

Mittelfristige Schwankungen der Oberflächengeschwindigkeit des Khumbugletschers am Mount Everest

Autor(en): **Müller, Fritz**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische Bauzeitung**

Band (Jahr): **86 (1968)**

Heft 31

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-70102>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

temperaturen möglicherweise schon bevor das Eis wieder entlastet wird.

Die Bildung sehr langer gerader Risse, speziell im Falle von zwei parallelen belasteten Streifen, wo der erste Riss an der Eisoberfläche entstehen würde, ist weniger harmlos als die Bildung der Radialrisse bei einer kreisförmigen Last. Meyerhof [5] hat gezeigt, dass bei schmalen Streifen (halbe Breite $a \leq L$) oberflächliche, den Tangentialrissen der Kreislast entsprechende Risse bei ähnlicher Belastung zu erwarten sind, wie der achsiale Riss an der Eis-Unterfläche, allerdings unter der Annahme von Materialeigenschaften, die von denjenigen unserer Versuchsergebnisse abweichen. Mit unseren Festigkeitswerten und mit der Annahme, dass der Durchbruch auch in diesem Fall durch Verkeilung der Plattenbruchstücke verzögert würde, kann die zulässige Belastung für die Streifenlasten ebenfalls nach Gl. (7) abgeschätzt werden. Es ist aber sehr zu wünschen, dass der Ablauf der späteren Phasen beim Einbruch ausgedehnter Lasten gelegentlich experimentell geklärt werde, und zwar für variables thermisches Regime der Eisdecke.

Es ist leicht einzusehen, dass sich auf grosser Fläche ganz enorme Lasten ohne Bruch des Eises anordnen liessen, falls vom Grundsatz der gleichmässigen Flächenbelastung abgewichen würde. Es wäre aber falsch, für sehr grosse Flächen die Biegebeanspruchung als einziges Kriterium zu verwenden. Schon bei den oben nach Gl. (7) gerechneten zulässigen spezifischen Belastungen für $10 \div 30$ cm dickes Eis würde die Eisoberfläche unter einer sich ringsum sehr weit erstreckenden Last um 1,1 bis 4,4 cm unter die Wasserlinie gedrückt. In Anbetracht der Spalten, die sich durch thermische Kontraktion bei Abkühlung bilden, sowie wegen anderen Undichtigkeiten des Eises, würde die Eisfläche früher oder später unter Wasser gesetzt. Für sehr grosse Menschenmengen darf daher die Belastung höchstens so weit gehen, dass die Eisoberfläche gerade bis auf die Wasseroberfläche hinuntergedrückt wird, das heisst dass die Last durch die Eisdecke wie von einem Floss getragen wird. Die zulässige spezifische Belastung beträgt dann entsprechend dem Auftrieb von blasenfreiem Eis (spezifisches Gewicht $\gamma_e = 0,917 \text{ g/cm}^3$)

$$(8) \quad q_a = 0,83 h, \quad (q_a \text{ in kg/m}^2, h \text{ in cm}).$$

Bei 10 cm Eisdicke lässt sich für das rund 1 km^2 messende unterste Seebecken bis zur Linie Zürichhorn-Strandbad Enge eine zulässige Totalbelastung von 8,3 Mio kg berechnen, was einer Anzahl von 100000 bis 150000 Erwachsenen entspricht.

Schlussfolgerungen

Wollte man bei der Freigabe des Eises auf die totale Einwohnerzahl der Stadt abstellen, so müsste eine Eisdicke von rund 30 cm gefordert werden. Das hiesse aber mit den Verordnungen zu weit gehen. Wegen der grossen Kälte bei der Eröffnung der Zürcher Seegröbri 1963, wo nebenbei bemerkt die Eismächtigkeit um 13 cm mass, sind viele Leute nur so kurze Zeit auf dem Eis geblieben, dass die Spitzenwerte der Besucherzahlen weit unter 100000 blieben (Bild 4). Dass aber Massenveranstaltungen von Zehntausenden auf beschränktem Raum gefährlich werden können, ist sowohl aus der Theorie wie aus den nassen Füessen der Eisballbesucher von 1880 zu folgern. Auch

wenn sich damals keine Katastrophe ereignete, ist es doch angezeigt, eine Wiederholung des Ereignisses zu vermeiden. Für Besucher wie für Sicherheitsorgane sind die mittleren zu wählenden Abstände am anschaulichsten. Bei 10 cm Eis ist bei lokalen Zusammenballungen von Leuten in Abständen (hexagonale Anordnung) von weniger als 1,3 bis 1,8 m mit einem Krachen des Eises zu rechnen, das Warnung bedeuten, aber kein Grund zur Panik sein soll. Zur Sicherheit sind für sehr grosse Menschenmengen bei 10 cm Eisstärke mittlere Abstände von rund 2,9 m nötig, die sich bei 30 cm dickem Eis auf 1,7 m vermindern. Nach den bestehenden Erfahrungen und Kenntnissen kann auch in Zukunft verantwortet werden, die Eisfläche bei gut 10 cm Eisdicke freizugeben, wenn das Eis von guter Qualität ist und starke Massierungen durch entsprechende Orientierung der Öffentlichkeit und geschickte Anweisungen über Lautsprecheranlagen verhindert werden.

