

RHONEGLETSCHER 1850: EISMECHANISCHE UEBERLEGUNGEN ZU EINEM  
HISTORISCHEN GLETSCHERSTAND

W. Haeberli, Zürich, und J. Schweizer, Frauenfeld

Zusammenfassung

Der historische Maximalstand des Rhonegletschers wird hinsichtlich der grossräumigen Verteilung der basalen Schubspannungen untersucht. Es stellt sich dabei heraus, dass im Längsprofil gemittelte Spannungswerte in der Steilzone des Eisfalls deutlich höher sind als in den flachen Partien des stark gestuften Gletschers. Die üblichen Fliess- und Gleitgesetze für temperierte Gletscher wie auch ein Modell mit finiten Elementen bestätigen die Plausibilität der Neigungsabhängigkeit der Spannung. Das Verständnis dieses Resultats wird erleichtert, wenn man im Eis-Fliessgesetz die Spannung und nicht die klimatisch und topographisch beeinflusste Verformungsgeschwindigkeit als abhängige Variable wählt und damit eine dem deformationsgesteuerten Kriechversuch im Labor entsprechende Be- trachtungsweise anwendet.

Summary

The Little Ice Age maximum of the Rhone glacier is examined with respect to the large-scale distribution of basal shear stresses. Stresses averaged longitudinally are considerably higher in the steep ice fall than in the adjacent flatter parts of the glacier. Commonly-used flow and sliding laws for glaciers, and also a finite element model, confirm that the slope-dependence of basal shear stresses is plausible. This result is more easily understood, if the shear stress and not the topographically and climatically-influenced strain rate is chosen as the dependent variable in the ice flow law. This view adopts the principle used in laboratory experiments on strain rate controlled creep.

Seit dem Beginn der experimentellen Gletscherforschung (Agassiz 1847) ist es eine wichtige Aufgabe der Gletscherforschung, die Charakteristiken zeitlich zurückliegender Gletscherstände zu beschreiben und damit die Gletscher- und Klimgeschichte zu erhellen. Der Hochstand des Rhonegletschers im vergangenen Jahrhundert (hier kurz als "1850" bezeichnet) ist dadurch besonders berühmt geworden, dass er kartographisch vorbildlich erfasst wurde und damit am Anfang der modernen Gletschervermessung und -beobachtung steht. Im Vorwort zum Rhonegletscherwerk von Mercanton (1916), das einen historischen Markstein in der Gletscherforschung darstellt, schreibt Albert Heim den weitblickenden und in seiner Aktualität nach wie vor eindrücklichen Satz:

Für die Menschheit, die darauf angewiesen ist, die Gaben der Natur verständig zu benützen, gewinnt die Erforschung aller ihrer Erscheinungen und damit im besonderen auch der Erscheinungen im Lebenshaushalte des Gletschers immer mehr Bedeutung; denn auch hier ist die wissenschaftliche Erkenntnis die Grundlage der Zukunft.

