die Ostsee, erstreckten sich in südwestlicher Richtung bis Großbritannien, welches gleichfalls unter Eis begraben war, sie drangen über die norddeutsche Tiefebene vor bis an den Harz, das Riesengebirge und in die Gegend von Lemberg und bedeckten das ganze nördliche Russland bis Kijew, Woronesch, Nischnii Nowgorod und bis zum Ural. Solcherart waren in Nordeuropa über 6 Millionen Quadratkilometer vom Eise bedeckt, während das nordamerikanische Inlandeis nicht weniger als 18 Millionen Quadratkilometer umfasste.

Es versteht sich von selbst und ist überdies durch zahlreiche Beobachtungen erwiesen, dass dementsprechend auch die Mächtigkeit des Eises eine sehr beträchtliche war. Schon bei den verhältnismäßig kleinen eiszeitlichen Alpengletschern betrug dieselbe von 1000 bis zu 1600 *m*, während die großen nordischen Inlandeismassen zu weit größeren Höhen anschwollen. Begründeten Schätzungen zufolge betrug die Mächtigkeit des Eises über der norddeutschen Tiefebene im Mittel nicht unter 1000 *m*; über der Ostsee dürfte sie an 2000 *m* betragen haben, und in Scandinavien, dem Centrum und Ausgangspunkte der Vereisung, stieg sie jedenfalls auf mehrere Tausende von Metern. Noch mächtiger war die Eisdecke des nordamerikanischen Continentes, deren Höhenlage in ihren centralen Par-

tien auf 10.000 bis 20.000 *m* geschätzt wird. Wenn nun auch diese letzteren Schätzungen zum Theil auf unsicheren Grundlagen beruhen mögen, so ist doch das Eine gewiss, dass wir es bei den großen eiszeitlichen Gletschern und Inlandeismassen mit Mächtigkeiten von über 1000 *m* zu thun haben.

Diese gewaltigen Eismassen verharrten nun aber keineswegs in Ruhe, sondern sie bewegten sich und rieben dabei gegen ihre Unterlage, auf welche sie gleichzeitig einen großen Druck ausübten, denn einer Eissäule von nur 1000 *m* Höhe entspricht ein Druck von mindestens 80 Atmosphären, das ist von 8000 *kg* auf das Quadratdecimeter. Dass solch ein Beginnen, durch tausende von Jahren ohne Unterlass fortgesetzt, nicht ohne Einwirkung auf die Unterlage bleiben konnte, liegt auf der Hand. Vermag das Eis unter weit geringerem Druck und innerhalb einer nach Tagen zu bemessenden Zeit den glatten Stahl von Schlittschuhen in ganz merkbarer Weise abzuschleifen (120 Schleifstunden = 5 Tage genügen hiezu!), vermag selbst zarter Fingerdruck den festen Marmor zu höhlen, so muss eine Eismasse, welche mit mehr als 80 Atmosphären auf ihre Unterlage drückend über dieselbe während eines geologischen Zeitabschnittes hinschleift, eine sehr beträchtliche erodierende Wirkung ausüben.

Dies selbst dann, wenn das Eis direct und für sich allein gegen eine glatte Steinfläche reiben würde. Denn wenn es auch gewiss ist, dass das Eis als der bei weitem weichere Körper unter normalen Umständen

viel mehr unter den Folgen des Schleifprocesses zu leiden hat als der harte Fels, so sind hiebei doch noch zwei Punkte von ausschlaggebender Bedeutung. Eine solche stärkere Abnützung des Eises könnte nämlich nur dann auf die Erosionsfähigkeit desselben einen schmälernenden Einfluss haben, wenn durch dieselbe die erodierende Eismasse dauernd vermindert, also auch ihre Erosionswirkung in entsprechender Weise reduciert würde. Dies ist aber durchaus nicht der Fall, da stets neue Eismassen an die Stelle der alten treten, und somit der Gletscher das, was er allenfalls verliert, immer wieder ersetzt, während es für den unbeweglichen Fels lediglich eine Frage der Zeit ist, dass sich seine jeweils zwar nur minimalen Verluste schließlich denn doch zu einer deutlich wahrnehmbaren Größe summieren. Des weiteren aber darf nicht außeracht gelassen werden, dass die Masse eines Gletschers in manchen Beziehungen, und zwar vornehmlich was ihre Bewegung und den Zusammenhang der einzelnen Theile anbelangt, die Eigenschaften eines plastisch-flüssigen Mediums besitzt, und dass deshalb von einer Lostrennung einzelner Theile, von einer Erosionserleidung des Eises an seinem Grunde, wo es unter hohem Druck steht, eigentlich umsoweniger gesprochen werden kann, als ja das Eis überdies in der Regelation einen Factor besitzt, welcher jene Lostrennung oder Abschabung kleiner Partikel — wenn es nämlich überhaupt zu einer solchen kommen könnte — sofort wieder wettmachen müsste. Insofern

also das Gletschereis eine plastisch-flüssige Masse ist, insoferne kann es selbst wohl erodieren, seinerseits aber keine eigentliche Erosion erleiden, ebensowenig wie das fließende Wasser, welches ja auch den festen Fels angreift und doch selbst nicht den Folgen einer Gegenerosion unterworfen ist.

Nun ist aber das Eis bei seiner Bearbeitung des Felsuntergrundes nicht auf sich allein angewiesen, sondern wird hiebei — ähnlich wie es bei den Flüssen der Fall ist — kräftig durch eine Schichte von Gesteinstrümmern, von Sand und Schlamm unterstützt, welche es an seiner Sohle mit sich fortschleift. Indem das Eis diese lose Gesteinsschichte, die Grundmoräne, unter sich bewegt und sie gegen den Felsgrund reibt, erhält es die Wirkung einer Feile, und diese Wirkung wird eine um so großartigere sein, als ja der Felsboden in der Regel nicht glatt, sondern rauh und uneben und von zahlreichen Sprüngen und Rissen, sowie vielfach von Schichtfugen durchsetzt ist, so dass unter dem gewaltigen Druck der darüber gleitenden Massen manchenorts eine fortgesetzte Zertrümmerung, ein Losbrechen größerer und kleinerer Felsstücke erfolgen muss.