Literaturverzeichnis

- [1] Brunk, H.: Über die Tragfähigkeit von Eisdecken. Diss. T.H. Carolo-Wilhelmina, Braunschweig, 1964.
- [2] Rihner, F.: Die Vereisung des Zürichsees in historischer Sicht. (In: Seegröbri 1963, Verlag der «Zürichsee-Zeitung», Stäfa, 1963).
- [3] Wyman, M.: Deflections of an infinite plate. Canad. J. Res. A. 38, 293-302, 1950.
- [4] Assur, A.: Traffic over frozen or crusted surfaces. Proc. of the 1st. Int. Conf. on the Mechanics of Soil-Vehicle Systems, Torino-St. Vincent, 12-16 Giugno 1961, 913-923. Edizioni Minerva Tecnica.
- [5] Meyerhof, G.G.: Bearing capacity of floating ice sheets. Proc. Am. Soc. Civ. Eng. 86, No. EM 5, 113-145, 1960; 87, No. EM 6, 161-167, 1961.
- [6] Mahrenholtz, O.: Zur Tragfähigkeit von Eisdecken. «ZAMM» 46, Sonderheft, T 170-173, 1966.
- [7] Hitch, R.D.: Flexural strength of clear lake ice. U.S. Army Snow, Ice and Permafrost Research Establishment, Technical Report 65, 1959.
- [8] Frankenstein, G.E.: Strength data on lake ice. U.S. Army Snow, Ice and Permafrost Research Establishment, Technical Report 80, 1961.
- [9] Assur, A.: Bearing capacity of floating ice sheets by G.G. Meyerhof, Discussion. Proc. Am. Soc. Civ. Eng. 87, No. EM 3, 63-66, 1961.
- [10] Nevel, D.E. and Assur, A.: Crowds on Ice. U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Technical Note, 13 May, 1965.
- [11] Hetényi, M.: Beams on an elastic foundation, Ann Arbor - Michigan Press, 1946.
- [12] Nevel, D.E.: Time dependent deflection of a floating ice sheet. U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Research Report 196, 1966.
- [13] Frankenstein, G.E.: Strength of ice sheets. Proceedings of the Conference on Ice Pressures Against Structures, Laval University, Quebec, Canada, Nov. 10-11, 1966 [im Druck].

Adresse des Verfassers: Dr. Hans Röhliberger, Abteilung für Hydrologie und Glaziologie, Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau an der ETH, Voltastrasse 24, 8044 Zürich.

Mittelfristige Schwankungen der Oberflächengeschwindigkeit des Khumbugletschers am Mount Everest

Von Fritz Müller, McGill Universität, Montreal, Kanada

Einleitung

Räumliche und zeitliche Unterschiede in der Gletscheroberflächenbewegung sind seit mehr als 100 Jahren an vielen Gletschern, besonders in gemässigten Breiten, teilweise sehr detailliert gemessen worden (Agassiz, 1847; Mercanton, 1916; Meier, 1960; und viele mehr). Aus diesen Untersuchungen ergab sich, dass Geschwindigkeitsänderungen an einem gegebenen Punkt der Gletscheroberfläche meistens nicht auf eine einzelne Ursache zurückgeführt werden können, sondern auf dem Zusammenspiel von verschiedenen Vorgängen beruhen und dass ferner je nach der Länge des Beobachtungsintervalls (Tage,

Monate oder Jahre) andere Ursachen die dominierende Rolle spielen. So können zum Beispiel die kurzfristigen Pulsationen, welche tägliche und halbtägliche Messwerte charakterisieren, nicht durch die selben Beweggründe erklärt werden wie die Änderungen der Jahresgeschwindigkeiten. Diese scheinen vorwiegend durch Massenhaushalts- und damit verknüpfte Dickenänderungen des Gesamtgletschers, oder grosser Teile davon, bedingt zu sein, während jene auf lokale, noch wenig abgeklärte Vorgänge der Gletschermechanik und eventuell der Glazialhydrologie zurückgehen. Mittelfristige, das heisst einige Tage bis Wochen dauernde Geschwindigkeits-

änderungen sind von besonderem Interesse. Sie scheinen noch deutlicher als die kurzfristigen Schwankungen mit der Wasserzirkulation im und unter dem Gletscher und - in der Folge - mit dem Gleitvorgang an der Gletschersohle verknüpft zu sein. Im Zusammenhang mit ungewöhnlich raschen Gletschervorstössen («glacier surges») und Gletscherkatastrophen hat man in neuerer Zeit dem Mechanismus des Gletschergleitens erhöhte Aufmerksamkeit geschenkt.

Obwohl die hier mitgeteilten Ergebnisse nur von vorläufiger Natur sind, dürfte dieser Beitrag zum Thema der Gletscherbewegungsschwankungen in einer Festschrift für Pro-

fessor Haefeli wohl angebracht sein, hat doch der Jubilar selber verschiedentlich zu dieser Frage Stellung genommen (Haefeli 1951, 1956, 1966, 1967). Zudem verdankt ihm der Autor die erste Anregung für diese Studie.

Der Schweizerischen Stiftung für Alpine Forschungen in Zürich gebührt herzlichster Dank für die grosszügige Unterstützung dieser Arbeit im Feld (Schweiz. Mt. Everest-Lhotse Expedition) wie auch während der Auswertung.

Physiographie des Gletschers

Der Khumbugletscher (27° 59' nördliche Breite; 86° 50' östliche Länge), auf der SW-Seite des Mount Everest gelegen, ist ein Talgletscher von 18 km Länge, im Ablationsgebiet knapp 1 km Breite und einer Fläche von 38 km² (Bild 1). Aus dem 6000 bis 8000 m ü. M. gelegenen Firnkessel des Western Cwm erreicht das Eis durch einen 700 m hohen Eisbruch das flache Ablationsgebiet, das ein Gefälle von nur 4% aufweist. Die Gleichgewichtslinie des Sommers 1956 verlief auf einer Höhe von 5600 bis 5700 m durch den untersten Teil des Eisbruches. Die 10 bis 50 m hohen, auf der Innenseite sehr steilen Seitenmoränen bezeugen eine kräftige Dickenabnahme des Gletschers während der letzten paar Jahrzehnte. Dieser Schwund hat jedoch wegen der dicken und daher schützenden Schuttdecke in der unteren Hälfte des Ablationsgebietes nicht zu einem Zungenrückgang geführt. Die kräftigste Dickenabnahme fand im mittleren Ablationsgebiet statt, wo im Sommer 1956 Ablationsbeträge bis zu 12 m gemessen wurden.

