

Zeitschrift: Schweizerische Bauzeitung
Herausgeber: Verlags-AG der akademischen technischen Vereine
Band: 115/116 (1940)
Heft: 16

Artikel: Zur Mechanik aussergewöhnlicher Gletscherschwankungen
Autor: Haefeli, R.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-51163>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 17.03.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

INHALT: Zur Mechanik aussergewöhnlicher Gletscherschwankungen. — Wohnhaus auf dem Bruderholz in Basel. — Schweizerische Energiewirtschaft zu Kriegszeiten. — Der Einfluss der elektrischen Lichtbogen-schweissung auf Konstruktion und Fabrikation. — Mitteilungen: Bewertung von Staubsaugern. Englische Schmalspurlokomotiven grosser Leis-

tung. Chemische Bodenverfestigung. Eisenarme Behälter für flüssige Brennstoffe. Stadtsanierung in Lugano. Entwässerung der Isère-Ebene bei Grenoble. Persönliches. — Literatur. — Mitteilungen der Vereine. — Schweizer. Verband für die Materialprüfungen der Technik. — Sitzungs- und Vortrags-Kalender.

Band 115

Der S. I. A. ist für den Inhalt des redaktionellen Teils seiner Vereinsorgane nicht verantwortlich der Redaktion und nur mit genauer Quellenangabe gestattet

Nr. 16

Zur Mechanik aussergewöhnlicher Gletscherschwankungen

Von Ing. Dr. R. HAEFELI, Zürich¹⁾

I. Einleitung

Bezugnehmend auf die einzigartigen Beobachtungen, die uns Dr. Helbling in seinem Aufsatz über den Ausbruch eines Gletschersees in den Argentinischen Anden [1²⁾] bekanntgab, sowie im Sinne der am Schlusse seiner Ausführungen gemachten Anregungen, sei es dem Verfasser gestattet, vom Gesichtspunkt der Schnee- und Erdbaumechanik aus einige ergänzende Angaben zur Frage der Häufigkeit und der inneren Ursachen aussergewöhnlicher Gletscherschwankungen und deren Verwandtschaft mit Erdschlipfen mitzuteilen. Mögen die nachstehenden fragmentarischen Gedankengänge trotz ihrer Unvollkommenheit dazu beitragen, das Interesse für die Eis- und Gletscherforschung, die uns in Anbetracht der starken Vergletscherung unseres Landes besonders nahe steht, auch unter Ingenieuren zu wecken und zu vertiefen.

Während die Mehrzahl der bekannten Gletscher der Erde einen scheinbar stationären Fliesszustand aufweisen, sind einzelne von ihnen in grösseren Zeitabständen aussergewöhnlichen Schwankungen unterworfen. Es sind dies die «enfants terribles» der Gletscherwelt. Diesen Widerspenstigen, deren Ausbrüche sich nur allzuoft der direkten Beobachtung entziehen, gehörte von jeher das besondere Interesse der Gletscherforscher aus zwei Gründen: erstens weil sie die Menschen plötzlich bedrohen und Abwehrmassnahmen gesucht werden müssen, und zweitens, weil gerade diese Unbotmässigen den vollen, allgemeinen und nicht stationären Charakter der Gletscherbewegung enthüllen. In der nachstehenden Tabelle, die keinen Anspruch auf Vollständigkeit erhebt, sind eine Reihe aussergewöhnlicher Gletscherschwankungen nach 1600, zusammengestellt.

Gebiet oder Gebirge	Gletscher mit aussergewöhnlichen Schwankungen	Jahr	Beobachtete max. Geschwindigkeit m/Tag
Ostalpen	Vernagtferner	1600, 1680, 1773, 1820, 1845/1849, 1890/1902	12
	Suldenferner	1818, 1857	3 bis 4
	Gurglerferner	1770, 1716/1724	—
	Uebeltalferner	1730	—
	Zufallferner	1887/1891	—
Westalpen	Allalngletscher (Mattmarksee)	1633, 1680, 1772, 1850	—
	Giétroz-Gletscher	1816/1818	—
Himalaya (Einzugsgebiet des Indus)	Shyok-Gletscher	1835, 1839, 1842, 1926	—
	Batura-Gletscher (Hunza Valley)	1873	—
	Shinghal Valley-Gletscher	1893, 1906, 1927	—
Alaska (Yakutat-Bay)	Haenke-Gletscher	1905/1906	5
	Hidden-Gletscher (total 8 Gletscher)	1906/1909	10
	Black-Rapids-Gletscher	1936/1937	40
Argent. Anden	Nevado del Plomo	1934	—

In den *Ostalpen* war es vor allem der grosse Ausbruch des Vernagtferners (1845 ÷ 49), der in den 90er Jahren zu den Gletschermessungen und bahnbrechenden Studien von Finsterwalder, Blümke und Hess Anstoss gegeben hat [2]. Die Bewegung der Gletscherzunge erreichte 1845 eine Geschwindigkeit von + 12 m im Tag. Auf einer alten Lithographie sieht man Bauern, die die Heuernte vor dem herandrängenden Gletscher in Sicherheit bringen.

In der *Schweiz* haben einige Walliser Gletscher, so der Allalngletscher, der periodisch den Mattmarksee staute, und der Giétroz-Gletscher im Val de Bagnes, viel Sorgen und Schaden verursacht. Man beachte, dass in den Jahren 1680 und 1772 gleichzeitig mit dem Allalngletscher auch der Vernagtferner vorstoss (vgl. Tabelle). Besonders schwer war der Ausbruch des Mattmarksees von 1633, der den ganzen Talboden bis nach Saas-

Grund verwüstete und viele verarmte Talbewohner zum Auswandern zwang.

Am Giétrozgletscher (Val de Bagnes) liegen die Verhältnisse etwas anders. Wenn der Gletscher vorstösst, schiebt er die Eismassen über steile Wände in das enge, schluchtartige Tal der Drance hinunter, wo sich ein regenerierter Gletscher bildet, der den Fluss aufstaut; 1818 war ein See von 2 km Länge und 55 m Tiefe entstanden. Unter der tüchtigen Leitung des Ing. Venetz versuchten die Bagnarden, diesen See künstlich zu entleeren, indem sie einen Stollen durch den Eisdamm trieben. Beim Ausgang des Stollens bildete sich ein Wasserfall, dessen Kolk sich leider immer weiter ins Eis einfrass und dadurch die Eisbarriere schlitzartig durchsägte; drei Tage nach der Inbetriebnahme des Stollens erfolgte der Dammbruch, dem mehr als 500 Gebäude zum Opfer fielen [3].