Unter solchen Umständen ist es klar, dass so umfassende und mächtige Vereisungen, wie sie seit der Tertiärzeit nachgewiesenermaßen mindestens zweimal, wahrscheinlich aber sogar dreimal stattgefunden haben, für die von ihnen betroffenen Erdräume einen Factor von bodengestaltender Bedeutung gebildet haben, und es handelt sich jetzt für uns darum, jene Einwirkung

auf das Relief des Landes — insoweit sie erosiver Natur ist — qualitativ und quantitativ kennen zu lernen.

Zu diesem Behufe ist es von Vortheil, wenn wir uns vor Augen halten, dass, soweit bis jetzt unsere Erkenntnis reicht, alle Gesetze der Gletscherbewegung mit denjenigen einer flüssigen Masse übereinstimmen. Ein Gletscher fließt wie ein Fluss — nur um unvergleichlich vieles langsamer. Denn wenn auch die verschiedenen Punkte der Eismasse ihre gegenseitigen Stellungen und Entfernungen verändern können und keine starr verbundene, sondern eine innerlich verschiebbare Masse darstellen, so fehlt derselben doch die absolut leichte Verschiebbarkeit der Theilchen, wie sie einer vollkommenen Flüssigkeit zueigen ist. Während also das Eis einen bedeutenden Theil von Arbeit zur Überwindung seiner Cohäsion und inneren Reibung — nämlich zum Fließen — verbraucht, hat das Wasser hiebei so gut wie gar keinen inneren Widerstand zu überwinden und ist infolge dessen leichter beweglich. Der Gletscher ist also wohl in der Art seiner Bewegung dem Wasser ähnlich, aber plumper und unbeholfener als dieses, und dieser Unterschied muss nothwendig auch bei der bodengestaltenden Thätigkeit der beiden Agentien zum Ausdruck gelangen, da ja dieselbe doch in erster und letzter Linie auf Bewegungsvorgängen beruht.

Und dem ist denn auch so in der That. Wir haben in unseren Gebirgen gegenwärtig, wo die Gletscher durch drei Decennien im Schwinden begriffen waren

und es größtentheils noch sind, vollauf Gelegenheit, die vom Eise verlassenen Strecken hinsichtlich ihrer äußeren Gestaltung mit Formen zu vergleichen, deren Modellierung ausschließlich vom fließenden Wasser besorgt wurde. Die alten Gletscherböden zeichnen sich durch eine auffallende Eintönigkeit aus. Der Felsboden ist großentheils angeschliffen und geglättet, mit Schrammen bedeckt, ist dabei aber nicht vollkommen eben, sondern zeigt eine regellose Aufeinanderfolge von sanften Wölbungen und seichten Mulden; auf weite Strecken hin ist er mit wirrem Trümmerwerk bedeckt, welches bald gleichmäßig über den Felsboden sich breitet, bald haufenförmig oder wallförmig angeordnet ist. Ob nun aber Rundhöcker- oder Moränenlandschaft, das Eine haben sie beide gemein, dass die verticalen Niveaudifferenzen allenthalben weit zurückstehen gegenüber den horizontalen Dimensionen der betreffenden Formen; die Flächenausbreitung überwiegt die Höhenunterschiede und tritt als das physiognomisch maßgebende Moment hervor.

Dem gegenüber erscheinen die vom Wasser erzeugten Gebilde als Filigranarbeit. Am schärfsten tritt dies wohl in den Klammern hervor, welche eben wegen der schier unerschöpflichen Mannigfaltigkeit ihrer Bildungen neuerdings so beliebte Touristenziele geworden sind. Hier ist unbeschadet der großen Anlage alles Detail; die Niveaudifferenzen erfolgen sprungweise und in raschem Wechsel. Das Flussbett und seine Wandungen bestehen aus einem Gewirr von Wannern,

Kesseln, Furchen, Becken, Riesentöpfen, Rinnen, Strudellöchern u. dgl., und alle diese Hohlformen sind dadurch charakterisiert, dass bei ihnen die Tiefe gegenüber der horizontalen Ausdehnung zwar nicht immer überwiegt, aber doch stets eine sehr bedeutende, gewissermaßen ebenbürtige Rolle spielt. Über der Tieferlegung des Wasserlaufes ist auf seine Ausschmückung mit reicher Ornamentik nicht vergessen. Es verhalten sich die Werke des Gletschereises zu denen des fließenden Wassers wie der plumpstufige Bau der Pyramiden zu der vielgestaltigen Architektur des Mailänder Domes.

Während also ein Schnitt durch einen alten Gletscherboden eine sanftwellige Curve ergibt, weist ein Längsschnitt durch ein lebhafter Wassererosion unterworfenen Flussbett zahlreiche kleine, aber scharfe Einkerbungen auf und hat ungefähr ein solches Aussehen wie eine Curve, welche von zitternder Hand gezogen wurde. Diese Einkerbungen entsprechen den unregelmäßigen Vertiefungen des Flussbettes, und diese wiederum sind eine Folge ungleichmäßiger Erosion. Das Wasser erodiert nämlich nicht allenthalben mit gleicher Stärke, es hängt die Stärke seiner erodierenden Kraft ab von seiner Schnelligkeit und Menge, und das Ausmaß seiner erodierenden Wirkung obendrein von der Widerstandskraft des angegriffenen Gesteins. Von diesen Factoren wechselt insbesondere der erste, nämlich die Geschwindigkeit, oftmals sehr erheblich innerhalb kurzer Strecken, da bei der außerordentlichen

Leichtbeweglichkeit des Wassers die geringfügigsten Anlässe genügen, um seinen Lauf zu beeinflussen. Ursache und Wirkung gehen hier jederzeit vollständig Hand in Hand; wir sehen reißende Stellen mitten in einem Fluss, und daneben strömt das Wasser ganz langsam und ruhig dahin, ja es stagniert oder befindet sich gar in rückläufiger Bewegung, wobei oftmals scharf abgegrenzte Wirbel entstehen.