Die Oberflächenmorphologie im Ablationsgebiet ist sehr komplex (Bild 2). Eistürme mit einer Eigenhöhe bis zu 26 m wechseln mit Ablationsseen von zumeist ovaler Form. Die grössten dieser Oberflächen- und Randseen haben Abmessungen von 150 auf 200 m und eine Tiefe bis zu 20 m. Der Khumbugletscher trägt mehrere hundert dieser Seen, die sich im Mai bis zum Maximum füllen und dann oft rasch oberflächlich, intra- und anscheinend auch subglazial entleeren. Manchmal öff-

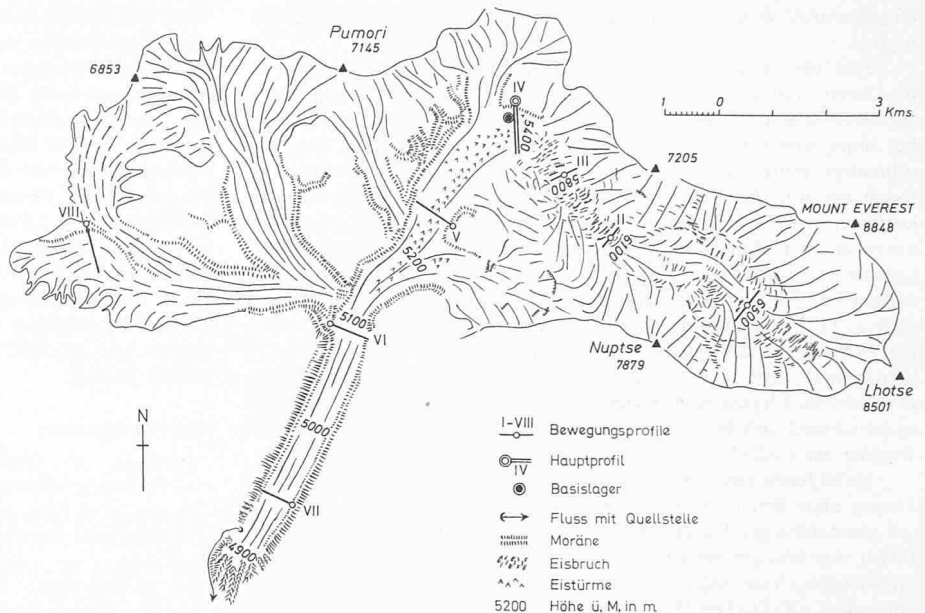


Bild 1. Die Lage der Bewegungsprofile am Khumbugletscher

öffnet der Ausbruch eines Oberflächensees eine Kettenreaktion von Überflutungen für die gletscherabwärts gelegenen Seen.

Die Geschwindigkeitsmessungen

Die Oberflächengeschwindigkeiten wurden in sieben Querprofilen gemessen (Bild 1). Nachstehend werden die am längsten und regelmässigsten beobachteten Profile IV und V besprochen. In diesen beiden Profilen wurden 15 (i.e. 9 und 6) Bambusstäbe von Basislinien an den Talflanken durch Vorwärtseinschnitte mit einem T₂-Theodoliten in 15tägigen Zeitabständen eingemessen. Die Beobachtungen begannen Mitte April 1956, kurz bevor die Schneeschmelze begann, und endeten ausgangs November, nachdem die Ablation zum Stillstand gekommen war. Leider konnten die Messungen nicht durch die verbleibenden 4½ Wintermonate fortgesetzt werden. Um die Genauigkeit der

Messungen zu erhöhen, wurde ein von Roch (1951) vorgeschlagenes Korrekturverfahren angewandt. Eine Studie der Fehler ergab, dass die Messresultate eine Genauigkeit von 5% oder besser haben.

Das Basisslagerprofil (IV) befand sich nur ungefähr 1 km vom Fuss des Eisbruches entfernt und lag daher in einem Abschnitt longitudinaler Druckspannungen. Diese erzeugen eine Geschwindigkeitsabnahme, die sich den andern Bewegungsänderungen überlagert. Von einer Messung der Verformungsgeschwindigkeit der Oberfläche in der Nähe des Stromstriches liess sich abschätzen, dass dieser Verzögerungseffekt, verglichen mit den beobachteten Geschwindigkeitsänderungen, von untergeordneter Bedeutung ist.

Von den Messwerten der neun Bambusstangen des 900 m langen Basisslagerprofils (IV) wurden unter Verwendung der Karte «Chomolongma - Mount Everest» (1:25 000) von E. Schneider und einer eigenen Messtischaufnahme die Durchflussbeträge der Gletscheroberfläche für die 16 Beobachtungsperioden berechnet und dann in Histogrammform dargestellt (Bild 3). In Bild 4 werden die entsprechenden Oberflächendurchflussdaten für das Profil V wiedergegeben.

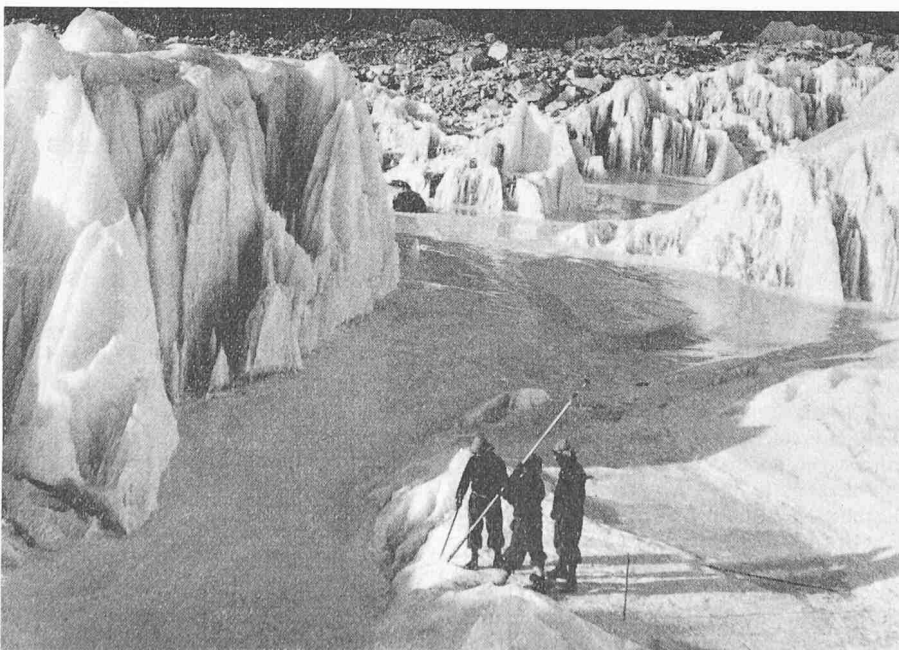
Die Ablationsdaten

Da es im Rahmen der Expedition aus praktischen Gründen unmöglich war, Abflussmessungen am Gletscherende durchzuführen, wurde – gleichzeitig mit der Bewegung – die Ablation in der Umgebung der verschiedenen Profile erfasst. Die Mittelwerte der Ablesungen an den 25 Ablationsstangen im Gebiet des Basisslagerprofils sind in Bild 3 den entsprechenden Bewegungsbeträgen gegenübergestellt. Die Ablationsdaten von 6 Messstellen im Bewegungsprofil V sind in Bild 4 wiedergegeben.