In *Indien* sind von 13 schweren Flutwellen des Indus, die sich in den 100 Jahren (1830 bis 1930) ereigneten, elf auf die Ausbrüche von Gletscherseen zurückzuführen [4].

In *Alaska* wurde in den Jahren 1906 bis 1909 ein rasches Vorstossen von acht Gletschern der Yakutat-Bay festgestellt, wobei Geschwindigkeiten bis zu + 10 m im Tag beobachtet wurden. Als mögliche Ursache wurden die schweren Erdbeben von 1899 in Betracht gezogen, die einen plötzlichen Firnzuwachs infolge Lawinen und Gletscherabstürzen zur Folge hatten. Die an einem dieser Gletscher gemachte Beobachtung, dass die vollständige Veränderung der Gletscheroberfläche sich wellenartig mit einer mittleren Geschwindigkeit von mindestens + 60 m/Tag vorschob, bildete den Anlass zum weiteren Ausbau der sogenannten Wellentheorie [5]. Als ausserordentliche Geschwindigkeit wurde am Black-Rapids-Gletscher 1936 bis 1937 während drei Monaten eine tägliche Bewegung des Eises von + 35 bis 40 m festgestellt.

II. Elementare Grundformen der Gletscherbewegung

1. *Allgemeine Angaben.* Boris Weinberg, einer der besten Kenner der Eismechanik, behandelt die zahlreichen Theorien der Gletscherbewegung nach folgenden Gesichtspunkten:

- a) nach den als Ursachen betrachteten Kräften;
- b) nach dem Charakter der Bewegung;
- c) nach der physikalischen Erklärung jener Eigenschaften des Eises, die die Bewegung ermöglichen.

Seine Analyse lässt die ausserordentlich komplexe Natur der Gletscherbewegung erkennen und führt zur Forderung einer Synthese aller jener Theorien, die einander nicht widersprechen, sondern sich gegenseitig ergänzen [6]. In diesem Zusammenhang drängt sich z. B. die Annahme auf, dass es zwei Bewegungsformen von polarer Gegensätzlichkeit gibt: die im Raume kontinuierliche und die diskontinuierliche. Nun sind es aber gerade die aussergewöhnlichen Gletschervorstösse, die eine Diskontinuität in doppeltem Sinne enthüllen, nämlich räumlich und zeitlich: Räumlich z. B. in der von Dr. R. Helbling beobachteten Form einer Ueberschiebung des hellen über dem dunklen Eis, bzw. des Hangenden über das Liegende. Zeitlich im Sinne sprunghafter Aenderungen der Gleitgeschwindigkeit. Zur Erklärung aussergewöhnlicher Gletscherschwankungen ist es daher angezeigt, die Frage der Geschwindigkeitsverteilung in Raum und Zeit etwas näher zu betrachten.

Mechanisch gesprochen, beruht die stetige Geschwindigkeitsverteilung im Raume auf *Schiebungen*, die diskontinuierliche dagegen auf *Ueberschiebungen* oder *Gleitvorgängen*. In Abb. 1 sind die verschiedenen Deformationsarten schematisch dargestellt. Wird ein homogener Eiskubus (1) durch Scherkräfte beansprucht, so entsteht die unter (2) dargestellte Verformung; besteht er aus zwei verschiedenen Eisarten, so bildet sich die Form (3). Ist zwischen zwei härteren Eisarten eine weiche, poröse Eisschicht eingeschaltet, so ergibt sich Fall (4), der schliesslich zum Gleitvorgang überführt, wenn die Schmierschicht unendlich dünn und gleichzeitig sehr fluid wird (5). Letzten Endes kann auch jede Schiebung auf diskontinuierliche Bewegungsvorgänge zurückgeführt werden, nämlich mikroskopisch durch Translation im Kristallgitter, oder makroskopisch durch Verschiebung von Korn zu Korn.

¹⁾ Nach einem am 31. Januar 1940 im Zürcher Ingenieur- und Architektenverein gehaltenen Kurzreferat, im Anschluss an den Vortrag von Dr. R. Helbling (vgl. «SEZ» Nr. 11, vom 16. März d. J.).

²⁾ Die Nummern in eckiger Klammer beziehen sich auf die am Schlusse des Aufsatzes enthaltenen Literaturangaben.

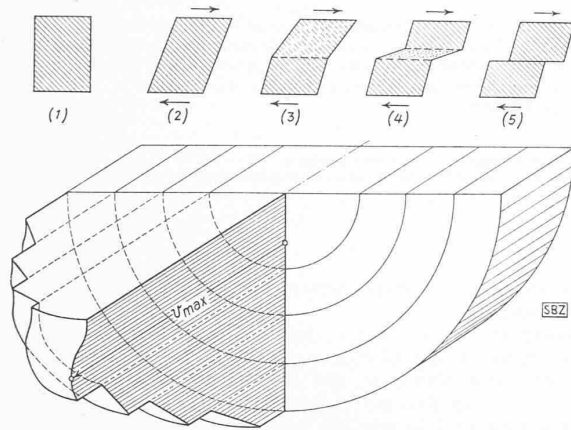


Abb. 1. Idealierte Geschwindigkeitsverteilung im Eisstrom

In Abb. 1 wird ferner versucht, ein idealisiertes Schema der Geschwindigkeitsverteilung in einem Eisstrom von halbkreisförmigem Querschnitt axonometrisch darzustellen, unter Annahme des Zusammenwirkens von Schiebungen einerseits und von Uberschiebungen andererseits. Dieses, die Vorstellung erleichternde Modell, das keinen Anspruch auf Wiedergabe der wirklichen Verhältnisse erhebt, zeigt ein teleskopartiges Uebereinandergleiten einzelner Zylinderschalen, die selbst wieder kontinuierlich fortschreitende plastische Deformationen in Form von Schiebungen erleiden. Die maximale Fließgeschwindigkeit wurde in der Mittelebene des Gletschers, jedoch nicht an der Oberfläche, sondern, ähnlich wie dies bei der Wasserbewegung in offenen Gerinnen der Fall ist, in einer gewissen Tiefe angenommen (vgl. auch die Behandlung der Gletscherbewegung im Zusammenhang mit der Hydraulik [7]). Diese Erscheinung, die durch die Messungen der Zürcher Gletscherkommission am Claridenfirn bestätigt wurde [8], ist hier dadurch zu erklären, dass das Eis der Oberflächenzone, infolge kleineren Vertikaldruckes und tieferer Temperatur, eine geringere Plastizität besitzt als das Eis der Tiefe. Das wenig fluide Oberflächeneis bildet dann eine relativ starre Kruste, die in der Regel infolge ihrer Reibung an den Rändern des Gletschers eine bremsende Wirkung auf die allgemeine Bewegung ausübt. Dabei entstehen sehr hohe Scher-Zugkräfte im Oberflächeneis, die im Wechselspiel mit der Beanspruchung die durch Anpassung an die veränderliche Unterlage bedingt ist, zur Spaltenbildung führen. Der Punkt, in dem die maximale Fließgeschwindigkeit auftritt, wird je nach Verhältnissen in der oberen oder unteren Hälfte des Querschnittes liegen. Da ferner auf die freie Gletscheroberfläche keine Scherkräfte wirksam sind, folgt, dass das Geschwindigkeitsdiagramm mit einer zur Eisoberfläche senkrecht stehenden Tangente ansetzt.