Da nun unter sonst gleichen Umständen das Wasser dort stärker erodiert, wo es rascher fließt, so wird es an solchen Stellen Vertiefungen erzeugen, was allerdings voraussetzt, dass es diese Vertiefungen auch wirklich durchmessen, d. h. bei seinem Laufe nicht nur in dieselben hinab-, sondern auch wieder aus ihnen heraussteigen kann. Das widerspricht nun freilich wieder der weitverbreiteten Anschauung, dass das Wasser nicht nach aufwärts zu fließen vermöge; aber diese Anschauung ist eben falsch. Die unregelmäßigen Vertiefungen der Flussbette sind ein unwiderlegbarer Beweis dafür, dass das Wasser sehr wohl im Stande ist, stellenweise auch nach aufwärts zu fließen, sie zeigen, dass nicht das Gefälle eines Rinnsales, sondern das Gefälle der eigenen Wasseroberfläche maßgebend ist für des Wassers Bewegung.

Diese Vertiefungen erreichen nicht selten einen Betrag, welcher gegenüber der sonstigen Tiefe der betreffenden Wasserströmung wirklich staunenerregend ist. Nicht nur gilt dies von den Wirbelkolken, welche unter einer drehenden Bewegung der Wasser-

masse erzeugt werden, sondern auch von den normalen Strömungskolken, wie sie an Stellen rascheren Wasserlaufes zur Bildung gelangen. Zu den ersteren gehören die Strudellöcher und Riesentöpfe reißender Gebirgswässer, sowie die Becken und die kesselartigen Auswaschungen am Fuß von Wasserfällen und Cascaden. Die Strudellöcher sind in der Regel ein bis zu mehreren Metern tief, bei etwas geringerer Breite, doch kennt man auch solche von 10 m Tiefe und darüber. Dabei beträgt die mittlere Tiefe des betreffenden Gewässers selten mehr als 1 bis 2 m. Die Wasserfallbecken besitzen sehr verschiedene Dimensionen, je nach der Mächtigkeit des stürzenden Gewässers; ihre Tiefe kann bei ganz großen Fällen bis zu 60 m betragen. Die Strömungskolke finden sich hauptsächlich bei größeren Flüssen, und zwar dort, wo die Geschwindigkeit des Wassers entweder infolge stärkeren Bodengefalles oder infolge von Aufstauung der Wassermasse durch eine plötzliche Verengung des Bettes eine local beschleunigte ist. Da bei den großen Strömen vornehmlich diese letzteren Vorkommnisse gelegentlich von Stromregulierungsarbeiten die Aufmerksamkeit der Ingenieure auf sich gezogen haben, werden sie in der Regel schlechtweg als Staukolke bezeichnet. Bei der Wiener Donauregulierung wurden bei einer normalen Stromtiefe von $2\frac{1}{2}$ bis 3 m solche Staukolke von Tiefen bis zu 14 und 18 m beobachtet; bei der Rhein correction in Baden gediehen die Kolke gar bis zu Tiefen von 20 und 30 m. Dabei wurde häufig

festgestellt, dass der Strom selbst schwerere Steinblöcke erst in die Tiefe des Kolkes hinab-, und dann über dessen thalwärts liegenden Abhang wieder hinaufschob. Bei Grein hat auch die Donau bis zu 30 *m* tief gekolkt, und im Eisernen Thor besitzt der größte Kolk eine Tiefe von über 50 *m*.

So sehen wir denn also, dass das fließende Wasser in seinem Bette Vertiefungen zu erzeugen vermag, welche, wenn sie auch orographisch betrachtet geringfügig erscheinen und im allgemeinen Bodenrelief keine Rolle spielen, doch gegenüber der Stromtiefe sehr bedeutend sind, indem sie in der Regel einen mehrfachen Betrag derselben erreichen und bis über zehnmal so tief sein können als diese.

Nun wissen wir, dass die Bewegungsgesetze des Gletschereises dieselben sind wie jene des fließenden Wassers. Auch der Gletscher fließt, und dieses Fließen unterscheidet sich von demjenigen des Wassers nicht durch die Art, sondern nur durch die geringere Geschwindigkeit der Bewegung. Der Gletscher ist nicht so leicht beweglich wie das Wasser, er ist träge, unbeholfen und plump, und so müssen denn auch naturgemäßer Weise die Folgen dieser Bewegung, ihre Einwirkung auf den Untergrund, durch eine gewisse Schwerfälligkeit der Form charakterisiert sein.

Auch die Bewegung des Gletschers wird gleich jener des Wassers von der Neigung und Gestaltung seines Bettes beeinflusst; aber diese Beeinflussung ist

weder so rasch, noch so stark wie beim fließenden Wasser, welches ja infolge seiner Leichtbeweglichkeit urplötzlich aus dem langsamsten in das rascheste Tempo zu verfallen vermag und somit augenblicks und vollauf den geringsten Anlässen Rechnung trägt, welche hemmend oder fördernd auf seinen Lauf einwirken. Es bedarf bei der verhältnismäßigen Starrheit des Gletschereises einer längeren Zeit, bis sich ein bestimmter Bewegungsimpuls durch die ganze Masse fortpflanzt, und so auch umgekehrt, bis die einmal eingetretene Wirkungsäußerung eines solchen Impulses wieder schwindet. Ganz kleine und kurze Gefällsänderungen, welche beim Wasser sofort ein local rascheres Fließen erzeugen würden, werden in der allgemeinen Bewegung einer Gletschermasse oft gar nicht zur Äußerung gelangen, und wenn man auch immerhin von den Gletschern sagen kann, dass in ihrer Bewegung sich die Beschaffenheit des Bettes widerspiegelt, so gilt dies doch nicht in demselben Umfange wie beim fließenden Wasser. Es obwaltet hier eben ein wesentlicher Unterschied, und mit diesem Unterschied verhält es sich ungefähr so wie mit den Aufzeichnungen zweier Registrierbarometer, von denen das eine ein sorgfältig ausgeführtes, hochempfindliches Präzisionsinstrument ist, das andere dagegen ein roh gearbeitetes Modell, wie es zu Demonstrationen benützt wird. Das erstere wird die geringsten Schwankungen des Luftdruckes registrieren und in Gestalt einer complicierten Curve niederlegen, welche viele unregel-

mäßige kleine und kleinste Ein- und Ausbiegungen aufweist; in den Aufzeichnungen des letzteren dagegen werden seiner Trägheit wegen die kleinen Luftdruckschwankungen ganz verloren gehen, es wird nur den mittleren Gang des Luftdruckes verfolgen und eine viel einfachere und mehr stetige Curve verzeichnen.