Da wir uns aber nicht für die Ablation an sich interessieren, sondern – wenigstens als eine erste Überlegung – für die Menge und die zeitliche Verteilung des anfallenden Wassers, müssen die folgenden ergänzenden Bemerkungen gemacht werden:

1. Während der Vormonsunzeit, insbesondere im Mai, erzeugte Strahlungsschmelzung

Bild 2. Oberfläche des Khumbugletschers in der Nähe des Basisslagers. Der Oberflächensee trägt eine dünne Eisschicht. Phot. F. Müller am 7. Mai 1956



im Akkumulationsgebiet bis in die 7000er Region, sowie an den Talflanken, beachtliche Mengen fließenden Wassers.

2. Der weitaus grösste Teil des während der ganzen Beobachtungsperiode gemessenen Niederschlages von 39 cm muss ziemlich gleichmässig über die Monsunzeit (1. Juni bis 15. Oktober) verteilt zur Ablationswassermenge geschlagen werden.

3. Die Speicherung des anfallenden Wassers in oberflächlichen, randlichen und wahrscheinlich auch intra- und subglazialen Reservoirs erfährt eine auffällige Änderung im Verlaufe der Jahreszeiten: wie schon erwähnt, erreicht die Speicherung in oberflächlichen und randlichen Seen im Monat Mai ein Maximum. Berichte über ungewöhnliche Abflusszunahmen in Gletscherbächen im Juni und Juli, die durch Ausbrüche von intra- und subglazialen Wasserstuben erklärt werden, verdienen ernsthaft überprüft zu werden.

Zusammenfassend muss festgestellt werden, dass die zeitliche Verteilungskurve des anfallenden Wassers nur wenig von derjenigen der Ablation abweichen dürfte, und dass daher der ungefähr zweimonatige Zeitabstand zwischen dem Maximum der Oberflächengeschwindigkeit und demjenigen des Abflusses (cf. Bilder 3 und 4) als das wichtigste Faktum dieses Beobachtungsmaterials gelten muss und womöglich erklärt werden sollte.

Diskussion

Die Oberflächengeschwindigkeiten des Khumbugletschers sind recht gering: nur wenige der gemessenen Punkte haben eine Jahresgeschwindigkeit von mehr als 50 m; diese Inaktivität des Gletschers muss durch die geringen Niederschläge in diesem nahezu ariden Gebiet erklärt werden.

Das auffälligste Merkmal der Änderungen der Oberflächengeschwindigkeiten ist deren starke Erhöhung im Mai (Bilder 3 und 4). In Tabelle I werden die im Mai beobachteten Geschwindigkeiten mit denjenigen der übrigen Beobachtungszeit verglichen. Im Basislagerprofil beträgt die Erhöhung im Durchschnitt etwas mehr als 50%, wobei auffällt, dass die auf der Aussenseite der dortigen Umbiegung des Gletschers gelegenen Punkte eine grössere Geschwindigkeitserhöhung (Maximum: 108%) erfuhren als die auf der Innenseite gelegenen (Minimum: 26%). Als mögliche Erklärung dieser *Asymmetrie der Bewegungszunahme* soll erwähnt werden, dass die Gletscheroberfläche auf der Aussenseite der Umbiegung rund 40 m tiefer liegt als auf der Innenseite, und dass, obwohl keine Dickenmessungen vorliegen, anzunehmen ist, dass der Höhenunterschied zwischen den beiden Seiten des Gletschers am Untergrund noch ausgeprägter ist. Die subglaziale Entwässerung würde daher die orographisch rechte, das heisst die stärker beschleunigte Gletscherseite bevorzugen. Obwohl obige Bemerkungen nicht einen hieb- und stichfesten Beweis konstituieren, dürfen sie immerhin als deutlicher Hinweis auf die Existenz und die Wirkungsweise einer subglazialen Entwässerung gewertet werden. Eine ähnliche Asymmetrie der sommerlichen Bewegungszunahme wurde von *Ostenson et al.* (1965, p. 654) am Gulkana-Gletscher in Alaska beobachtet.

Im Profil V, 2,5 km gletscherabwärts vom Basislagerprofil, betrug die Geschwindigkeits-

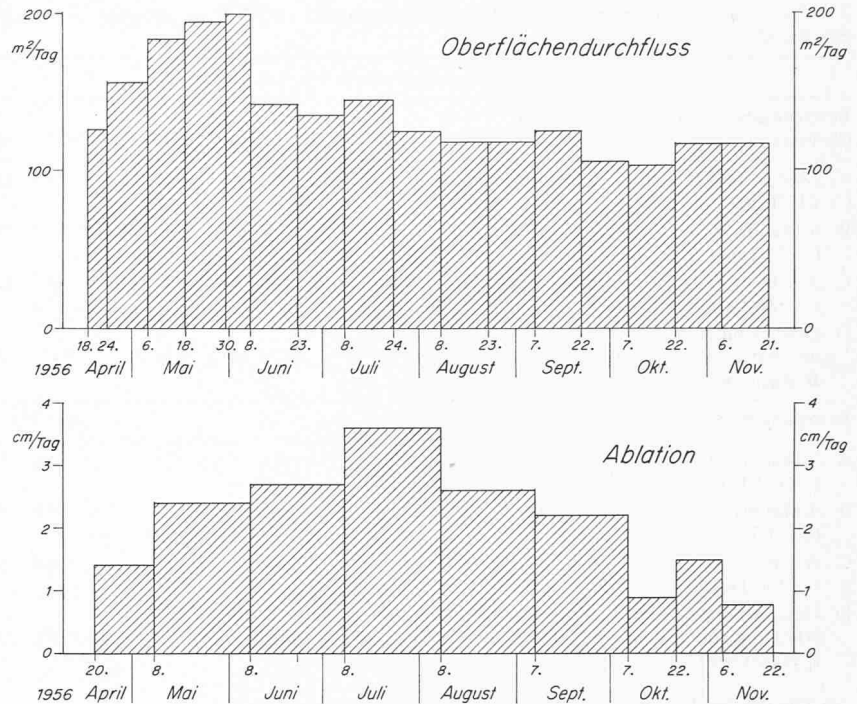


Bild 3. Gegenüberstellung von Oberflächendurchflussgeschwindigkeit und Ablation (diese als Mittelwert von je 25 Messungen) im Bewegungsprofil IV (Basislager)