Im Gegensatz zu den durch die Uberschiebung der Zugfestigkeit des Eises entstehenden *klaffenden Spalten* stehen die *geschlossenen Gleit- oder Uberschiebungsflächen* (auch Abscherungsflächen oder Scherflächen genannt). In deren Verlauf spiegeln sich einerseits die Inhomogenitäten und Diskontinuitäten des Stoffes und andererseits die räumlichen Kräftewirkungen. Während aber das Kräftebild in der Hauptsache durch das Gelände (Neigung und Rauigkeitsverhältnisse usw.) bedingt und damit ortsfest ist, wandern die Flächen und Zonen geringster Scherfestigkeit mit dem Gletschereis durch dieses Kräftefeld hindurch. Dabei entstehen immer wieder neue Scherflächen, bzw. Gleitschichten, während alte vernarben. Nach der Theorie von Philipp [9] steht der *Bewegungsmechanismus der Gletscher in engstem Zusammenhang mit der Gletschertextur*, wobei die Blaublätter als vernarbte Abscherungsflächen oder auskristallisierte Gleitschichten anzusprechen sind. Es ist auch denkbar, dass bei der Bildung von Gleitschichten durch die mechanische Zertrümmerung der Kristalle ein feinkörniges Gefüge von relativ grosser kapillarer Steighöhe entsteht, das nach der Wassersättigung zu kompaktem Eis auskristallisiert und neue Wasserhorizonte bildet. Dem Schmelzwasser dürfte bei der Entstehung von Uberschiebungsflächen und Gleitschichten grösste Bedeutung zukommen, nicht allein wegen seiner schmierenden Wirkung, sondern auch deshalb, weil es vielfach durch lokale kleine Temperaturerhöhungen die innere Reibung des Materials stark herabsetzt.

Den mehr oder weniger in einer Ebene ausgedehnten, durch die Trennungsflächen zwischen Hangendem und Liegendem, bzw. zwischen dem porösen (wasserdurchlässigen) und dem kompakten (undurchlässigen) Eis gebildeten Uberschiebungsflächen stehen die gekrümmten Gleitflächen gegenüber, die sich nach

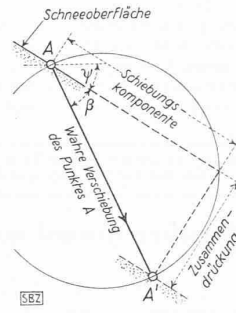


Abb. 3. Bewegung eines Punktes der Schneeoberfläche beim Setzen der Schneedecke

Philipp der Trogform des Tales anpassen und an der Gletscheroberfläche als geschlossene Längsrisse erscheinen, wie sie tatsächlich an einer Reihe von alpinen Gletschern beobachtet wurden (Abb. 1). Der Umstand, dass bei den durch Blümke und Hess im Hintereis-ferner 1894 bis 1895

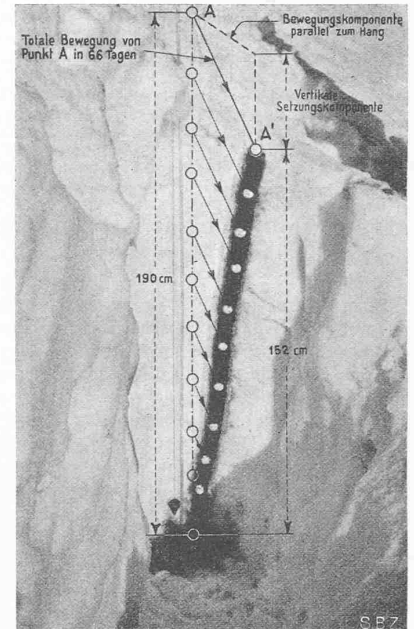
ausgeführten Tiefbohrungen [10] keine ausgesprochenen Gleitflächen feststellbar waren, ist kein Beweis gegen die Uberschiebungstheorie; sie zeigt lediglich, dass Gleitflächen nicht überall, sondern nur unter gewissen Bedingungen auftreten.

Besonders wertvoll sind die bei Anlass dieser Bohrungen ausgeführten *Temperaturmessungen*, die übereinstimmend mit den ersten Messungen von Agassiz und später von Forel und Hagenbach den Beweis erbrachten, dass, abgesehen von einer relativ dünnen Oberflächenkruste, die Temperatur im Innern des Gletschers, dem jeweiligen Druckschmelzpunkt des Eises entspricht. So wurde z. B. in 82 m Tiefe eine Temperatur von $-0,062^\circ$ gemessen gegenüber der berechneten Temperatur von $-0,056^\circ$, die sich ergibt, wenn man eine Schmelzpunktniedrigung von 1° auf je 133 kg/cm^2 Ueberlagerungsdruck annimmt. Diese kleine Differenz liesse sich erklären unter Berücksichtigung des Umstandes, dass die erste Hauptspannung im fließenden Gletscher vielfach etwas grösser ist als der Ueberlagerungsdruck.