Das Gesagte gilt in gleicher Weise wie hinsichtlich der Geschwindigkeit, so auch mit Bezug auf die Richtung der Bewegung des Gletschers. Hat der Gletscher einmal eine bestimmte Richtung inne, so lässt er nicht gerne davon ab, sondern trachtet sie so lange als möglich beizubehalten; oftmaliger und starker Richtungswechsel ist seinem ruhigen Temperament zuwider. Dadurch ist aber auch die erodierende Thätigkeit des Gletschers relativ beschränkt. Wir können ja von einem so schwerbeweglichen und unbeholfenen Medium, wie es das Gletschereis ist, nicht erwarten, dass es, gleich dem Wasser, Hohlformen zu schaffen vermöge, bei denen Tiefe und Weite derselben Größenordnung angehören, und die Tiefe sogar häufig die Querdimension überwiegt. Wir können aber auch nicht erwarten, dass ein Gletscher im Verhältnis zu seiner eigenen Mächtigkeit so tief zu graben verstehe wie ein Fluss, welcher sein Bett bis zu einem Mehrfachen seiner eigenen Tiefe auskolkt.

Es erhellt also aus dieser Überlegung, dass die Erosionsformen eines Gletschers eine im Verhältnis zu ihrer Horizontalausdehnung nur geringe Tiefe besitzen können. Denn wenn der Gletscher einmal wo

energisch zu schürfen anfängt, so weiß er gewissermaßen, warum er das thut, und schürft dann mit Consequenz in gleicher Weise auf längerer Strecke; die Ursache wird hier von der Wirkung überdauert. Und da der Gletscher nicht jeder einzelnen kleinen Anregung Folge leistet, sondern immer erst eine Summierung derselben über sich ergehen lässt, also, plötzlichen Bewegungsänderungen abhold, auch nicht mit einemmale, sondern nach und nach zu erodieren anfängt und auch nur ebenso allmählich wieder aufhört, so können durch die Gletschererosion keine so plötzlichen Vertiefungen entstehen wie durch die Erosion des fließenden Wassers, keine Gruben und Löcher, sondern, ungeachtet ihrer absoluten Größenverhältnisse, relativ doch nur seichte Mulden. Infolge seiner größeren Cohäsion pflanzt das Eis die Wirkung eines erhaltenen Bewegungsimpulses auf eine weitere Entfernung hin fort als das fließende Wasser, wirkt aber dabei aus demselben Grunde nie so unvermittelt nach abwärts wie dieses.

So gelangen wir denn solcherart zu dem, wie wir bereits sahen, durch die Beobachtung als richtig bestätigten Schluss, dass die bodengestaltende Einwirkung des fließenden Gletschereises in der Schaffung wenig differenzierter Niveauverhältnisse, in der Ausbildung einer sanften und monotonen Mulden- und Rundhöckerlandschaft sich äußert.

Wie gesagt, ist aber die Seichtigkeit der Gletschererosionsformen nur eine relative. Die Einsenkungen

zwischen eng benachbarten Rundhöckern werden freilich zumeist nur wenige Meter betragen, wo aber der Gletscher auf längere Strecke hin gleichmäßig erodiert, wird mit der Weite der Ausschürfung auch ihre Tiefe zunehmen. Es ist gewiss keine große Zumuthung, wenn wir beispielsweise von einem unserer heutigen 200 bis 500 *m* mächtigen Alpengletscher erwarten würden, dass er an Stellen rascherer Bewegung oder gesteigerten Druckes weitgedehnte Mulden von 20 bis 50 *m* Tiefe ausschürfen werde; denn dies wäre nach der Tiefe zu selbst absolut genommen noch immer keine größere Leistung, als sie unsere Flüsse aufzuweisen haben, dagegen relativ betrachtet eine hundertmal kleinere, denn es entsprächen solche Austiefungen nur ungefähr einem Zehntel der Mächtigkeit der Gletschers, während ja doch die Flüsse bis zu dem zehnfachen Betrage ihrer eigenen Tiefe nach abwärts graben.

Wie bei den Flüssen, so muss auch bei den Gletschern die Fähigkeit zu erodiren mit ihrer Mächtigkeit wachsen. Während sich im Bette des kleinen Schwarzaflusses im Höllenthal zwischen Raxalpe und Schneeberg bei einer Flusstiefe von 1 bis $1\frac{1}{2}$ *m* nur Kolke von 4 bis 6 *m* vorfinden, beträgt die Kolktiefe der wasserreichen Donau im Eisernen Thor 54 *m* bei einer normalen Stromtiefe von 3 bis 5 *m*. Wir werden also von den oft weit über 1000 *m* mächtigen diluvialen Eisströmen entsprechend größere und tiefere Austiefungen erwarten dürfen als von unseren heutigen Ge-

birgsgletschern. Da nun aber die Gletscher, so lange sie sich im Gebirge befanden, den Thälern folgten und sonach vornehmlich auf den Thalsohlen erodierten, so mussten nach dem Rückzuge der Vergletscherung, als die Thäler wieder von Flüssen durchzogen wurden, alle ausgedehnteren muldenförmigen Vertiefungen der Thalsohle mit Wasser erfüllt werden und demnach als Seen zurückbleiben. Wenn also Gletscher erodieren, so müssen Seen ihre Spuren bezeichnen.