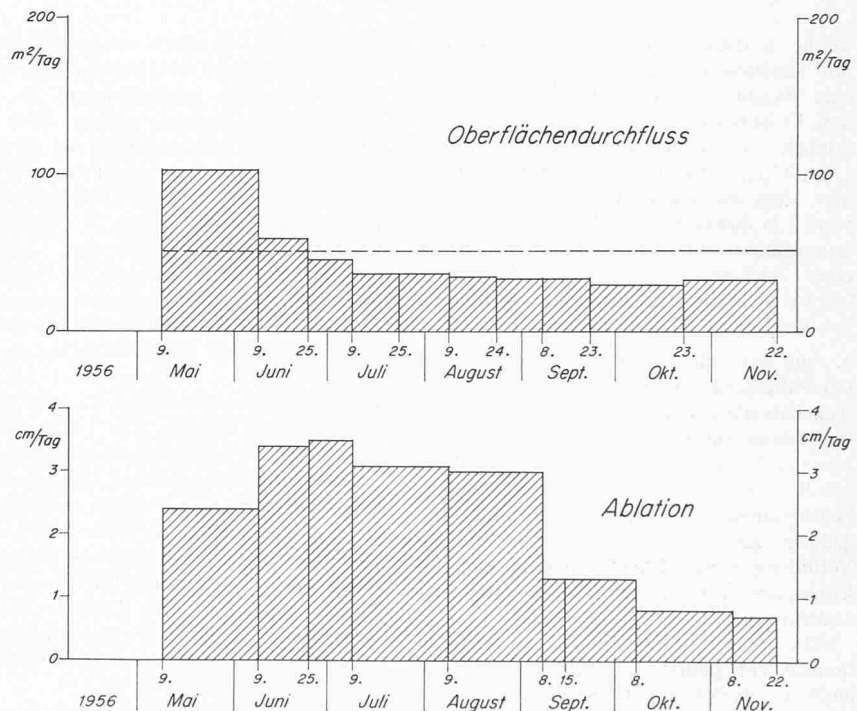


Bild 4. Gegenüberstellung von Oberflächendurchflussgeschwindigkeit und Ablation (diese als Mittelwert von je 6 Messungen) im Bewegungsprofil V

erhöhung im Mai gegenüber der restlichen Beobachtungsperiode mehr als 100% (Tabelle I). Diese *relative Zunahme der Geschwindigkeitserhöhung von der Firmlinie gegen das Gletscherende* wurde auch von *Elliston* (1963, p. 65) am Gornergletscher und von *Paterson* (1964, p. 280) am Athabasca-Gletscher festgestellt. Auch diese Beobachtung dürfte als ein Hinweis auf subglaziale Wasser oberflächlicher Herkunft gelten, denn die anfallende Wassermenge nimmt sicherlich kumulativ zu, je weiter wir uns gletscherabwärts bewegen.

Bevor wir jedoch subglaziales Abfließen von Schmelzwassern und Regen im Einzugs-

gebiet des Khumbu-Gletschers als die entscheidende Ursache für die sommerlichen Geschwindigkeitsänderungen ansprechen dürfen, müssen noch einige Gegenargumente entkräftet werden:

1. Die Möglichkeit, die beobachtete Geschwindigkeitserhöhung im Mai einer kinematischen Welle zuzuschreiben, darf wegen der auffälligen Gleichzeitigkeit der Geschwindigkeitsänderungen in den verschiedenen Profilen (speziell derjenigen vom 8., bzw. 9. Juni) als unwahrscheinlich angesehen werden.

2. Angenommen, dass beträchtliche Wassermassen von oberhalb der Schneegrenze zufließen, könnte sich das früher erwähnte

Tabelle 1. Erhöhung der Oberflächengeschwindigkeit im Mai gegenüber der restlichen Beobachtungszeit.

		Mittlere Horizontalbewegung pro Tag, in cm										
Bewegungsprofil IV (Basislager)		A ₁	A ₂	A ₃	A ₄	A ₅	A ₆	A ₇	A ₈	A ₉	M **)	O *)
A	18. Apr. bis 21. Nov. (= 217 Tage)	10,6	16,0	18,9	19,3	18,4	18,1	15,1	16,1	11,7	15,8	137
B	6. Mai bis 8. Juni (= 33 Tage)	17,6	25,3	27,9	27,6	25,8	24,7	20,2	19,3	14,8	22,6	198
C	A - B (= 184 Tage)	8,5	14,4	17,3	17,8	17,1	17,0	14,0	15,3	11,0	14,7	126
D	Geschwindigkeits-erhöhung von B gegenüber C	108 %	76 %	61 %	55 %	51 %	46 %	44 %	26 %	35 %	54 %	57 %
Bewegungsprofil V		E ₁	E ₂	E ₃	E ₄	E ₅	E ₆	M ***)				
A	9. Mai bis 22. Nov. (= 197 Tage)	7,5	8,3	9,0	8,2	7,7	5,4	7,6 55				
B	9. Mai bis 9. Juni (= 31 Tage)	14,0	14,9	15,5	14,9	13,8	9,6	13,8 98				
C	A - B (= 166 Tage)	6,4	7,1	7,6	7,0	6,5	4,6	6,5 47				
D	Geschwindigkeits-erhöhung von B gegenüber C	118 %	110 %	104 %	113 %	112 %	108 %	111 % 110 %				

*) Oberflächendurchfluss pro Tag in m²

***) Mittelwert A₁ bis A₉ ***) Mittelwert E₁ bis E₆

rasche Auffüllen der vielen oberflächlichen und randlichen Seen im gleichen Sinne wie eine Dickenzunahme des Gletschers auswirken. Es ist bekannt, dass Gletscher sehr empfindlich auf Dickenänderungen reagieren (Nye, 1952, p. 84). Eine grobe Schätzung ergibt, dass die Wassermasse der Seen einer rund 2 m dicken Schicht über die ganze Ablationsfläche entsprechen mag, das heisst einer höchstens 1%igen Dickenzunahme, woraus sich eine Geschwindigkeitserhöhung von weniger als 5% errechnen lässt.