2. *Schiebungsvorgänge.* Da das Gletschereis durch Metamorphose aus dem Schnee entsteht, liegt es nahe, die plastischen Formänderungen, die der Stoff unter dem Einfluss seines eigenen Gewichtes erfährt, beim Uebergang Schnee — Firn — Eis zu verfolgen. Die Deformation, die die geeignete Schneedecke beim natürlichen Setzungsvorgang erleidet, bildet eine Kombination von Schiebung und Zusammendrückung und wurde auf der Station Weissfluhjoch der Schweiz. Schnee- und Lawinenforschungs-Kommission³⁾ unter Anwendung geeigneter Methoden wiederholt gemessen (Abb. 2 und 3) [11]. Die neueren Versuche zeigten, dass ein Punkt A der Schneeoberfläche sich annähernd längs einer Geraden nach A' bewegt, mit einer Geschwindigkeit, die in der Regel und unter sonst gleichen Bedingungen mit der Höhe der Schneedecke grösser wird. Je dichter der Stoff, bzw. je geringer seine Porosität, umso kleiner wird nun seine Zusammendrückung im Verhältnis zur Schiebung, d. h. der Winkel β nimmt mit zunehmendem Raumgewicht ab. Beim Uebergang zum porenfreien Eis, das ähnlich wie Wasser als praktisch unzusammendrückbar betrachtet werden kann, muss $\beta = 0$ werden (reine Schiebung). Wird nun ein Eiskubus bei konstanter Temperatur unter 0° einer unveränderten Scherbeanspruchung unterworfen, so ändert sich der Winkel γ (Abb. 4) mit einer gewissen annähernd konstanten Winkelgeschwindigkeit $\frac{d\gamma}{dt}$, die wir als

Schiebungsgeschwindigkeit ω bezeichnen. Ein besonders hübsches Beispiel einer solchen Deformation war im alten «Eispalast» auf dem Jungfrauoch zu sehen, der nach 20jährigem Dornröschenschlaf im Sommer 1938 wieder ausgegraben wurde, um als Laboratorium für Eisversuche zu dienen. Im Lauf der Jahre hatten sich die ursprünglich senkrechten Eissäulen von etwa 1 m Durchmesser, die das Gewölbe stützten, um etwa 30° geneigt, wobei

³⁾ Vgl. «SBZ», Band 110, Seite 87*.

Abb. 2. Kriechprofil der Schneedecke nach 66-tägiger Messzeit. Hangneigung 34° (Weissfluhjoch, 2660 m ü. M.)

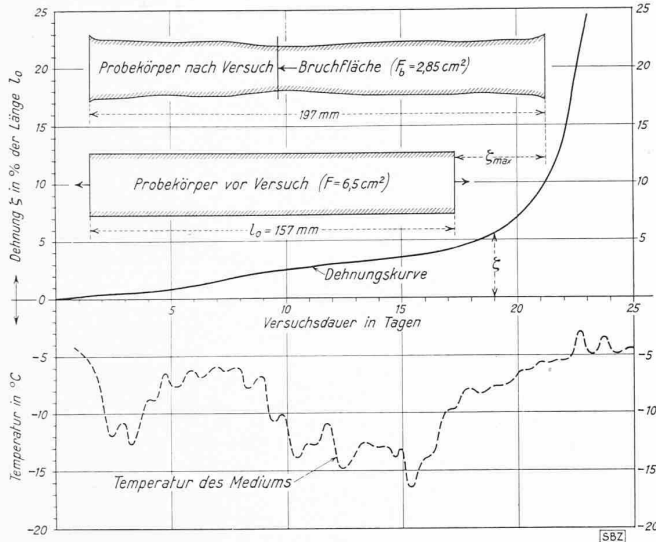


Abb. 5. Plastische Dehnung eines Schnee-Eis-Prisma bei einaxialem Zug

sie im mittleren Teil (d. h. im Bereich geringster Biegebearbeitung) das charakteristische Bild einer nahezu reinen Schiebung zeigten. — Steigert man die Scherspannung τ , so steigt die Kurve der Schiebungsgeschwindigkeit zunächst langsam an, biegt dann aber ziemlich unerwartet nach oben um. Ist die Krümmung der Kurve sehr scharf, so kann man von Unstetigkeitspunkten (K) sprechen (vgl. [12]).

Die Schiebungsgeschwindigkeit des Eises erscheint somit für eine gegebene Eisart als unbekannte Funktion des Spannungszustandes, der Temperatur und der Dauer der Beanspruchung. Selbstverständlich spielt die Eisart, vor allem die Grösse und Orientierung der Kristalle und die spez. Kornoberfläche, eine ausschlaggebende Rolle. Im allgemeinen dürfte einer Abnahme des mittleren Korndurchmessers eine Zunahme der Plastizität entsprechen⁴⁾. Da ferner die mechanische Beanspruchung eine Umkristallisation bewirkt, kann bei Dauerversuchen, trotz konstanter äusserer Bedingungen, eine Aenderung der Schiebungsgeschwindigkeit infolge Metamorphose beobachtet werden.

Vergleichshalber sei erwähnt, dass die auf Weissfluhjoch durchgeführten Dauerversuche auch bei einaxialer Zugbeanspruchung von Eis eine plötzliche rasche Vergrösserung der Dehnung des Probekörpers ergaben (Abb. 5). Man beachte die grosse plastische Dehnung des aus körnigem, mit Wasser durchtränkten Schnee hergestellten Eisprismas trotz der relativ tiefen Versuchstemperaturen von -3° bis $-16,5^{\circ}$. Diese Dehnung erreichte vor dem Bruch den Wert von 25% der ursprünglichen Probenlänge, wobei durch die lokale Einschnürung eine allmähliche Erhöhung der Beanspruchung im Bruchquerschnitt von 5,0 auf $11,5 \text{ kg/cm}^2$ (Bruchspannung) bewirkt wurde. Ob dieses eigenartige Verhalten des Eises hauptsächlich durch äussere Faktoren, wie kleine Temperaturen und Belastungsänderungen, bedingt ist, oder ob der Einfluss der Belastungsdauer im Zusammenhang mit der Umorientierung der Kristalle ausschlaggebend

⁴⁾ Dieser, auf Grund von Versuchen wahrscheinliche Zusammenhang wäre auf den Einfluss der Korngrenzen zurückzuführen (Korngrenzplastizität).

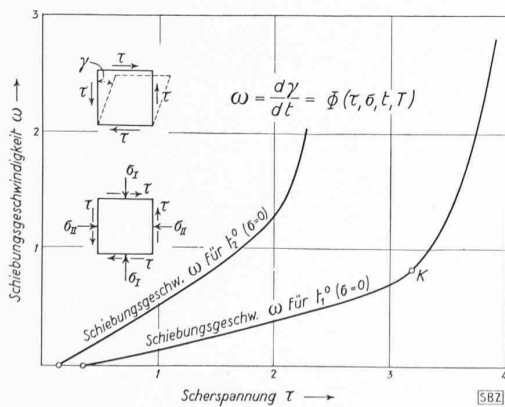


Abb. 4. Schiebungsgeschwindigkeit (Schema)

ist, bleibt eine offene Frage. Wesentlich im Zusammenhang mit dem Problem der Gletscherschwankungen ist vor allem der Umstand, dass im kritischen Bereich eine sehr kleine Erhöhung der Beanspruchung oder der Temperatur eine unverhältnismässig starke Beschleunigung der plastischen Deformation bewirkt.

