

Briefliche Mittheilungen an die Redaction.

Einiges über Gletscher.

Von **Hans Hess** in Ansbach.

Der kleinen Arbeit »über den Zusammenhang zwischen Schichtung und Bänderung der Gletscher«, welche im Heft 2 des neuen Jahrb. f. Mineralogie etc. 1902 abgedruckt ist, möchte ich noch einiges hinzufügen. Von hochgeschätzter Seite wurde mir brieflich mitgetheilt: Man könne im allgemeinen dem Ergebnisse meiner Experimente zustimmen, doch erklären dieselben nicht, warum gerade unterhalb Eisbrüchen, in denen die Eismassen wirt durcheinander geworfen erscheinen, die Bänderung am schönsten ausgebildet auftritt.

Ich glaube, diese Erscheinung in folgender Weise klar legen zu können. Der Eisbruch ist die Folge einer starken Vergrösserung, die das Gefälle des Gletscheruntergrundes erfährt. Die Eismasse des Gletschers muss, um sich der Thalform anzubequemen, stark gebogen werden und die löffelartig ineinander liegenden Schichten der Gletscherzunge, die Bänder, machen diese Biegung natürlicherweise mit. Die oberflächlichen Schichten des Eises, welche bei der Biegung die grösste Verlängerung erfahren, werden, weil sie dieselbe nur in beschränktem Maasse ertragen können, zerklüftet und bilden daher das wilde Durcheinander von Zacken, Pyramiden und Nadeln, die in ihrer glitzernden Farbenpracht dem Eissturze das malerische Gepräge geben, das uns in Bewunderung versetzt. Während ihrer Bewegung über den Gefällsbruch kommen die Eismassen rasch in tiefere Regionen, wo die Abschmelzung einen bedeutend höheren Betrag ausmacht, als am oberen Ende der Kaskade und da die zerrissenen oberen Schichten des Gletschers der Einwirkung der abschmelzenden Agentien eine bedeutend grössere Angriffsfläche entgegensetzen, als die zusammenhängende Gletscheroberfläche, so sind am Fusse des Eisbruches diese Oberflächen-schichten verschwunden. Nun aber muss, da eine Verminderung



Fig 1.



Fig. 2.

des Gefälles eintritt, die Eismasse in entgegengesetztem Sinne gebogen werden, wie vorher. Das Längsprofil der Gletscherzunge ist unterhalb des Sturzes nach oben concav, während es beim Beginn desselben nach oben convex gekrümmt erscheint. Die Folge davon ist, dass nun auf kurze Entfernung eine grössere Anzahl von Bändern



Fig. 3.

auf der Gletscheroberfläche ausmünden, als in wenig geneigten Theilen der Zunge; es tritt ein ähnlicher Zustand ein, wie am Gletscherende, wo die steile Oberfläche des Abschwunges ebenfalls eine grosse Anzahl der Bänder schneidet und die Ogiven in schönster Weise zur Erscheinung bringt¹.

Zur Veranschaulichung des hier geschilderten Vorganges habe ich an die früher verwendete Form ein nach abwärts gekrümmtes Ausflussrohr angesetzt, das einen halbkreisförmigen Querschnitt hat und oben durch einen flachen Deckel verschlossen werden kann. Wird in der früher beschriebenen Weise Wachs durch dieses Rohr aus der Form herausgepresst, so muss es die Gestalt des Rohres annehmen, also auch die dem Eisbruche entsprechende doppelte Gefällsänderung durchmachen. Fig. 1. zeigt ein auf diesem Wege erhaltenes Pressstück aus geschichtetem rothen und weissen Wachs. Wenn man nun, um den Einfluss der Abschmelzung zur Darstellung zu bringen, vorsichtig die obersten Partien wegmodelliert, so wird das anfangs durchweg gleich dicke Pressstück nach unten zu immer dünner und gleichzeitig zeigt sich (Fig. 2), dass die neue, durch die »Ablation« erzeugte Oberfläche am Fusse des Gefällsbruches in der That eine viel grössere Zahl von Wachsschichten schneidet. Fig. 3 giebt das Bild eines Längsdurchschnittes durch diese modellirte Gletscherzunge und zeigt deutlich, wie der Neigungswinkel der Gletscheroberfläche gegen die Lagen der Bänder bestimmend auf die Anzahl der pro Längeneinheit auftretenden Ogiven wirkt. Ein Vergleich dieses Bildes mit Fig. 26 auf S. 65 von FINSTERWALDER'S »Vernagtferner« ist sehr lehrreich und beweist, dass dieser Forscher, ohne durch experimentelle Hilfsmittel seine Ansicht zu stützen, zu ganz ähnlichen Folgerungen geführt wurde, wie sie von mir gezogen worden sind, wenn er auch die Anwendung auf den besonderen Fall des Eisbruches nicht machte.