3. Auf der selben Überlegung aufbauend kann abgeschätzt werden, dass die Gletscherdickenabnahme durch die Eisablation, die in der oberen Hälfte des Ablationsgebietes im Mittel 2,2 m erreichen dürfte, nur einen kleinen Bruchteil der beobachteten Geschwindigkeitsabnahme während des Monsuns begründen könnte. Zudem wäre die zeitliche Verteilung dieses Effektes anders als diejenige der beobachteten Geschwindigkeitsänderungen.

Die obigen Feststellungen zusammenfassend, darf gesagt werden, dass die möglichen Änderungen des Überlagerungsdruckes die beobachteten Bewegungsschwankungen nicht direkt erklären können. Daher muss die glazialhydrologische Erklärungsmöglichkeit weiter verfolgt werden.

Schon Drygalski und Machatschek (1942, p. 110), Odell (1945, p. 275), und in neuerer Zeit Elliston (1963, p. 66), Müller (1963, p. 71), Pillewizer (1964, p. 252), Paterson (1964, p. 281), Friese-Greene und Pert (1965, p. 74) und allerneuestens Haefeli (1967, Pillewizer und Voigt (1967) und Röhlisberger und Aellen (1967) haben glazialhydrologische Änderungen auf, im und unter dem Gletscher mit Schwankungen der Gleitkomponente und damit der Oberflächengeschwindigkeit verknüpft. Die Theorie von Weertman (1957, 1962, 1964, 1966) über das Gletschergleiten nimmt eine mehr oder weniger gleichmässige, dünne Wasserschicht am Untergrund des

Gletschers an, die durch den geothermischen Wärmezufuss und die Umwandlung mechanischer Energie, gewissermassen in einem geschlossenen System, erzeugt wird. Die Theorie befasst sich eingehend mit der Dicke und der Fließgeschwindigkeit dieser Wasserschicht, die sich langsam talwärts bewegt. Der Antrieb erfolgt durch den hydrostatischen Druckgradienten, der ungefähr $\rho \times g \times \alpha$ beträgt, wobei ρ die Dichte des Eises, g die Gravitationsbeschleunigung und α das Gletscheroberflächengefälle bedeutet (für eine genauere Bestimmung müsste auch das Gefälle des Gletscherbettes und der Dichteunterschied zwischen Eis und Wasser berücksichtigt werden). Die Fließgeschwindigkeit und die Dicke der Wasserschicht soll direkt proportional sein zur longitudinalen Distanz zwischen den Eintrittsstellen von Oberflächenwassern, die durch Gletschermühlen oder randliche Eingänge die «quasi-stagnierende», subglaziale Wasserschicht erreichen. Lliboutry (1964, 1968) befürwortet ausgedehnte subglaziale Hohlrumbaue und das Vorhandensein eines subglazialen hydraulischen Systems.

Leider ist aber das vorhandene Beobachtungsmaterial noch ungenügend, um die folgenden einfachen Fragen zu beantworten:

1. Wie oft erreichen Oberflächenwasser den Untergrund, oder, mit andern Worten, wie viele echte Gletschermühlen gibt es? Sind diese auf die randlichen und unteren Gletscherpartien beschränkt oder existieren sie auch in den dicksten Gletscherteilen?
2. Sind die von der Oberfläche eintretenden Wassermassen in der Lage, am Untergrund ein durchgehendes System von freien Abflusskanälen zu schaffen und offen zu halten, oder wird zumindest ein Teil davon wenigstens stellenweise – zum Beispiel auf der Luvseite von Hindernissen – in Weertmans Wasserschicht injiziert und vice versa?

Vorläufig können nur einige Vermutungen und qualitative Überlegungen angestellt wer-

den: Die am Khumbu- und andern Gletschern beobachteten grossen Bewegungszunahmen über das ganze Ablationsgebiet zur Zeit der Schneeschmelze deuten darauf hin, dass viele, über den ganzen Ablationsbereich verstreute Kontakte zwischen den Oberflächenwassern und dem Untergrund bestehen. Ferner scheint, dass sich die subglazialen Abflusskanäle offenbar während der kalten Jahreszeit, das heisst wenn kein Oberflächenwasser fliesst, teilweise oder völlig schliessen. Haefeli (1967) berechnete, dass sich in temperierten Gletschern kreisförmige Kanäle, die mehr als 150 m unter der Oberfläche liegen, während der Wintermonate bis auf eine kleine Öffnung schliessen, wenn sie nicht wasser-gefüllt sind. Die für die Wiedereröffnung der Kanäle nötige Energie dürfte von verschiedenen Quellen stammen:

1. eine lokale Zunahme des Überlagerungsdruckes um mindestens 10% (Wassersäule anstelle eines teilweise mit Schnee und Eis gefüllten Hohlräumens in den obersten etwa 150 m) bis 20% und mehr, falls sich ein oberflächlicher See über dem Eingang entwickelt, wie dies am Khumbugletscher im Mai an vielen Stellen beobachtet wurde;
2. aufgespeicherte Wärme des Schmelzwassers, wenn es sich – besonders in randlichen Seen – auf über 0° C erwärmt (Maag [1968] hat selbst in hocharktischen glazialen Randseen mittlere Temperaturen bis zu + 2° C gemessen);
3. Umwandlungswärme von potentieller Energie des einmal fließenden Wassers; diese berechnet sich aus dem Produkt von Gefälle und Durchflussmenge.