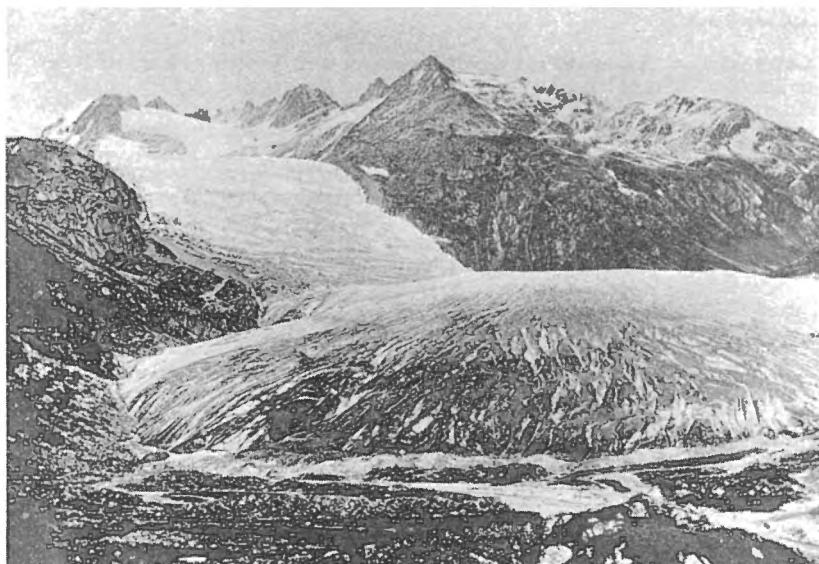


Fig. 1: Der Rhonegletscher im August 1849. Aus Mercanton (1916).

The Rhone glacier in August 1849. From Mercanton (1916).

Im Sinne eines bescheidenen Beitrags zu diesem hohen Ziel konzentrieren sich die nachstehenden Ausführungen auf die Frage der grossräumigen Spannungsverteilung im Längsprofil des stark gestuften Rhonegletschers von "1850". Bei solchen palaeoglaziologischen Betrachtungen können naturgemäß keine gezielten Messungen oder Experimente mehr nachgeholt werden, um das beschränkte Datenmaterial zu ergänzen. Es müssen deshalb einfache Ansätze genügen. Auch diese einfachen Ansätze werfen jedoch in interessanter Weise Licht auf einen grundsätzlichen Aspekt des Gletscherfliessens und zeigen damit, dass das vor rund einem Jahrhundert gesammelte Material nach wie vor grossen wissenschaftlichen Wert besitzt.

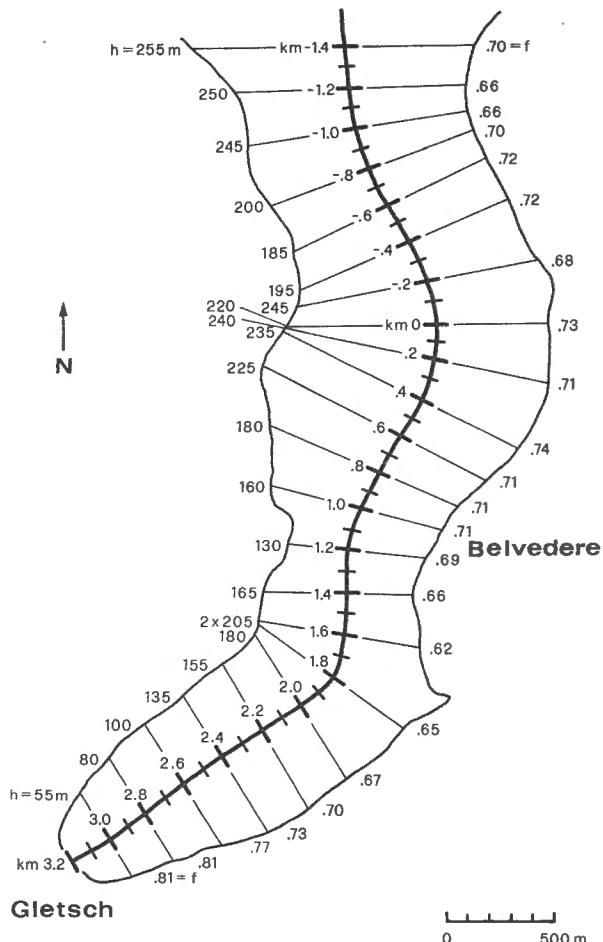


Fig. 2: Rekonstruierte Geometrie des Rhonegletschers von "1850". Zahlen entlang der zentralen Fliesslinie geben die Horizontaldistanz in km, am orographisch rechten Gletscherrand sind die lokalen Eismächtigkeiten entlang der zentralen Fliesslinie und am linken Gletscherrand die Formfaktoren für die entsprechenden Querprofile angegeben.