Es sei hier an die Katastrophe am Altels vom 11. September 1895 erinnert, wo ein kreissegmentförmiges Stück des unteren Altelsgletschers von etwa 550 m Sehnenlänge und nahezu 4 Mill. m^3 abbrach und beim Sturz auf die Spitalmatte sechs Menschen und 158 Stück Grossvieh begrub [13]. Schon 1872 hatte sich eine ähnliche Katastrophe ereignet. L. du Pasquier fand durch Vergleich von Photographien, dass der Gletscher seit 1881 ständig gewachsen war. Er erklärt mit Forel dieses Wachsen durch die plastische Dehnung des vorwiegend auf Zug beanspruchten Eises und sieht in der dadurch bedingten Zunahme der Beanspruchung im kritischen Querschnitt eine wesentliche Ursache der Katastrophe. Zweifellos haben auch die von Prof. Dr. Alb. Heim erwähnten hohen Temperaturen vom 26. August bis 11. September 1895 und deren ungünstiger Einfluss auf die Reibungsverhältnisse in der unter 30° geneigten plattigen Felsunterlage des Gletschers sehr erheblich zur Störung des Gleichgewichtes beigetragen.

3. *Gleitvorgänge* (Ueberschiebungen). Von besonderem Interesse ist in unserem Fall die Abhängigkeit der Gleitgeschwindigkeit von der Normalspannung und der Temperatur in der Gleitfläche. Zur grundsätzlichen Klärung dieser Frage sei vergleichshalber auf die Versuche hingewiesen, die wir mit Schnee auf einer idealen Diskontinuitätsfläche, bestehend aus Glas, bei verschiedenen Temperaturen, unter anderem auch bei 0° , durchgeführt haben [11]. Die Ergebnisse dieser Versuche sind für $t = 0^{\circ}$ in Abb. 6, mit dem Neigungswinkel α als Parameter, dargestellt. Sie zeigen eindeutig eine starke Beschleunigung der Gleitgeschwindigkeit mit zunehmendem Druck auf die Gleitfläche. Um den Einfluss der Temperatur zu beleuchten, sei erwähnt, dass für $\sigma = 1 \text{ kg/dm}^2$ eine kaum messbare Temperaturerhöhung der Glasplatte bei 0° eine Vergrösserung der Gleitgeschwindigkeit um mehr als den hundertfachen Wert zur Folge hatte. Auch hier ist allgemein eine relativ starke Beschleunigung der Gleitgeschwindigkeit festzustellen, wenn die Temperatur oder der Druck auf die Gleitfläche um einen kleinen Betrag zunehmen. Sprunghafte Aenderungen der Gleitgeschwindigkeiten entstehen vor allem bei Temperaturänderungen um 0° .

Die beim Gleiten von Eis auf Eis wirksame Reibung hängt ebenfalls in hohem Masse von einer Reihe von Faktoren, wie Rauheitsgrad der Diskontinuitätsfläche, Normaldruck, Temperatur und Gleitgeschwindigkeit ab. Eine im März 1940 auf Weissfluhjoch durchgeführte Serie von Vorversuchen über die Scherfestigkeit zwischen zwei aufeinandergelegten, planparallelen Eisplatten, hat folgendes ergeben: Bei Temperaturen von einigen Graden unter dem Gefrierpunkt entsteht zwischen den ruhenden Eisplatten infolge der sofort einsetzenden Kristallisationsvorgänge eine gewisse Haftung, die namentlich von der Dauer der Berührung und vom Flächendruck abhängt und die eine starke Streuung der Ergebnisse bewirkte. Bei einer mittleren Versuchstemperatur von -4° und Normaldrücken von 0,1 bis $1,0 \text{ kg/cm}^2$ schwankte der Quotient zwischen Scherfestigkeit und Flächendruck, den man als Beiwert der scheinbaren inneren Reibung bezeichnen kann, zwischen den Grenzwerten 0,07 bis 0,20 und betrug im Mittel 0,13. Eine zweite bei 0° unter Anwesenheit der flüssigen Phase durchgeführte Gruppe von Versuchen zeigte bei

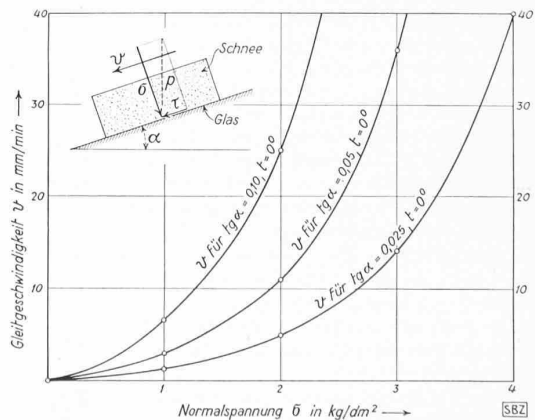


Abb. 6. Gleitgeschwindigkeit v von Schnee auf Glas bei versch. Neigung

denselben Flächendrücken bedeutend kleinere Reibungszahlen, die zudem eine deutliche Abnahme des Reibungsbeiwertes mit zunehmender Normalspannung erkennen liessen. So wurde für $\sigma = 0,1 \text{ kg/cm}^2$ der Beiwert der scheinbaren inneren Reibung zu 0,07, für $\sigma = 0,7 \text{ kg/cm}^2$ zu nur 0,02 ermittelt. Bei der weiteren Erforschung der Reibungsverhältnisse in Diskontinuitätsflächen wäre die sinngemässe Anwendung des Prinzipes des Ringscherapparates zu empfehlen [14], der gestatten würde, die scheinbare innere Reibung nicht nur für verschiedene Flächendrücke, sondern auch in Funktion der Gleitgeschwindigkeit zu messen. Ausserdem ermöglicht diese Apparatur die Durchführung von Gleitversuchen unter Wasser von beliebiger Temperatur, wodurch sich die Wirkung des Schmelzwassers auf die Reibungsverhältnisse im Gletschereis besser abklären liesse. Bemerkenswerte Ergebnisse zeitigten die Reibungsversuche, die auf englische Initiative im Sommer 1938 auf Station Jungfrauoch durchgeführt wurden [15].

III. Analogien zwischen Gletscherausbrüchen und Erdschlipfen

Das Firngebiet wirkt sich auf den Haushalt eines Gletschers ähnlich aus wie ein See in einem Fluss-System. Wie vom Seerückhalt könnte man vom Firnrückhalt sprechen. Der Ausgleich von Niederschlag und Abfluss erstreckt sich aber bei dem viel trägeren Eis und Firn im Gegensatz zum Wasser je nach den örtlichen Verhältnissen über eine mehr oder weniger grosse Zahl von Jahren oder Jahrzehnten (Abb. 7).