Wenn wir nun in den alten Gletschergebieten diesbezüglich Umschau halten, so finden wir dieselben gegenüber den niemals vergletschert gewesenen Gebieten thatsächlich durch einen großen Seenreichtum ausgezeichnet. Zwar werden auch außerhalb der Glacialgebiete mitunter beträchtliche Seen angetroffen, denn Seebecken können auf verschiedene Weise erzeugt werden, durch Abdämmung, Schichtenstauchung u. dgl. — Vorgänge, welche nicht an die Existenz von Gletschern gebunden sind und fern von diesen erfolgen können. Also nicht überall, wo Seen sind, waren ehemals auch Gletscher vorhanden, wohl aber documentiert sich allenthalben die einstmalige Anwesenheit von Gletschern in der Hinterlassung zahlreicher Seen. Dabei steht die Größe dieser Seen mit der Mächtigkeit der bezüglichen Vergletscherung im Einklang; die relativen Dimensionen der alpinen, der scandinavischen und der nordamerikanischen Vereisung kommen auch in den Größenverhältnissen der Seen jener Gebiete zum Ausdruck.

Am genauesten von allen eiszeitlichen Gletschergebieten ist das alpine studiert, von welchem ja auch überhaupt die Lehre von der Eiszeit ihren Ausgang genommen hat. Wir wollen deshalb hier in Kürze einen allgemeinen Überblick über die Erzeugnisse der Einwirkung der alten Gletscher auf die Bodengestaltung gewinnen.

Bei einer orientierenden Umschau bemerken wir denn da zunächst rings um die Alpen herum einen Gürtel großer Seen, welcher sich seiner Lage nach in der Peripherie der eiszeitlichen Vergletscherung befindet. Je nachdem die alten Alpengletscher das Gebirge auf größeren oder geringeren Abstand oder aber gar nicht verlassen haben, liegen jene großen Seen weit draußen auf dem Vorland, wie jene der schweizerischen und oberbayrischen Hochebene, oder sie liegen halb im Gebirge und halb auf dem Vorland, wie die Seen am Südabhang der Alpen, oder aber sie liegen im Gebirge entweder nahe seinem Rande, wie die Salzkammergutseen, oder mitten darin, wie die Seen Kärntens. Allerdings nicht an allen ehemaligen Gletscherenden treffen wir heute Seen; so fehlen jene Randseen beispielsweise den alten Gletscherbetten des Lech, Inn, der Salzach, Steyr, Enns und Mur. Und doch haben auch diese Gletscher noch bevor sie endeten Becken ausgeschürft, die anfangs auch Seen gewesen sind, im Laufe der Zeit aber von den geschiebereichen Flüssen vollständig mit ihren Sedimenten erfüllt und solcherart wieder verschüttet wurden.

Am stärksten mussten die Gletscher offenbar dort erodieren, wo sie aus den stärker geneigten Alpen-thälern auf das ebene Vorland hinaustraten, denn hier wurde ihnen plötzlich eine Abbiegung aus ihrer Bewegungsrichtung zugemuthet, der sie sich infolge ihrer Schwebbeweglichkeit nur ungern unterwarfen. Indem sie aber ihre alte, stärker nach abwärts geneigte Richtung beizubehalten strebten, schleiften sie hier unter kräftigerem Druck über den Boden hin als weiter vorne und mussten deshalb hier auch energischer erodieren. Dazu kommt, dass mit dem Austritt der Gletscher aus den engen Gebirgsthälern auf das Vorland infolge der nunmehrigen allseitigen Ausbreitung das Gefäll ihrer Oberfläche nachweislich ein stärkeres wurde als im Gebirge, in welchem das Eis durch die vorliegenden Massen gestaut war. Nun wissen wir aber, dass die Bewegungstendenz einer Flüssigkeit, und so auch des fließenden Eises, ganz und gar von der Neigung der eigenen Oberfläche abhängt. Wo die Neigung der Oberfläche größer ist, wird auch die Bewegungstendenz eine größere und im Mittel mehr nach abwärts geneigte sein als dort, wo die Oberfläche mehr eben ist. Auch aus diesem Grunde also war dem Eise auf dem Vorlande ein Bestreben nach Erosion zueigen. Dieses Bestreben musste aber in demselben Maße abnehmen, als gegen den Rand der Vereisung hin die Mächtigkeit der Eismasse sich verringerte; es konnte sich auch nicht bis ganz an den Rand hinan erstrecken, da dortselbst die Bewegung

des Eises sich verlangsamt und obendrein infolge des geringeren Druckes aus dem Fließen mehr und mehr in ein Gleiten und Geschobenwerden übergeht. An seinem Ende wird ein Gletscher vorzugsweise als ein starrer Körper bewegt, und deshalb hat auch dort die große Neigung seines Abschwunges auf Bewegung und Erosion so gut wie gar keinen Einfluss. Schließlich ist auch nicht zu übersehen, dass dem Eise auf dem Vorlande die Erosion durch die meist nur geringe Härte und Festigkeit der jungsedimentären Gesteinsschichten erleichtert wurde.

Im Einklange mit dem Vorgebrachten steht es, dass die Tiefe der Seen sich nicht nur nach der Mächtigkeit und den Gefällsverhältnissen des betreffenden alten Eisstromes richtet, sondern auch mit zunehmender Entfernung vom Gebirge abnimmt. Die größten Tiefen, 300 bis 400 *m*, erreichen die lombardischen Seen, denn hier hatten die Gletscher bei der Annäherung an den Gebirgsfuß die ausgiebigste Gefällsverminderung ihrer Sohlen zu erleiden, während ihre Oberflächen gleichzeitig sehr starke Gefälle aufwiesen. Im Norden treffen wir am Ausgang der großen Schweizerthäler Seen von 200 bis 330 *m* Tiefe, am Ausgange der bayrischen und österreichischen Thäler dagegen solche von nur 100 bis 200 *m* Tiefe. Die Vorlandseen der Schweiz erreichen noch Tiefen bis zu 150 *m*, jene der bayrischen Hochebene dagegen nur mehr bis zu 110 *m*.