Reconstructed geometry of the Rhone glacier at its Little Ice Age maximum. Numbers along the central flowline indicate horizontal distances in km; at the glacier margins, local ice thickness at the centre-line (orographic right side) and shape factors for the corresponding cross profiles (orographic left side) are given.

## Berechnungen

Die Besonderheit der Situation am Rhonegletscher von "1850" liegt darin, dass sowohl das Bett wie die Oberfläche einer Gletscherzungue mit markanter Steilstufe gut definiert sind. Die Topographie des Gletscherbetts in spaltenreichen Steilzonen kann nämlich auf existierenden Gletschern infolge logistischer Schwierigkeiten kaum sinnvoll ermittelt werden und die Geometrie der Gletscheroberfläche ist bei inzwischen verschwundenen Gletschern meist nicht präzise dokumentiert. Aufgrund der zwischen 1874 und 1882 im Maßstab 1:25 000 aufgenommenen Karte des Rhonegletschers und seines Vorfeldes (Mercanton 1916) sowie der Spuren im Gelände kann der Maximalstand des 19. Jahrhunderts rekonstruiert werden (Fig. 1 und 2, der Gletscher ist im 17. Jahrhundert noch etwas länger gewesen, Kasser 1971). Aus der rekonstruierten Gletscheroberfläche und dem durch den markanten Gletscherschwund im 20. Jahrhundert exponierten, resp. im vergletscherten Gebiet seismisch und elektromagnetisch sondierten Gletscherbett (Jost 1936, Wächter 1981) errechnet sich die basale Schubspannung entlang der zentralen Fliesslinie:

$$\bar{\tau} = \bar{f} \rho g \bar{h} \sin \bar{\alpha} \quad (1)$$

( $f$  = Formfaktor für parabelförmigen Querschnitt nach Paterson 1981,  $\rho$  = Eisdichte,  $g$  = Erdbeschleunigung,  $h$  = Eismächtigkeit,  $\alpha$  = Oberflächenneigung). Ueberstrichene Werte sind über eine Referenzdistanz  $d$  gemittelt, die üblicherweise im Bereich zwischen  $1h < d < 20h$  gewählt wird. Fig. 3 zeigt die im stark gestuften Zungenbereich berechneten Schubspannungswerte für verschiedene Referenzdistanzen  $d$ . Auch wenn man weiträumig mittelt, bleiben die berechneten Spannungswerte im Eisfall beim Belvedere hoch. Ein linear oder exponentiell gewichtetes Gleitendes Mittel (vgl. Kamb and Echelmeyer 1986) würde nichts daran ändern, dass die Schubspannungen in der Steilstufe wesentlich höher sind als in den flachen Zonen. Dies steht in Widerspruch zur Annahme, dass die basale Schubspannung in Gletschern generell bei etwa 1 bar (100 kPa) liege (Paterson 1981) und eine Art "Naturkonstante" (Plastizitätsgrenze des Eises) darstelle. Es fragt sich demnach, ob die berechnete Spannungsvariabilität reell ist.