Der hydrostatische Druck in den sich öffnenden Kanälen dürfte sein Maximum unmittelbar vor dem eigentlichen «Durchbruch» erreichen, was denn auch das «vorzeitige» Bewegungsmaximum im Mai erklären würde. Nach Abschluss der Öffnungsphase treten die zweit- und dritt-genannten Energiequellen in den Vordergrund, das heisst die Kanäle werden vorwiegend durch Schmelzung erweitert, wodurch das Abflussvolumen weiter vergrössert wird, ohne gleichzeitig eine erhöhte Gleitgeschwindigkeit zu bedingen. Die Gleitgeschwindigkeit mag in diesem Stadium trotz der hohen Abflussmengen auf normal abfallen, bis eine plötzliche Ablationszunahme oder starke Regenfälle das Volumen des anfallenden Wassers so sehr steigern, dass ein erneutes Aufstauen in den Zuleitungs-kanälen den hydrostatischen Druck wiederum erhöht, wodurch eine temporäre Steigerung der Gleitgeschwindigkeit erzwungen würde.

Auch die tageszeitlichen Bewegungsschwankungen, wie sie von Battle (1951), Meier (1960), Oelsner (1967) und andern erwähnt wurden, dürften sich in ähnlicher Weise durch die täglichen Fluktuationen des Wasserspiegels im Gletscher erklären lassen, was denn bedeuten würde, dass die dünne «Schmierwasserschicht» sehr empfindlich und kurzfristig auf Änderungen im lokalisierten subglazialen Entwässerungsnetz reagieren kann.

Abschliessend soll darauf hingewiesen werden, dass vermehrte Feldbeobachtungen über die zeitlichen und örtlichen Schwankungen des Wasserspiegels im Gletscher wesentlich zur weiteren Erklärung der mittel- und kurzfristigen Bewegungsschwankungen beitragen dürften.

Zusammenfassung

Die Oberflächenbewegung und die Ablation am Khumbugletscher wurden in vierzehntägigen Zeitabständen während rund acht Monaten gemessen. Das Bewegungsmaximum eilt dem Ablationsextremum mehr als einen Monat voraus. Es zeigt sich, dass nicht die anfallende Wassermenge an sich, sondern die Abflusskapazität des subglazialen Entwässerungsnetzes entscheidend ist. Wenn die Kanäle geschlossen oder zu eng sind, steigt der «Grundwasserspiegel» im Gletscher, und damit der hydrostatische Druck, so dass temporär Wasser in die dünne «Schmierwasserschicht» am Eis-Fels-Kontakt injiziert werden kann, wodurch die Gleitkomponente der Gletscherbewegung erhöht wird.

Literaturangaben

Agassiz, L., 1947: Système glaciare ou recherches sur les glaciers. Part I: Nouvelles études et expériences sur les glaciers actuels. V. Masson, Paris.

Battle, W.R.B., 1951: Glacier movement in North-East Greenland, 1949. «Journal of Glaciology», Vol. 1, No. 10, p. 559–563.

Drygalski, E. v. und Machatschek, F., 1942: Gletscherkunde. Enzyklopädie der Erdkunde, Franz Deuticke, Wien, 261 p.

Elliston, G.R., 1963: In Diskussion des Colloque d'Obergurgl. «Bulletin de l'Association Internationale d'Hydrologie Scientifique», Vol. 8, No. 2, p. 65–66.

Friese-Greene, T.W. und Pert, G.J., 1965: Velocity fluctuations of the Bersaekerbrae, East Greenland. «Journal of Glaciology», Vol. 3, No. 41, p. 739–747.

Haefeli, R., 1951: Some observations on glacier flow. «Journal of Glaciology», Vol. 1, No. 9, p. 496–500. —, 1966: Some notes on glacier mapping and ice movement. «Canadian Journal of Earth Sciences», Vol. 3, No. 6, p. 863–876. p. 496–500. —, 1956: Gletscherschwankung und Gletscherbewegung. «Schweiz. Bauzeitung», 73. Jahrgang, Nr. 42 u. 44; 74. Jahrgang, Nr. 44. —, 1966: Some notes on glacier mapping and ice movement. «Canadian Journal of Earth Sciences», Vol. 3, No. 6, p. 863–876. —, 1967: Changes in the behaviour of the Unteraar Glacier in the last 125 years. Vortrag gehalten am I.U.G.G. Kongress in Bern, Extended Summary, 3 p.

Lliboutry, L., 1964: Sub-glacial 'Supercavitation' as a cause of the rapid advances of glaciers. «Nature», Vol. 202, No. 4927, p. 77. —, 1968: General theory of subglacial cavitation and sliding of temperate glaciers. «Journal of Glaciology», Vol. 7, No. 49, p. 21–58.

Maag, H., 1968: Ice-dammed lakes and marginal glacial drainage. Axel Heiberg Island Research Reports, «Geomorphology», No. 1, McGill University, Montreal, rund 180 p. (im Druck).

Meier, M.F., 1960: Mode of flow of Saskatchewan Glacier, Alberta, Canada. U.S. Geological Survey, Professional Paper 351, 70 p. und Karten.

Mercanton, P.-L., 1916: Vermessungen am Rhonegletscher. Neue Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, Bd. 52, 190 p. und Karten.

Müller, F., 1963: Surveying of glacier movement and mass changes. In Müller et al., Preliminary Report 1961–1962, Axel Heiberg Island Research Reports, McGill University, Montreal, p. 65–80.

Nye, J.F., 1952: The mechanics of glacier flow. «Journal of Glaciology», Vol. 2, No. 12, p. 82–93.

Odell, N.E., 1945: Recent glaciological work – a review. «Polar Record», Vol. 4, p. 272–276.

Oelsner, Chr., 1967: Seismoakustische Untersuchungen auf dem Mittleren Lovengletscher. Geodätische und Geophysikalische Veröffentlichungen der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Reihe III, Heft 9, p. 117–125.

Ostenso, N.A., Sellmann, P.V., und Péwé, T.L., 1965: The bottom topography of Gulkana Glacier, Alaska Range, Alaska. «Journal of Glaciology», Vol. 5, No. 41, p. 651–660.

Paterson, W.S.B., 1964: Variations in velocity of Athabasca Glacier with time. «Journal of Glaciology», Vol. 5, No. 39, p. 277–285.

Pillewizer, W., 1964: Bewegungsstudien an einem arktischen Gletscher. «Polarforschung», Band V, Jahrgang 34, Heft 1/2, p. 247–253.