Obwohl nun genaue glacialgeologische Untersuchungen, deren Verfolg uns hier zu weit führen

würde, für eine große Anzahl jener Seen es ganz unzweifelhaft gemacht haben, dass dieselben wirklich der Gletschererosion ihren Ursprung verdanken, so scheuen doch noch manche vor dem Gedanken zurück, dass das Gletschereis Becken von solcher Tiefe auszuschürfen vermöge. Bei unbefangener Überlegung erkennt man aber, dass jene Tiefen eigentlich sehr wenig zu bedeuten haben. Man muss ja doch jedes Ding in seiner Gesamtheit betrachten und nicht nur nach einer Richtung. Wenn wir uns eine Seetiefe von 400 m vorstellen, so erscheint uns dieselbe allerdings sehr bedeutend, weil wir sie eben für sich allein betrachten und uns die dazu gehörige Längenausdehnung des betreffenden Sees überhaupt gar nicht einmal vorstellen können. Denn unser räumliches Auffassungs- und Vorstellungsvermögen ist an gewisse Grenzen gebunden, innerhalb deren sich unsere beständigen Abschätzungen von Größenverhältnissen im Alltagsleben bewegen. Wenn eine Größe diese ziemlich engen Grenzen überschreitet, dann ist sie unserer unmittelbaren Auffassung entrückt und der Beurtheilung nur mehr auf dem Wege von Reflexionen zugänglich. Die letzteren knüpfen zumeist an die Zeit an, die wir benöthigen um die fragliche Strecke zu durchmessen. Es wäre reine Selbsttäuschung, würde jemand vermeinen, sich eine Länge wie von Wien nach Berlin, ja nur nach Wiener-Neustadt oder Baden als solche vergegenwärtigen zu können; er kann dieselbe mit einer ihm geläufigen Längeneinheit vergleichen und sagen, die letztere ist

in der ersteren so und so oft mal enthalten, aber das ist eben nicht mehr eine directe Vorstellung, sondern eine Reflexion. Des weiteren ist es klar, dass wir Abstände desto rascher und schärfer erfassen, je häufiger wir im gewöhnlichen Leben mit ihnen in Berührung kommen, je zugänglicher sie uns sind. In der Auffassung von uns ungewohnten Dimensionen bleiben wir hinter der Wirklichkeit zurück, und zwar um so weiter, je mehr dieselben die uns geläufigen Maße überschreiten. Deshalb machen wir uns von der bekannten Tiefe eines Sees eine richtigere Vorstellung als von seiner Länge und überschätzen deshalb die Tiefe gegenüber der Länge umsomehr, je bedeutender diese letztere ist. Man empfindet ein gewisses Gefühl von Ernüchterung, wenn man solch eine übertriebene subjective Vorstellung an der Hand objectiver Reflexionen corrigiert. Es klingt dann einem jeden überraschend, der es zum erstenmale hört, dass die Tiefen unserer größten Alpenseen von so verhältnismäßiger Geringfügigkeit sind, dass sie bei einem Längsprofile von einem Decimeter Länge schon durch die normale Strichdicke in übertriebener Weise zur Anschauung gebracht werden. Denn es beträgt beispielsweise beim Comosee die Tiefe nur den 130. Theil der Seelänge, beim Starnberger See den 180. Theil, beim Genfer See den 230., beim Garda-See den 280. Theil der Länge. Die Seen repräsentieren also so ungemein flache Schalen, dass sie, rein orographisch als Hohlform betrachtet, gegenüber den Reliefverhältnissen des Gebirges voll-

kommen belanglos sind und nur in hydrographischer Beziehung durch ihre Wasserfüllung so auffällig hervortreten. Denken wir uns die letztere weg, so würden wir in vielen Fällen mit dem Auge die wasserlose Seemulde gar nicht als solche erkennen. Die Tiefenverhältnisse der Seen können also kein Argument gegen ihre glaciale Entstehung abgeben.

Wenn wir nun die durch das Vorkommen großer Seen ausgezeichneten Randgebiete der alten Vereisung verlassen und uns dem Inneren des Gebirges zuwenden, so sollte man von vornherein erwarten, auch hier, in den Thälern, zahlreiche Seen anzutreffen, da ja den alten Eisströmen daselbst gewiss ebenfalls häufig Gelegenheit zur Bethätigung der ihnen eigenthümlichen sanftmuldigen Erosion gegeben war. Diese Erwartung wird aber getäuscht. Wir begegnen in den Hauptthälern des Gebirges zunächst keinen oder doch nur ganz vereinzelt Seen, und erst wenn wir eine gewisse Höhenstufe des Gebirges erreichen, finden wir in den Hochthälern und Karen wieder zahlreiche, jedoch meist nur ganz kleine Seen. Das sind die Hochseen.

Es verhält sich aber mit dem Seemangel der Hauptthäler ähnlich wie mit dem Fehlen der großen Randseen in den Bahnen mancher alten Gletscher auf dem Vorlande. Die Seen waren einstens da, aber heute bestehen sie nicht mehr als solche. Denn unausgesetzt arbeitet das fließende Wasser an der Seen Vernichtung: von oben bringt es Schlamm und Geschiebe mit

und füllt damit das Becken aus, am unteren Ende aber nagt es seine Rinne immer tiefer und bringt dadurch das Wasser des Sees zum Ausfluss. Und diese Zerstörungsarbeit geht verhältnismäßig rasch von Statten. Sind doch allein auf tirolischem Gebiet, wie ein Vergleich der alten mit den heutigen Karten lehrt, innerhalb der letzten hundert Jahre nicht weniger als 118 Seen vollständig erloschen; wie hoch mag sich also erst die Anzahl aller innerhalb eines Zeitraumes von einigermaßen erdgeschichtlicher Bedeutung erloschenen Alpenseen belaufen! Und in der That erkennt der Geologe in den Alpenthälern fast auf Schritt und Tritt untrügliche Spuren einstiger Seen, welche heute entweder tiefreichende Torfmoore darstellen, oder aber als abgezapfte Becken und Wannan erscheinen. Einstmals also müssten die Thäler der Alpen einen ähnlichen Anblick geboten haben, wie er heute noch manchen Thalstrecken Norwegens zueigen ist, in denen es keinen eigentlichen Fluss gibt, sondern die von einer Reihe langgezogener Seen mit dazwischen befindlichen kurzen Stromschnellen und Cascaden erfüllt werden. Dass die Alpenthäler sich in dieser Beziehung in einem vorgerückteren Stadium befinden, dies erklärt sich aus dem geringeren Ausmaße und früheren Rückzug der Vereisung. Viel früher als die im innersten Herzen der großen nordischen Continentalvereisung befindlichen Kjölenthäler wurden jene der Alpen eisfrei, und seit längerer Zeit arbeitet hier das fließende Wasser an der Vertilgung der Seen als dort. In den Alpen-