Mit vorstehenden Ausführungen halte ich das Vorkommen schön ausgebildeter Ogiven am Fusse von Eiskatarakten für zwanglos erklärt. Man bedarf dazu nicht der Annahme einer »Fluidal-structur«, oder besonderer Druckverhältnisse wie sie von TYNDALL u. A. gemacht wurde. Von einigen Forschern wird die Ansicht

¹ Wahrscheinlich treten bei dieser zweiten Umbiegung Spalten am Grunde des Eisstromes auf; in diese können Bestandtheile der Grundmoräne aufgenommen werden, welche dann später als Quer-moräne nahe am Gletscherende ausschmelzen.

Anm. Kurz nach dem Erscheinen des Heftes 2 des neuen Jahrbuches etc. erhielt ich Kenntniss von dem die Schichtung und Bänderung behandelnden Berichte des Herrn H. F. REID (Congrès géologique international VIII^e session France 1900, Paris 1901), in welchem er mittheilt, dass er den Uebergang der beiden Structurformen sowohl am Unteraar- als am Fornogletscher schrittweise verfolgen konnte. Dieselbe Beobachtung glaubte ich 1899 und 1901 am Hintereisferner gemacht zu haben und um sie zu stützen und zu veranschaulichen führte ich die von mir beschriebenen Experimente aus.

vertreten, dass die an Lawinenkegeln vorkommenden Bänder nur durch Fluidalstructur zu erklären seien. Da aber diese Gebilde nicht auf einmal zu Stande kommen, sondern durch zeitlich manchmal recht weit von einander getrennte Abrutschungen von Schneemassen durch steile Rinnen, so, glaube ich, sind hier dieselben Bedingungen gegeben, wie bei der Bildung der Firnschichten, und weil die Oberfläche des Lawinenkegels die entstandenen und bewegten Schichten am Fusse des Kegels günstiger schneidet, als weiter oben, so können auch hier die Bänder als Ausläufer der Schichtung recht deutlich auftreten.

Herr HANS CRAMMER hat an einem Satze in meiner früheren Arbeit Anstoss genommen. Ich sage dort:

Die Auffassung, dass die Bänderung nichts anderes, als die durch die Bewegung deformirte Firnschichtung ist, schliesst, nach meiner Ansicht, auch die Ausnahme aus, dass die Grenzflächen der Bänder irgend eine Bedeutung für die Differenzialbewegung der Gletschermasse hätten, so weit nicht stellenweise sehr grosse Schuttmassen zwischen den Bändern eingebettet liegen. Würde man nämlich annehmen, dass von den in einander liegenden Löffeln jeder die Summe der Differenzial-Geschwindigkeiten der unter ihm befindlichen besitzt, so ergäbe sich, dass jeder einzelne Gletscherzufluss ungefähr in seiner Mitte ein Maximum der Geschwindigkeit haben müsste. An den Mittelmoränen zweier nahezu gleich mächtiger Gletscher müsste eine Abnahme der Geschwindigkeit gegen die der schutfreien Eislagen auf beiden Seiten beobachtet werden können. Die Erfahrung aber zeigt das Gegentheil, nämlich einen ganz stetigen Verlauf der Geschwindigkeitscurven auch über die Mittelmoränen hinweg — speciell in solchen Theilen zusammengesetzter Gletscher, in denen auf beiden Seiten der Mittelmoräne die Bänderung gut ausgebildet ist.

Diese Ausführung ist nicht ganz vollständig; ich müsste noch hinzufügen: »Bei der gemachten Annahme könnte dieser gleichmässige, stetige Verlauf der Geschwindigkeitscurven über die Mittelmoräne hinweg nur dann verständlich werden, wenn die Ogiven sich gegen diese hin zusammendrängen würden und dementsprechend ihre stärksten gekrümmten Stellen nicht in der Axe eines Theilgletschers, sondern sehr nahe an der Mittelmoräne lägen. Dies entspricht aber nicht den thatsächlichen Verhältnissen«.