Wenn nun der Firn im Laufe der Zeit einen über seinen mittleren Stand hinausgehenden Zuwachs erfährt, ist es auf Grund der oben beschriebenen *Unstetigkeiten* im Verhalten des Eises verständlich, dass eine bestimmte Zone des Gletschers in einen labilen Zustand geraten kann, bei dem eine relativ kleine Zunahme des Druckes oder der Temperatur ein unverhältnismässig starkes Anwachsen der Gleit- und Schiebungsgeschwindigkeiten zur Folge hat. Damit wäre die *Disposition* zur aussergewöhnlichen Gletscherschwankung allgemein gekennzeichnet. Im übrigen ist diese Disposition individuell, d. h. sie ist beim jetzigen Ausmass der Gletscher nur bei einzelnen vorhanden und durch besondere örtliche Verhältnisse bedingt. Auch bleibt die Frage, ob, rein physikalisch, zwischen den gewöhnlichen und den aussergewöhnlichen Gletscherschwankungen ein grundsätzlicher oder nur ein gradueller Unterschied besteht, noch offen, obschon Gletscherausbrüche mit Vorliebe während einer allgemeinen Rückzugsperiode auftreten. Es scheint z. B. nicht ausgeschlossen, dass eine Erhöhung der Temperatur, die im allgemeinen den Rückzug begünstigt, bei entsprechender Disposition einen Ausbruch bewirkt.

Gletscherausbrüche dürften vorzugsweise dann auftreten, wenn ausgesprochene Gleitflächen oder Schmierschichten vorhanden sind, in die das Schmelzwasser eindringt oder in denen eine Zunahme der Temperatur oder des Druckes eine Vermehrung der flüssigen Phase bewirkt. Auch der Felsgrund des Gletschers kann als bevorzugte Gleitfläche wirken, oder es wird sich, wenn die Gletschersohle zu rauh ist, zwischen diese und das kompakte Eis eine aus Eistrümmern und Wasser bestehende Lockermasse als eigentliche Schmierschicht einlagern. Als Beispiel einer Geschwindigkeitsveränderung sei erwähnt, dass Finsterwalder im oberen Teil des Vernagtferners innert zehn Jahren eine Zunahme der Geschwindigkeit von 17 m auf 280 m, also um 1600%, beobachtete, während gleichzeitig die Mächtigkeit des Gletschers oberhalb der Messtelle nur um 10 m zugenommen hatte. Auch hier zeitigte eine kleine Ursache eine grosse Wirkung [2].

Eine starke Geschwindigkeitszunahme im Firngebiet hat eine lokale *Absackung* zur Folge. Dabei kann die Firnoberfläche weit unter den mittlern Firnstand absinken, wozu die infolge gesteigerter Deformationsarbeit vermehrte Reibungswärme wesentlich beitragen dürfte. Unterhalb des Firngebietes entsteht durch den stärkern Zufluss zunächst ein Aufstau der Eismassen, bis der erhöhte Druck auch hier eine



Abb. 8. Erdrutsch am Schinberg (Tafeljura) im Frühjahr 1939, obere Partie

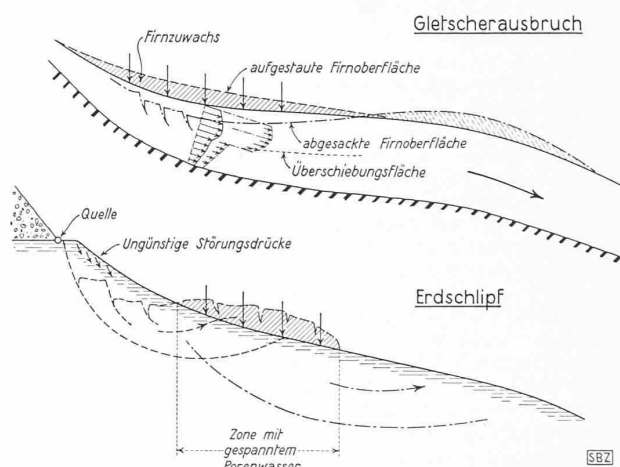


Abb. 7. Vergleich zwischen Gletscherausbruch und Erdschlipf

entsprechende Beschleunigung der Fliess- und Gleitgeschwindigkeiten zur Folge hat. Es scheint also eine *wellenartige Fortpflanzung* des Druckes und der beschleunigten Bewegung stattzufinden.

Obige Zusammenhänge führen uns dazu, den Mechanismus des Gletscherausbruches mit dem eines *Erdschlipfes* zu vergleichen, seinem *Analogon im Bereiche der Lockergesteine*. Diesem



Abb. 11. Dambruch am Fort Peck-Damm (28. IX. 1938), kurz vor Vollendung des Dammes

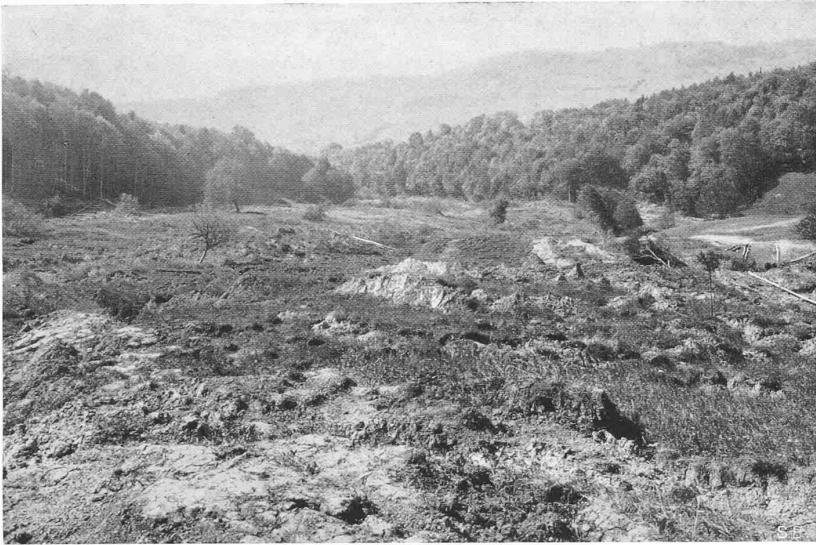


Abb. 9. Erdrutsch am Schinberg im Frühjahr 1939, untere Partie
Abb. 8 und 9 vom Polizeikommando Aargau freundl. zur Verfügung gestellt