thälern selbst aber sind bei dem Rückzuge der Vereisung die unteren Strecken eher vom Gletscher entblößt worden als die oberen, und deshalb wurde die Ausfüllung und Anzapfung der tiefer gelegenen Thalseen seitens des fließenden Wassers eher begonnen und früher beendet als jene der Hochseen in den inneren Gründen und an den Hängen des Gebirges. Dass sich so viele Thal- und Vorlandseen im Randgebiete der Vereisung trotzdem bis auf den heutigen Tag erhalten haben, das haben sie lediglich ihrer Größe zu verdanken, die übrigens bei allen gegenüber ihrem ursprünglichen Betrage nachweislich bereits eine sehr ansehnliche Einbuße erlitten hat.

Die Hochseen also repräsentieren uns in ihrer Scharung eine Zone, innerhalb deren das Wasser seit dem Rückzuge der Gletscher noch nicht die Zeit gefunden hat, um die von den letzteren hinterlassenen Seen zu zerstören. Deshalb treffen wir die Hochseen am häufigsten in der unmittelbaren Nähe der Gletscherregion, oder dort, wo heute keine Gletscher mehr sind, in den höchsten Thalzweigen und Karen. Im nicht vergletschert gewesenen Gebirge fehlen dagegen die Hochseen beinahe gänzlich. Es ist auffallend, wie regelmäßig hiebei die Hochseen wirklich jeweils in einer ganz bestimmten Höhenstufe auftreten, welche ihrerseits sich nach der Höhe des Gebirges und dem Stande der Vergletscherung richtet.

So liegen in den Rhätischen Alpen 70⁰/₀ aller Seen in der Höhenstufe von 2200 bis 2800 m, in den

Hohen Tauern 85⁰/₀ in der Höhenstufe von 2000 bis 2600 *m*; in den Niederen Tauern entfallen 87⁰/₀ aller Seen auf die Höhenlage von 1700 bis 2300 *m* und in den Norischen Alpen 68⁰/₀ auf jene von 1600 bis 2100 *m*; in den Nordtiroler und Salzburger Kalkalpen, sowie desgleichen in den Julischen Alpen sinkt die Höhenlage des Seegürtels auf das Intervall von 1300 bis 1900 *m* herab.

Die Tiefe der Hochseen ist, wie ihre Größe, in der Regel absolut gering, sie beträgt oft nur wenige Meter, selten aber mehr als 10 bis 30 *m*. Da aber ihre Erstreckung zumeist nur nach Bruchtheilen eines Kilometers misst, selten ein Kilometer, sehr selten zwei Kilometer übersteigt, so ist nichtsdestoweniger ihre Tiefe relativ genommen eine ungleich bedeutendere als jene der großen Thal- und Vorlandseen. Die Hochseen sind nicht so ganz außerordentlich flache Mulden wie die letzteren, sie entsprechen einer ihrem absoluten Ausmaße nach zwar geringeren, aber local energischeren, concentrirteren Kolkung als diese. Vielfach sind an ihnen die Spuren der Eisausschleifung noch ganz frisch und unverkennbar erhalten, manche erscheinen überhaupt von vornherein als nichts anderes als die mit Wasser erfüllten Vertiefungen zwischen größeren Rundhöckern; kleinere, glattgescheuerte Felsbuckel ragen nicht selten aus der Wasserfläche als Miniaturinseln hervor, und zum Überfluss weisen an der thalwärts liegenden Schwelle und über dieser auch noch an den Seitengehängen die Gletscher-

schrammen nach aufwärts, ein sicheres Anzeichen, dass das Eis sich thatsächlich aus dem Grunde des Seebeckens nach aufwärts bewegt hat.

Es muss übrigens nochmals betont werden, dass auch in den alten Gletschergebieten nicht alle Seen durch glaciale Ausschleifung entstanden sind. Sehr viele besonders der kleineren Seen sind durch Schuttkegel, durch Flussschotter oder durch Moränen abgedämmt, und manche derselben erfüllen einfach die flachen Vertiefungen, wie sie durch ungleichmäßige Ablagerung von Grundmoränen entstehen. Diese letzteren sind in ihrer Art den kleinen Wassertümpeln vergleichbar, welche ein Fluss nach einem Hochwasser auf dem Schotter seines Inundationsgebietes zurücklässt. Denn es ist keineswegs gesagt, dass die Gletscher allerorten erodieren müssen. Ebenso wie die Flüsse an der einen Stelle ihr Bett vertiefen und an einer anderen die mitgeführten Materialien ablagern, ebenso halten es auch die Gletscher; auch bei ihnen wechseln nicht nur Stellen stärkerer mit solchen schwächerer Erosion, sondern auch mit oft sehr ausgedehnten Strecken, auf denen gar nicht erodiert, sondern die Grundmoräne abgelagert wird. Diese Grundmoränenablagerungen erreichen in den alten Gletschergebieten meist sehr beträchtliche Mächtigkeiten, nicht selten bis zu 100 m und darüber, während unter den heutigen Gletschern in der Regel nur eine sehr dünne Grundmoränenschichte zu beobachten ist. Es steht also die Mächtigkeit der Grundmoränenlager in einem geraden Ver-

hältnis zu der Mächtigkeit der Gletscher, und auch dieser Umstand verweist auf eine bedeutende Erosionsleistung des Eises; denn wenn die Grundmoräne nur vom alten Verwitterungsschutt herrühren würde, welchen die Gletscher bei ihrem Vordringen in ihrer Bahn vorgefunden haben, so könnte die Grundmoräne in den alten Gletschergebieten nicht in einer so viel größeren Mächtigkeit auftreten als unter den heutigen Gletschern. Es müssen also die alten Gletscher ihre Grundmoränen zum größten Theile durch Erosion des Untergrundes selbst erzeugt haben.