CRAMMER'S Ausführungen gipfeln in folgenden Sätzen¹:

In den tiefer liegenden Partien mächtiger Firneismassen ist der molekulare Zusammenhang im Allgemeinen nach den Korngrenzen und im besonderen Maasse nach den Schichtflächen gelockert. Die bewegende Schwerkraft findet folglich nach den letztgenannten Flächen, da sie überdies durchlaufend sind, den geringsten Widerstand. Die Bewegung des Eises im Firnfeld besteht daher

¹ Centralblatt für Mineralogie etc. 1902. No. 4. S. 106.

vorzugsweise im Uebereinandergleiten der tieferliegenden Firneisschichten, also in der Differenzialbewegung nach den Schichtflächen, auch dann, wenn keine Schuttmassen zwischengelagert sind. Die Verschiebungen von Korn zu Korn innerhalb jeder Schichte haben nur untergeordnete Bedeutung.

Abgesehen von den von mir gezogenen Schlussfolgerungen über das, was die behauptete Differenzialbewegung an der Gletscheroberfläche zur Erscheinung bringen müsste, Folgerungen die ich noch für ganz berechtigt halte, fällt mir die Aufgabe zu, die Voraussetzungen für CRAMMER'S Behauptungen auf ihre Richtigkeit zu untersuchen. Da es zwecklos wäre, die von ihm angenommene leichtere Verschiebbarkeit längs der Schichtflächen durch andere, nicht leicht kontrollirbare Annahmen über die Eigenschaften der tiefer liegenden Eispartien zu widerlegen und weil ich eben mit der Durchführung einer längeren experimentellen Untersuchung über die innere Reibung des Eises beschäftigt war, so stellte ich mir durch Pressung in einem 6 cm weiten Eisenrohr geschichtetes Eis her. Trockener und feuchter Schnee wurden in abwechselnden, durch leichte Staubschichten und Rost von einander getrennten Lagen, deren jede zuerst für sich leicht gepresst wurde, unter einem Druck von ca. 36 kg/cm^2 zu einem zusammenhängenden Eis-cylinder vereinigt. Aus demselben schnitt ich ein 10 cm langes, 1,23 cm dickes und 2,17 cm breites Stück parallel der Cylinderaxe heraus, legte es auf die für die übrigen Biegungsversuche benützten Holzstäbchen, die um 8,3 cm von einander entfernt waren und belastete es in der Mitte mit verschiedenen Gewichten, welche parallel der Dicke des Probestückes, also in Richtung der Schichtflächen wirkten. Bei Temperaturen zwischen $-0,8^\circ$ und -2° wurden bei Belastungen von 2 bis 8000 g die elastischen Durchbiegungen und die Verschiebungsgeschwindigkeiten der nichtelastischen Deformation mit Spiegelablesung, in gleicher Weise, wie für Eiskristalle und Körner eis, verfolgt. Der Koeffizient der inneren Reibung wurde ungefähr 10 mal so gross gefunden, der Elasticitätsmodul etwas kleiner wie für reines Eis.

Nachdem das Probestück während der Nacht bei Temperaturen zwischen -2° und $-6,8^\circ$ mit 2000 g belastet war, wurde am folgenden Morgen die Versuchsreihe mit Belastungen von 8000, 8700 und 9700 g fortgesetzt, während die Temperatur von $-6,8^\circ$ bis $-0,2^\circ$ stieg. Bei der niedrigeren Temperatur fand ich fast genau dieselben Werthe für den Koeffizienten der inneren Reibung wie bei -2° ; es zeigt sich auch hier, dass innerhalb des geringen Temperatur-intervalles, das der diesjährige Winter hier bot, ein Unterschied bezüglich des Reibungscoefficienten nicht auftritt. Mit der Belastung von 9700 g erfolgte schliesslich von 7^h 13 a bis 9^h 50 a, bei steigender Temperatur eine Gesamtdurchbiegung des Eisstückes von 24 mm, ohne dass Bruch eintrat, oder eine Verschiebung längs der Schichtflächen stattgefunden hätte, die grösser war, als die der

anderen Partien des geschichteten Eises. Fig. 4 giebt ein leider nicht sehr gut gelungenes Bild dieses gebogenen Eisstückes, auf welchem der Helligkeitsunterschied eine Schichte aus trockenem Schnee zwischen zwei aus nassem Schnee entstandenen erkennen lässt. Das Biegemoment, welches diese Eisprobe über 2 Stunden lang ertrug, war sehr bedeutend; reines Eis brach, auch wenn es nur aus einem Krystall bestand, schon bei viel geringerer Beanspruchung.