Vergleich liegen vor allem die beim Erdrutsch am Nordhange des Schinberges (Aargauer Tafeljura) im vergangenen Jahre gemachten Beobachtungen zu Grunde. Ueber einer mächtigen Schicht von Opalinuston am Fusse des Steilhangs, der aus klüftigen Doggerkalken besteht, trat am Rande des untern Doggers aus dem Gehängeschutt eine Quelle aus, deren ungünstige, nachstehend näher erklärte Wirkung, verstärkt durch nasse Witterung, im Herbst 1938 einen kleinen Rutsch in der obern, steilen Hangpartie verursachte. Durch das abgerutschte Material entstand eine Mehrbelastung der untern, relativ flachen, hauptsächlich aus frischem und verwittertem Opalinuston bestehenden Zone. Eine solche Mehrbelastung wird in gesättigten Tonen anfänglich vom Porenwasser aufgenommen. Sie erzeugt also eine Vergrösserung der aktiven Scherkräfte, ohne entsprechende Zunahme der Reibungskräfte. Dies führte zu der Ausdehnung der Gleichgewichtstörung auf die untern Hangpartien (vergl. [16]). Im regenreichen Frühjahr 1939 nahm der Rutsch einen immer grössern Umfang an, bis schliesslich der ganze, 195 m hohe Hang von 960 m Länge und 360 m grösster Breite in Bewegung geriet, mit (laut Mitteilung des kant. Meliorationsamtes Aarau vom 14. Juni 1939) Geschwindigkeiten von etwa 5 m pro Tag (Abb. 8 und 9).

Auffallend ist, dass die mittlere Neigung der untern abgerutschten Hangpartie nur rund 9° betrug, während der Winkel der scheinbaren innern Reibung des Opalinustones zu $\varphi_s = 23^\circ$ ($\text{tg } \varphi_s = 0,42$) bestimmt wurde [14]. Der bedeutende Umfang dieses Erdrutsches lässt sich nur erklären durch die fortschreitende Umlagerung der Kräfte und die dadurch ver-

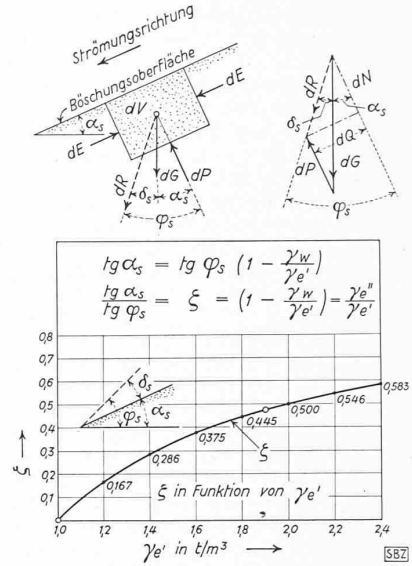


Abb. 10. Bestimmung des Grenzböschungswinkels α_s einer gesättigten Böschung (Strömung parallel zur Oberfläche)

- γ_w = Raumbgewicht des Wassers
- $\gamma_{e'}$ = Raumbgewicht des gesättigten Materials
- $\gamma_{e''} = \gamma_{e'} - \gamma_w$ = Raumbgewicht des gesättigten Materials unter Wasser
- φ_s = Winkel der scheinbaren innern Reibung

ursachen hydrodynamischen Spannungen im Porenwasser des gesättigten Tones, die lokal eine starke Verminderung der innern Reibung zur Folge haben. Zu diesen treibenden Faktoren gesellt sich eine weitere ungünstige Wirkung des Wassers, die nachstehend kurz erläutert wird.

Infolge der geringen Wasserdurchlässigkeit des Tones und seiner grossen kapillaren Steighöhe ist bei anhaltend nasser Witterung die Sättigungslinie mit der Böschungsoberfläche identisch (Abb. 10). Der auf ein prismatisches Körperelement, bestehend aus fester und flüssiger Phase, wirksame Auftrieb dP ist infolgedessen senkrecht zur Böschung gerichtet [17]. Dies hat zur Folge, dass die Resultierende dR auf ein zur Böschungsoberfläche paralleles Flächenelement unter einem gewissen Winkel δ gegen die Vertikale geneigt ist. Die Gleichgewichtsbedingung verlangt, dass der Winkel, den diese Resultierende mit der Flächennormalen einschliesst, nicht grösser wird als der Winkel φ_s der scheinbaren innern Reibung ($\delta + \alpha_s \leq \varphi_s$). Für den Fall, dass die Strömungsgeschwindigkeit des Porenwassers entweder = 0 oder parallel zur Böschung gerichtet ist, berechnet sich aus obiger Gleichgewichtsbedingung der Grenzböschungswinkel α_s gemäss der in Abb. 10 enthaltenen Gleichung für $\text{tg } \alpha_s$. Dem Raumbgewicht $\gamma_{e'} = 1,9 t/m^3$ des gesättigten Opalinustons entspricht z. B. der Wert $\xi = 0,474$, d. h. die Tangente des Grenzböschungswinkels α_s , unter dem der wassergesättigte Ton sich gerade im labilen Gleichgewicht befindet, beträgt nur 47,4% der Tangente des Winkels φ_s der scheinbaren innern Reibung. Für $\text{tg } \varphi_s = 0,42$ wird dann $\text{tg } \alpha_s = 0,20$, bzw. $\alpha_s = 11^\circ$.

Berücksichtigt man weiter, dass bei der fortschreitenden Bewegung gesättigter, wenig durchlässiger Erdmassen, infolge der hydrodynamischen Spannungserscheinungen von innen nach aussen gerichtete Strömungsdrücke auftreten, die in ihrer Wirkung einer Vergrösserung des Auftriebes gleichkommen und unter Umständen zum hydraulischen Grundbruch führen [18], so erklärt sich, dass eine langsame Bewegung oft noch bei sehr geringen Böschungsneigungen von wenigen Graden stattfinden kann.