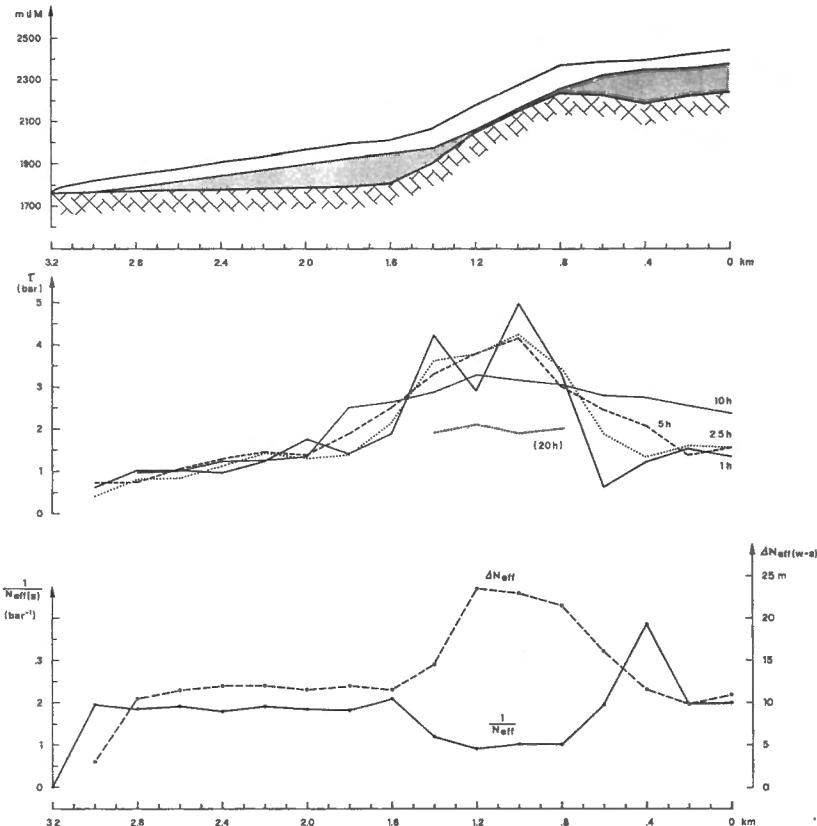


Fig. 3: Längsprofil der Rhonegletscherzung von "1850" entlang der zentralen Fliesslinie mit (oben:) berechnetem Piezometerniveau und Zone potentiell wassergefüllter Kanäle (gerastert), (mitte:) basalen Schubspannungen berechnet über verschiedene Referenzdistanzen (Mehrfaeche der lokalen Eismächtigkeit h) und (unten:) reziproker Wert der effektiven Normalspannung am Gletscherbett ( $1/N_{\text{eff}}$ , Sommer) sowie der Differenz zwischen den berechneten Piezometerniveaus im Winter und im Sommer (die Berechnungen geben im Winter einen höheren Wasserdruk als im Sommer).

Longitudinal profile of the tongue of Rhone glacier during its Little Ice Age maximum along the central flowline with (top:) calculated hydraulic grade line and zone of potentially water-filled channels (screen), (middle:) basal shear stresses calculated over various reference distances (multiples of the local ice thickness h), and (bottom:) reciprocal of the effective normal stress at the glacier bed ( $1/N_{\text{eff}}$ , summer), and the difference in position of calculated hydraulic grade line in winter and summer (the calculation gives higher water pressures in winter than in summer).

Um diese Frage zu prüfen, kann die Fliessgeschwindigkeit an der Gletscheroberfläche ( $u_s$ ) herangezogen werden. Sie setzt sich bei einem temperierten Gletscher aus einer Deformations- ( $u_d$ ) und einer Gleitkomponente ( $u_b$ ) zusammen:

$$u_s = u_d + u_b = \frac{2A}{n+1} \tau^n h + B \frac{\tau^m}{N_{eff}^p} \quad (2)$$

$$N_{eff} = P_i - P_w, \quad h = \frac{\tau}{f \rho g \sin \alpha} \quad (3)$$

( $A$ ,  $B$ ,  $m$ ,  $n$ ,  $p$  = Parameter der meistbenützten Eisfliess- und Gleitgesetze in ihrer einfachsten Form,  $N_{eff}$ ,  $P_i$ ,  $P_w$  = effektive Normalspannung, Eisdruck und Wasserdruck am Gletscherbett). In Steilzonen ist  $u_s$  erhöht. Dies ist nicht nur durch die Rhonegletschervermessung frühzeitig belegt worden (Mercanton 1916), es ist in der Natur auch dadurch augenfällig, dass sich bei Neigungszunahme an der Gletscheroberfläche Spalten bilden (extending flow), die sich erst wieder bei Neigungsabnahme schliessen (compressing flow).