Pillewizer, W. und Voigt, U., 1967: Block movement of glaciers. I.U.G.G. Kongress in Bern, Extended Summary, 4 p.

Roch, A., 1951: Messung der Oberflächenbewegung von Gletschern. «Berge der Welt», Band 1951, p. 153–168.

Röthlisberger, H. und Aellen, M., 1967: Annual and monthly velocity variations on Aletschgletscher. Vortrag gehalten am I.U.G.G. Kongress in Bern, Extended Summary, 2 p.

Weertman, J., 1957: On the sliding of glaciers. «Journal of Glaciology», Vol. 3, No. 21, p. 33–38 —, 1962: Catastrophic glacier advances. Colloque d'Obergurgl, U.I.G.G., A.I.H.S. Publication No. 58, p. 31–39. —, 1964: The theory of glacier sliding. «Journal of Glaciology», Vol. 5, No. 39, p. 287–393. —, 1966: Effect of a basal water layer on the dimensions of ice sheets. «Journal of Glaciology», Vol. 6, No. 44, p. 191–207.

Adresse des Verfassers: Prof. Dr. F. Müller, McGill University, Montreal, P. Q., Kanada.

Aufsätze von Robert Haefeli in der Schweiz. Bauzeitung

- 1934, Bd. 103, S. 171 u. 185: Beitrag zur Untersuchung des physikalischen und statischen Verhaltens kohärenter Bodenarten (mit H. E. Gruner)
- 1937, Bd. 109, S. 15: Druckbeanspruchte Gleitfugen (mit F. Bolliger und W. Humm)
- 1937, Bd. 110, S. 87: Tätigkeitsbericht 1934 bis 1937 der Schweiz. Kommission für Schnee- und Lawinenforschung.
- 1938, Bd. 111, S. 164: Das Institut für Erdbauforschung an der ETH (mit E. Meyer-Peter und A. von Moos)
- 1938, Bd. 111, S. 199: Von der Tätigkeit der Station Weissfluhjoch.
- 1938, Bd. 111, S. 299 u. 321: Mechanische Eigenschaften von Lockergesteinen
- 1938, Bd. 112, S. 133: Drei Lockergesteine und ihre technischen Probleme (mit A. von Moos)
- 1939, Bd. 113, S. 66: Baugrunduntersuchungen für die Zürichsee-Schwebebahn der Landi (mit E. Meyer-Peter)
- 1939, Bd. 113, S. 312: Über die Tätigkeit der Station Weissfluhjoch
- 1940, Bd. 115, S. 212: Neue bodenmechanische Forschungen
- 1942, Bd. 119, S. 310: Neubau für das Forschungsinstitut auf dem Weissfluhjoch
- 1944, Bd. 123, S. 13, 40 u. 49: Erdbaumechanische Probleme im Lichte der Schneeforschung
- 1944, Bd. 123, S. 267, 286 u. 295: Setzungen infolge Senkung, Schwankung und Strömung des Grundwassers (mit W. Schaad)
- 1944, Bd. 124, S. 59: Vom Kurs «Sol et Fondations» der E.I.L. (mit A. von Moos)
- 1944, Bd. 124, S. 256 u. 267: Zur Erd- und Kriechdruck-Theorie (Umbau des Castieler-Viaduktes)
- 1946, Bd. 128, S. 51, 65 u. 81: Der Triaxialapparat (mit Ch. Schaerer)
- 1947, 65. Jg., S. 7, 20 u. 35: Umbau der Landquartbrücke der Rh. Bahn in Klosters (mit W. Schaad)
- 1947, 65. Jg., S. 216, 223 u. 235: Elektrokinetische Erscheinungen und ihre Anwendung in der Bodenmechanik (mit W. Schaad)
- 1948, 66. Jg., S. 417: Zweite internat. Konferenz über Bodenmechanik und Grundbau, Rotterdam 1948

- 1948, 66. Jg., S. 477 u. 489: Beobachtungen im Firn- und Ablationsgebiet des grossen Aletschgletschers
- 1951, 69. Jg., S. 209: Modellversuche über räumliche Grundwasserströmungen
- 1951, 69. Jg., S. 497: Eine leichte Rammsonde für geotechnische Untersuchungen (mit G. Amberg und A. von Moos)
- 1952, 70. Jg., S. 504: Glaziologische Beobachtungen am grossen Aletschgletscher (mit P. Kasser)
- 1953, 71. Jg., S. 105: Die Erdbauabteilung der VAWE (mit A. von Moos)
- 1955, 73. Jg., S. 626 u. 693: Gletscherschwankung und Gletscherbewegung
- 1959, 77. Jg., S. 463: Die internat. glaziologische Grönlandexpedition 1957 bis 1960
- 1961, 79. Jg., S. 443, 468 u. 668: Neuere Erkenntnisse über das Verhalten von Pfählen und die Praxis der Pfahlfundation
- 1964, 82. Jg., S. 279: Neue Wege zur Behandlung schiefer Türme
- 1965, 83. Jg., S. 112: Steifeziffer und Setzungsanalyse
- 1965, 83. Jg., S. 930: Untergrundverhältnisse und Fundationsprobleme des Hochhauses «Zur Palme» in Zürich
- 1966, 84. Jg., S. 757: Bodenverhältnisse, Setzungsmessungen und Setzungsprognose beim Hochhaus Sulzer in Winterthur
- 1967, 85. Jg., S. 1 u. 21: Kriechen und progressiver Bruch in Schnee, Boden, Fels und Eis

Wettbewerbe

Universitäts-Kinderklinik (Inselspital) in Bern (SBZ 1967, H. 27, S. 527). Im Entscheid über den Projektwettbewerb hatte das Preisgericht der Baudirektion des Kantons Bern beantragt, die Verfasser der vier besten Entwürfe zu einer Überarbeitung einzuladen. In der Folge sah sich die Wettbewerbskommission des SIA veranlasst, einen Untersuchungsausschuss zur Klärung einiger Umstände einzusetzen, welche mit gewissen Bestimmungen der Wettbewerbsgrundsätze (SIA-Norm Nr. 152) im Widerspruch zu stehen schienen. Den Bericht und die Anträge des Ausschusses