Wie verheerend sich die Verminderung der innern Reibung durch gespanntes Porenwasser auswirken kann, zeigen die Abb. 11 und 12, Fliegeraufnahmen des Dammbrechens von Fort Peck (U. S. A.), der sich am 28. September 1938, kurz vor der Vollendung des nach dem hydraulic-fill Verfahren ausgeführten Dammes ereignete. Der Damm besitzt eine Länge von rd. 3000 m, eine Höhe von etwa 70 m und eine Quer-



Abb. 12. Dammbbruch am Fort Peck-Damm; wasserseitige Böschung 1:4

schnittsbreite an der Basis von etwa 900 m. Die mittlere Neigung der wasserseitigen Böschung war vor dem Unglück 1:4, die der luftseitigen 1:8. Das Urteil der Expertenkommission geht dahin, dass der Dammbruch auf die ungenügende Scherfestigkeit des Untergrundes, der aus verwittertem Tonschiefer und Bentonit besteht, zurückzuführen sei. Bei dem hydraulic-fill Verfahren entstehen bekanntlich sehr grosse Seitendrucke im Damminnern, die den Untergrund, bzw. die Kontaktschicht zwischen Schuttmaterial und Boden auf Abscheren beanspruchen. Bei undurchlässigen Tonen kommt der ungünstige Umstand hinzu, dass ihre Scherfestigkeit nicht entsprechend der Vergrößerung der Auflast zunimmt, weil die neue Last anfänglich vom Porenwasser aufgenommen wird.

*

Zusammenfassend lassen sich die zwischen Gletscherausbrüchen und Erdschlipfen bestehenden Analogien etwa wie folgt charakterisieren: Bei beiden Erscheinungen bilden Schiebungen und Ueberschiebungen (Gleitvorgänge) neben Zusammendrückungen und Dehnungen die Grundformen der nicht stationären Bewegung. Hier wie dort kann eine örtliche Erhöhung des Druckes eine unverhältnismässig starke Beschleunigung der Bewegung verursachen, wobei ein sich wellenartig fortpflanzendes Wechselspiel zwischen Druck- und Geschwindigkeitsänderungen entsteht. Die flüssige Phase spielt bei Erdschlipfen als gewichtsverminderndes, druckübertragendes, aber reibungsloses Medium eine ausschlaggebende Rolle. Im Gletscher kann in der Nähe des Gefrierpunktes eine kleine Temperaturzunahme eine sehr starke Erhöhung der Plastizität sowohl innerhalb der Körner wie in den Korngrenzen verursachen und unter Umständen ebenfalls zur aktiven Mitwirkung der flüssigen Phase führen. In ähnlicher Weise wird sich eine Druckerhöhung auswirken, wenn die Temperatur dem Druckschmelzpunkt entspricht. Hier wie dort kann ferner Oberflächenwasser in die Gleitflächen oder Schmier-schichten eindringen.

Zum Thema der Gletscher zurückkehrend, sei deshalb die Frage aufgeworfen, ob sich nicht auch im kompakten, wenig durchlässigen Gletschereis unter gewissen Bedingungen die flüssige Phase an der Druckübertragung beteiligt und dadurch eine Verminderung der innern Reibung, bzw. eine Erhöhung der Plastizität des Materials bewirkt. In diesem Zusammenhang interessiert auch die von Hess ausgesprochene Hypothese, wonach infolge der Anreicherung minimaler Spuren von Salzen zwischen den Eiskörnern die Verflüssigung in den Korngrenzen beginne. Die kleinen Wassermengen oder Wasserfilme wirken dann als Schmiermittel, das die innere Reibung des Materials herabsetzt.

IV. Schlussbemerkung

Der Eis- und Gletscherforschung bieten sich heute, dank der Fortschritte der angewandten Physik, sowie der auf den verschiedensten Gebieten erfolgten Vervollkommnung der Untersuchungsmethodik, ganz neue Möglichkeiten. Als erfolgversprechende Methoden seien in Ergänzung der bisherigen Ausführungen erwähnt: die Bestimmung der Gletscherdicke durch seismische und Funkmutung [19], die Stereophotogrammetrie, die



Abb. 7. Streifbild aus Südwest gegen die Veranda

Pollenanalyse, die Strahlungsmessungen [20], schliesslich die Photoelastizität, sowie das zur Zeit auf der Station Weissfluhjoch in Entwicklung befindliche Verfahren, die kristallographischen Veränderungen beliebig beanspruchter, in die Optik eingebauter dünner Eisplatten im polarisierten Licht zu verfolgen oder im Farben-Film festzuhalten.

Was die Pioniere der Gletscherforschung mit einfachen Mitteln geleistet haben, erfüllt uns mit Dank und Bewunderung. Begrüssen wir es, dass sie auch der Nachwelt noch einiges zu tun übrig liessen. An Anwendungsgebieten zur fruchtbaren Uebertragung der in der Gletscherforschung gewonnenen Erkenntnisse wird es nicht fehlen. Wie kaum ein anderes Objekt der Natur können uns ferner die Gletscher lehren, Einzelbeobachtungen im Sinn und Geist eines *organischen* Ganzen zu koordinieren. Scheinbar erstarrt und doch stetig sich ändernd, führen sie zu einem dynamischen Schauen des wechselnden Spieles lebendiger Kräfte.

Die grossartige Komplexität, die die Erscheinungen der Gletscherwelt auszeichnet, macht eine Synthese von Laboratoriumsarbeit und Naturbeobachtung zur selbstverständlichen Voraussetzung jedes wahren Fortschrittes. Ihre Grösse und Schönheit lässt uns die Armseligkeit alles Einzelwissens deutlich spüren und fordert die Ueberbrückung des Spezialistentums durch enge Zusammenarbeit im Dienste gemeinsamer Ziele.
Zürich, 30. März 1940.

Schrifttum:

- [1] R. Helbling: Ausbruch eines Gletschersees in den argentinischen Anden usw. «SBZ», Bd. 115, 16. März 1940.
- [2] S. Finsterwalder: Der Vernagtferner. Wissenschaftliche Ergänzungshefte des Deutsch-Oesterr. Alpenvereins, Nr. 1, 1897.
- [3] Jahrbuch des S. A. C., 1898/1899.
- [4] K. Mason: Indus floods and Shylok glaciers. The Himalayan journal Nr. 1, April 1929.
- [5] R. S. Tarr: The theory of advance of glaciers in response to Earthquake shaking. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. V, 1910/11.
- [6] B. Weinberg: Ueber den Koeffizienten der innern Reibung des Gletschereises und seine Bedeutung für die Theorien der Gletscherbewegung. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. I, 1906 07.
- [7] R. Koechlin avec collaboration de M. Koechlin: Mécanisme de l'eau et principes généraux pour l'établissement d'usines hydro-électriques, 1924/26, Tome I, Chapitre XI.
- [8] R. Streiff-Becker: Glarner Gletscherstudien. Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft des Kantons Glarus. Heft VI. 1939.



Abb. 8. Blick vom Sandplatz



Haus Baur, Basel

Abb. 9. Fernsicht auf die Jurahöhen