Wäre die Zu- und Abnahme von  $u_s$  beim Uebergang von flachen (Index f) zu steilen (Index s) und von steilen zu flachen Gletscherpartien ausschliesslich durch die Eisdeformation bestimmt,

$$\tau_f / \tau_s = (u_{df} f_f \rho_f \sin \alpha_f / u_{ds} f_s \rho_s \sin \alpha_s)^{1/(n+1)} \quad (4)$$

so müsste sich die basale Schubspannung mindestens mit der  $(n+1)$ -ten Wurzel des Verhältnisses der Oberflächenneigungen ändern. Änderungen von  $f$  (eingeengtes Durchflussprofil bei Felsriegeln) oder vermehrte Spalten in der Steilstufe könnten diesen Effekt nur in extrem engen Schluchttrecken und bei extrem dünnem Eis (eine unplausible Kombination) kompensieren. In Anbetracht der Tatsache, dass die Massenbilanz (vgl. Funk 1985) über kurze Strecken von geringer Bedeutung ist, kann der

Eisdurchfluss im Gebiet der markanten Neigungsänderung in guter Näherung als konstant angenommen werden. Daraus ergibt sich, dass die basalen Schubspannungen in flachen und steilen Teilstücken des Gletschers proportional zur n-ten Wurzel des Quadrats des inversen Eisdickenverhältnisses sind:

$$\tau_f/\tau_s = (h_s/h_f)^{2/n} \quad (5)$$

Am Rhonegletscher "1850" müsste die Spannungszunahme im Eisfall rund 50% betragen, was bei einer Referenzdistanz  $d = 10h$  ungefähr der Fall ist.

Bei der Gleitkomponente:

$$\tau_f/\tau_s = (u_{bf} N_{eff,f}^p / u_{bs} N_{eff,s}^p)^{1/m} \quad (6)$$

spielen neben dem Zusammenhang zwischen Geschwindigkeit und Schubspannung auch die Wasserdruckverhältnisse eine Rolle. Die in Fig. 3 dargestellten Druckverhältnisse sind dem Modell der subglazialen Kanäle von Röhlisberger (1972) folgend berechnet worden (vgl. dazu Iken und Bindschadler 1986). Das Modell geht von stationären hydraulischen Bedingungen und unbewegtem Eis aus. Es kann dementsprechend nur qualitative Hinweise geben. Als Schmelzwasserinput wurden aufgrund der Ablationsmessungen von Mercanton (1916)  $6m^3/sec$  bei ca.  $2400m$  ü.M. ( $x = 0$ ) und  $10m^3/sec$  am Zungenende angenommen. Für den Winterabfluss wurde ein 20 mal kleinerer Wert eingesetzt. Die Resultate deuten darauf hin, dass die Wasserdrucke in der Steilzone infolge geringerer Eisüberlagerung und damit relativ schwacher Verformung von Eiskanälen generell kleiner sind als in den Flachzonen. Mit der damit verbundenen Zunahme der effektiven Normalspannung am Gletscherbett in der Steilstufe ergibt sich, dass auch die Gleitkomponente der Gletscherbewegung in steilen Partien nur zunehmen kann, falls sich die basale Schubspannung erhöht.