Da der Druck, unter dem dieses Eisstück entstand, verhältnissmässig gross war, so stellte ich ein zweites her, das mit ca. 20 kg/cm^2 gepresst wurde und aus Schichten von Eisfragmenten, trockenem und feuchtem Schnee zusammengesetzt war. Die Schichten waren durch feinen Quarzsand und an einer Stelle (fast in der Mitte des Presstückes) durch groben Sand, dessen bis zu 2 mm Durchmesser haltende Körner einander dicht berührten, getrennt. Ein aus dem gepressten Cylinder geschnittenes Probestück



Fig. 4.

mit 1,23 cm Dicke, 1,85 cm Breite und 8 cm Länge, wurde auf die um 5,9 cm von einander entfernten Holzleistchen gelegt und Belastungen von 1000, 2000, 5000 und 7000 g unterworfen, während die Temperatur der umgebenden Luft $+1,6^\circ$, die des Eises also jedenfalls sehr nahe an 0° war. Der Koeffizient der inneren Reibung war auch hier etwa 10 mal so gross als bei reinem Eis. Doch trug dieses Stück nur eine Belastung von 7000 g für 2 Minuten; dann erfolgte der Bruch an der Stelle, wo der grobe Sand in's Eis eingebunden war. Ein anderes Stück aus demselben Presskerne, das 1,3 cm dick, 1,7 cm breit und zwischen den Stützen 6 cm lang war, trug bei 0° , trotzdem es mit Wasser fast getränkt war, 4000 g, brach aber bei Belastung mit 5000 g ebenfalls an der Stelle mit grobem Sand. In keinem Falle ergab sich eine leichtere Verschiebbarkeit längs der Schichtflächen, die durch Staub oder auch durch feinen Sand von einander getrennt waren; diese Beimengungen erhöhen vielmehr die innere Reibung, machen also das Eis widerstandsfähiger.

Nun sind die Staubschichten, welche auf den Firnfeldern abgelagert werden und durch ihre Färbung die Eislagen als zu verschiedenen Zeiten entstanden erkennen lassen, sicherlich viel weniger zusammenhängend, als die bei diesen Pressproben angewandten. Die Staubtheilchen im Firn werden nur selten sich unmittelbar berühren; jedes einzelne (vielleicht auch stellenweise Anhäufungen) wird ein kleines Schmelzwännchen im Firnmantel bilden und die neu anfallenden Schneekristalle können an den Wandungen dieser Wännchen ansetzen und so schliesslich dazu führen, dass die Staubtheilchen einzeln oder zu Klümpchen vereinigt in das Innere von Gletscherkörnern eingeschlossen werden — ein Vorkommniss, das nicht nur von mir mehrfach beobachtet wurde. Dass die Staubtheilchen eine schichtenweise Anordnung haben und dieselbe auch während der Eisbewegung behalten, ist trotzdem leicht einzusehen. Kommen dann die Ränder dieser Schichten mit den Eisbändern zutage, so dass wie am Gletscherande, oder nahe an der Mittelmoräne die Schichtflächen fast vertikal stehen, so werden die Stäubchen wegen ihrer dunkleren Färbung die Wärmestrahlen in höherem Maasse absorbiren, als das benachbarte Eis und auf diese Weise zur Entstehung der Blätter in den einzelnen Bändern des Eises führen, welche den »Wagengeleisen« ihr charakteristisches Aussehen geben: denn in den mit Staub besetzten Ebenen werden sich kleine Schmelzwasserkanäle bilden, zwischen denen Lagen von fast oder völlig staubfreiem Eise aufragen.

Ich meine, auf diese Weise erklärt sich das Auftreten der zumeist in den weissen Bändern vorkommenden Blätterung ungezwungen und diese Erklärung steht im Einklange mit dem, was durch direkte Beobachtungen am Gletscher oder bei Messungen im Laboratorium in Erfahrung gebracht wurde.

Ueber den Grund des Zutagetretens der Wildbader Thermen.

Von H. Eck in Stuttgart.

In Herrn Geh. Hofrath Dr. WEIZÄCKER'S Schrift über »Wildbad im württembergischen Schwarzwald« (Stuttgart und Wildbad, 1901) bemerkt Herr FRAAS S. 22 richtig, dass das Zutagetreten der Wildbader Thermen wohl durch hydrostatischen Druck veranlasst werde, dass aber die Frage bei denselben noch keineswegs vollständig geklärt sei. Ein Versuch, diese Klärung zu fördern, ist der Zweck der folgenden Zeilen.

Ich habe schon in meiner »Geognostischen Beschreibung der

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie](#)

Jahr/Year: 1902

Band/Volume: [1902](#)

Autor(en)/Author(s): Hess Hans

Artikel/Article: [Einiges über Gletscher. 225-231](#)