Es wurde bereits erwähnt, dass die meisten Hochseen in „Karen“ liegen; das sind eigenthümliche Hohlformen an den Enden der Thäler in den Kammgehängen, welche am besten einem Kessel verglichen werden können, der nach einer Seite hin mehr oder minder weit geöffnet ist. Doch erstreckt sich die Öffnung bei einem typischen Kar nicht bis ganz an den Grund hinab, sondern es bleibt hinter derselben noch ein mehr oder weniger tiefes, geschlossenes Becken, ein napfförmig gestalteter Boden zurück, welcher einen oder mehrere kleine Seen enthalten kann. Die Karbildung kann sich mehrmals hinter- und übereinander wiederholen, wobei jeder einzelne Karboden von dem tiefer liegenden, sowie der tiefste von der benachbarten Thalsole durch einen steilen Absturz getrennt ist. Solche Kare treten aber ausschließlich und allenthalben in Glacialgebieten auf; sie haben in verschiedenen Gebirgen verschiedene Namen: in den französischen

Alpen heißen sie „Cirques“, in den Pyrenäen „Oules“, in den schottischen Hochlanden „Coombs“, in den Bergen Scandinaviens „Botner“. In den nicht vergletschert gewesenen Gebirgen haben die Anfänge der Thäler eine ganz andere, eine mehr trichterförmige Gestaltung; es fehlen ihnen der flache, runde Boden und die Gefällsumkehrung der Tiefenlinie, welche die charakteristischen Momente der Karform bilden. Deutliche Spuren intensivster Gletscherwirkung zeichnen die Kare aus und lassen erkennen, dass die Umwandlung der Thaltrichter in die Kargestalt unter der erodierenden Einwirkung des Gletschereises vor sich gieng.

Das fließende Wasser dagegen tritt, sowie den Seen, so auch den Karen feindlich entgegen und ist darauf bedacht, ihre eigenthümliche Form wieder zu zerstören. Am Ausgang des Kars, am Steilrand gegen die Tiefe des darunter gelegenen Karbodens, beziehungsweise des Thalgrundes, beginnt es zu sägen; anfangs stürzt es in einem Wasserfall über die Stufe nieder, später nagt es sich in den Steilhang eine Schlucht, und indem der Ausgangspunkt dieser Sägearbeit bei fortgesetzter Schluchtvertiefung immer weiter in das Innere des Kars zurückverlegt wird, tritt an die Stelle der Gefällsumkehrung schließlich jener parabolische Längsschnitt mit gleichsinnigem Gefäll, wie er allenthalben als das Endziel der Erosion durch fließendes Wasser erscheint. So gehen die Kare allmählich ihrer Zerstörung durch das Wasser entgegen, und man hat in den Alpenthälern hinlänglich Gelegenheit, alle

Stadien, welche sie hierbei durchlaufen, zu verfolgen.

Auffallend ist die große Steilheit der Felsstufen, welche die übereinander gelegenen Karböden trennen, und welche in schroffer Weise gegen deren sanfte, muldenartige Gestaltung contrastieren. Gerade dieser hohe Grad von Steilheit ist aber durch die Gletschererosion mitbedingt. Wenn nämlich ein Gletscher über eine Thalstufe herabsteigt, so wird er zunächst den oberen Rand der Stufe in seiner ganzen Breite abschleifen und abstumpfen; von da an nach abwärts wird aber seine erodierende Kraft stetig steigen, da auf dem Steilhange an jedem Punkte die verticale Entfernung bis zur Gletscheroberfläche — die Druckhöhe — größer ist als die rechtwinkelig gegen die Böschung gemessene Dicke des Gletschers, und zwar um so größer, einen je tiefer gelegenen Punkt man ins Auge fasst. Es wird also der Gletscher auf dem Steilhange je tiefer unten desto stärker erodieren, am stärksten natürlich an seinem Fuße beim Übergang auf die sanfter geneigte Strecke. So hat also ein Gletscher die Tendenz, Stufenbildungen in seinem Bette noch schärfer herauszupräparieren, während das fließende Wasser im Gegentheile darauf ausgeht, solche Stufen zu zerstören. Der Unterschied findet darin seine Begründung, dass der Gletscher, welcher auf einer breiten Fläche schabt, mit der Abstumpfung des oberen Stufenrandes nicht rasch genug vom Fleck kommt, während das fließende Wasser sozusagen

entlang einer Linie sägt und infolge dieser Kraftconcentrierung rascher nach abwärts arbeitet als der Gletscher. Beim Sturze über den Felshang zersplittert aber zumeist die Kraft des Wassers, es zerstäubt stellenweise, zertheilt sich vielfach in mehrere Zweige und arbeitet infolge dessen hier trotz der vermehrten Geschwindigkeit, die nicht aus einem Nachgeben auf Druck, sondern aus dem Fallen resultiert und großentheils auf die Vollführung von Luftsprüngen vergeudet wird, nicht so rasch als oben an der Kante.

So sehen wir denn, dass die Übereinstimmung der Gesetze der Gletscherbewegung mit jener des fließenden Wassers zwar im allgemeinen auch in den Erosionsprocessen sich widerspiegelt, dass jedoch bei der Bethätigung der erodierenden Kraft seitens des Eises und des Wassers quantitative Unterschiede obwalten, welche zu einem so weitgreifenden Gegensatze in der bodengestaltenden Einwirkung beider Medien führen, dass an einer und derselben Stelle die Arbeit des einen oftmals auf die Zerstörung der Werke des anderen gerichtet ist.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Schriften des Vereins zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse Wien](#)

Jahr/Year: 1891

Band/Volume: [31](#)

Autor(en)/Author(s): Böhm August Edler v. Böhmersheim

Artikel/Article: [Bodengestaltende Wirkungen der Eiszeit. 477-511](#)