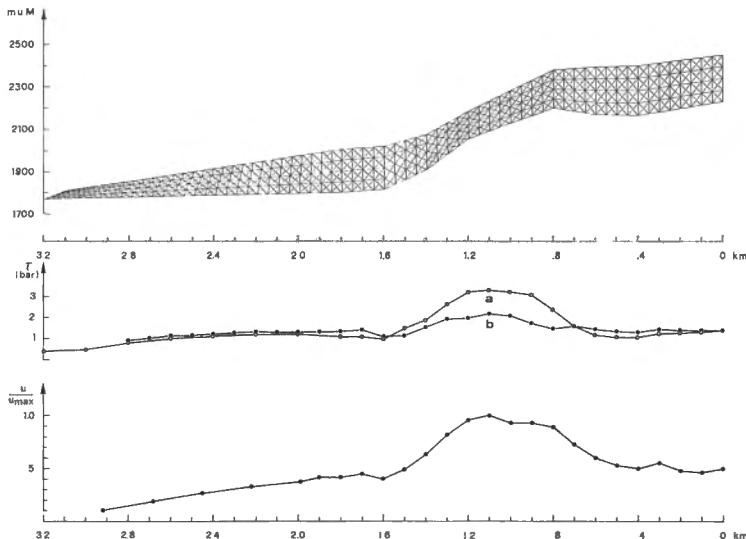


Fig. 4: Längsprofil der Rhonegletscherzung von "1850" entlang der zentralen Fliesslinie mit (oben:) Netz für Modell mit finiten Elementen, (mitte:) Schubspannungen am Gletscherbett mit einheitlicher (a) und in bettnahen Schichten erniedrigter Viskosität (b) und (unten) normierte horizontale Fliessgeschwindindigkeit an der Gletscheroberfläche ( $u_{\max}$  = Maximum im Eisfall).

Longitudinal profile of the tongue of Rhone glacier during its Little Ice Age maximum along the central flowline with (top:) grid for finite element model, (middle:) shear stresses at the glacier bed, calculated using uniform viscosity (a) and reduced viscosity in basal layers (b), and (bottom:) normalised horizontal flow velocity at the glacier surface ( $u_{\max}$  = maximum in steep section).

Die hier erörterten Fragen wurden auch mit einem Gletscher-Fliessmodell untersucht. Dabei erfolgte die numerische Lösung der Feldgleichungen für das 2-dimensionale, stationäre Gletscherfliessen entlang der zentralen Fliesslinie nach der Methode der finiten Elemente (Fig. 4). Eis wurde als linear viskoses, inkompressibles Material betrachtet, das am Gletscherbett fixiert ist. Der in der Natur zweifellos stattfindende Gleitprozess wurde durch erhöhte Deformation in der Nähe des Gletscherbettes simuliert. Die um 1875 gemessene Geschwindigkeitsverteilung (ca 250m/a im Eisfall, ca 100m/a oberhalb und ca 40m/a unterhalb der Steilzone, Mercanton 1916) erhält man, wenn man die Viskosität der bettnahen Eisschicht

fünfmal, im Eisfall gar zwanzigmal kleiner wählt als im restlichen Gletscher, für den die Annahme  $\eta = 1.6 \cdot 10^{13} \text{ kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$  getroffen wurde. Auch die aufgrund des Fliessmodells numerisch berechneten und um den Formfaktor reduzierten Werte zeigen (Fig. 4), dass die Schubspannungen im Eisfall wesentlich höher liegen als in den angrenzenden, flachen Bereichen. Die Neigungsabhängigkeit der basalen Schubspannung in Gletschern mit gestuftem Längsprofil dürfte also reell sein.

### Schlussfolgerungen

Gletschereis wurde oft in erster Näherung als ideal-plastisch und die "Schwellen"-Spannung von 1 bar als charakteristische Materialkonstante betrachtet. Diese Vereinfachung hat es ermöglicht zu verstehen, wieso Gletscher in steilen Zonen dünn, in flachen dagegen dick sind, wieso vorstossende Gletscherzungen parabelförmig aufgewölbt sind und wieso die an Gletscherbetten auftretenden Schubspannungen immer etwa in der gleichen Größenordnung bleiben. Gleichzeitig hat sie aber auch die Sicht auf wesentliche Zusammenhänge verdeckt. In der Natur ist nämlich für das Gletscherfliessen nicht *a priori* eine bestimmte Spannung vorgegeben. Stellt man sich vor, dass sich die Gletscheroberfläche nach den topographisch und klimatisch kontrollierten Gesetzmässigkeiten des Energie- und Massenaustausches mit der Atmosphäre einstellt, so sind in erster Linie die Gletschergeometrie und der Massenumsatz, und damit Spannung und Fliessgeschwindigkeit bestimmt. Für das Verständnis vieler in der Natur ablaufender Prozesse kann es deshalb durchaus nützlich sein, den Zusammenhang zwischen Spannung und Deformation von beiden Seiten zu betrachten, d.h. das Eis-Fliessgesetz auch umzuformen und nicht die Fliessgeschwindigkeit sondern die Spannung als unabhängige Variable zu behandeln:

$$\tau = \left( \frac{\dot{\xi}}{A} \right)^{1/n} \quad (7)$$

Diese Schreibweise entspricht dem Prinzip des deformationsgesteuerten Kriechversuchs im Labor. Einige auffällige Naturphänomene erklären sich mit der so gewählten Betrachtungsweise leicht, z.B. die Tatsachen, dass

kleine Gletscher oder Gletscher in Trockengebieten (kleiner Massenumsatz) dünner sind und unter niedrigeren Spannungen fliessen als grosse Gletscher oder Gletscher in niederschlagsreichen Gebieten (Haeberli 1985), dass mittlere Eismächtigkeiten über eine Wurzelfunktion mit der Grösse der Gletscher zusammenhängen (Müller et al. 1976, Maisch 1981) oder dass die Oberflächenneigung polarer Eiskappen im zentralen Akkumulationsgebiet null werden kann (Paterson 1981). Sie erklärt auch, wieso die basale Schubspannung in Gletschern mit gestuftem Längsprofil neigungsabhängig ist. Der Rhonegletscher "1850" ist ein einzigartig dokumentiertes Beispiel dafür.

Anhand der Berechnungen für den historischen Rhonegletscher drängen sich abschliessend zwei weitere Bemerkungen auf:

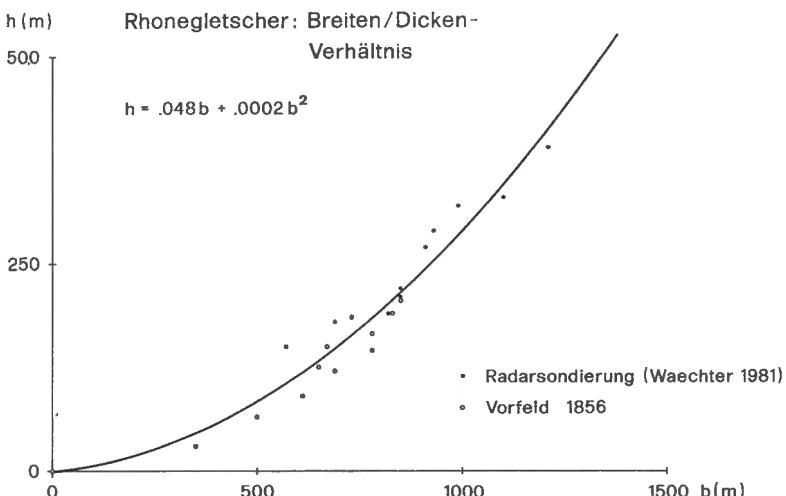


Fig. 5: Beziehung zwischen der Eisdicke an der zentralen Fliesslinie (h) und der Gletscherbreite (b) am Rhonegletscher aufgrund von Gletschervorfeld- und Radardaten.

Relationship between centre-line ice thickness (h) and glacier width (b) at the Rhone glacier based on information from the glacier "Vorfeld" and from radio-echo soundings.

1. Für die Eisdickenschätzung bei Talgletschern mit stark ge-stuftem Längsprofil ist der Ansatz der konstanten Schubspannung wenig sinnvoll. Da der Formfaktor  $f$  (Fig. 2) im Gegensatz zum damit berechneten Wert für  $T$  weitgehend konstant ist, ist es vorzuziehen, eine empirische Beziehung zwischen der Breite und der Dicke des Gletschers zu verwenden (Fig. 5). Auf die Gleichförmigkeit der Talgletscher-Querprofile hat im übrigen schon Köchlin (1943) hingewiesen.

2. In der Steilstufe ist der Wasserdruk generell tief, die Variabilität des Wasserdruks bei sich änderndem Schmelzwasserinput (Jahreszeiten) hingegen hoch. In flachen Zonen verhält es sich umgekehrt. Der Gleitanteil der Oberflächengeschwindigkeit wäre demnach dort am grössten, wo seine zeitliche Variabilität am geringsten ist und umgekehrt. Die Methode, über saisonale Schwankungen von  $u_s$  das Ausmass von  $u_b$  abzu-schätzen, könnte systematisch falsche Ergebnisse liefern.

#### Dank

Die Wasserdrukberechnungen wurden mit einem Rechenprogramm von Bob Bind-schadler durchgeführt. Almut Iken las das Manuskript kritisch durch und gab wertvolle Hinweise. Werner Nobs fertigte die Zeichnungen an. Ihnen allen sei herzlich für die Hilfe gedankt.

#### Literatur

- Agassiz, L. (1847): *Système glaciaire. Nouvelles études et expériences sur les glaciers actuels.* Paris.
- Funk, M. (1985): Räumliche Verteilung der Massenbilanz auf dem Rhone-gletscher und ihre Beziehung zu Klimaelementen. Zürcher Geogra-phische Schriften 24, 183p.
- Haeberli, W. (1985): Global land-ice monitoring: present status and future perspectives. US Department of Energy, DOEE/EV/60235-1, p. 216 - 231.

- Iken, A. and Bindschadler, R.A. (1986): Combined measurements of subglacial water pressure and surface velocity of Findelengletscher, Switzerland: conclusions about drainage system and sliding mechanism. *Journal of Glaciology* 32, No. 110, p. 101 - 119.
- Jost, W. (1936): Die seismischen Eisdickenmessungen am Rhonegletscher 1931. *Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft (SNG)* Bd. 71, Abh. 2, p. 29 - 42. (Mit Kartenbeilage).
- Kamb, B. and Echelmeyer, K.A. (1986): Stress-gradient coupling in glacier flow: I. longitudinal averaging of the influence of ice thickness and surface slope. *Journal of Glaciology* 32, No. 111, p. 267 - 284.
- Kasser, P. (1971): Die Gletscher der Schweizer Alpen 1969 - 1970. *Publikation der Gletscherkommission der SNG*. Stämpfli, Bern, 69p.
- Köchlin, R. (1943): Sur la forme du lit des glaciers. Extrait de la revue "Les Alpes" 1943, fascicule 4, Stämpfli, Bern, 6p.
- Maisch, M. (1981): *Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal. Physische Geographie*, Universität Zürich, Vol. 3, 215p.
- Mercanton, P.L. (1916): Mensurations au glacier du Rhône 1874 - 1915. *Nouveaux mémoires de la Société helvétique des sciences naturelles*, vol. LII, 190p.
- Müller, F., Caflisch, T. und Müller, G. (1976): *Firn und Eis der Schweizer Alpen. Gletscherinventar*. ETH Zürich, *Geographisches Institut*, Publ. Nr. 57, 174p.
- Paterson, W.S.B. (1981): *The physics of glaciers*. Pergamon Press, Oxford etc., 380p.
- Röthlisberger, H. (1972): Water pressure in intra- and subglacial channels. *Journal of Glaciology* 11, No. 62, p. 177 - 203.
- Wächter, H.P. (1981): Eisdickenmessungen auf dem Rhonegletscher - ein Versuch mit Radio-Echo Sounding. *Diplomarbeit am Geographischen Institut der ETH Zürich (unveröffentlicht)*, 67p.

Adresse der Verfasser:

PD Dr. Wilfried Haeberli und Jürg Schweizer  
Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie  
ETH-Zentrum  
CH - 8092 Zürich