

Beobachtungen im Firn- und Ablationsgebiet des grossen Aletschgletschers

Autor(en): **Haefeli, R. / Kasser, P.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische Bauzeitung**

Band (Jahr): **66 (1948)**

Heft 36

PDF erstellt am: **24.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-56788>

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.

Beobachtungen im Firn- und Ablationsgebiet des grossen Aletschgletschers

Von R. HAEFELI und P. KASSER, Gletscherkommission der S. N. G., Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau an der E. T. H., Zürich

(Schluss von Seite 481)
DK 551.311.12

IV. Fliessgeschwindigkeiten an der Oberfläche und im Innern des Gletschers

Durch die nachstehend beschriebenen Messungen sollten u. a. die Bewegungsverhältnisse oberhalb und unterhalb des Bergschrundes, die Spaltenbildung, die Jahresrhythmen der Geschwindigkeiten, sowie die wahre Bewegung eines Firnkornes näher untersucht und einige Anhaltspunkte über die Geschwindigkeitsverteilung längs einer Vertikalen (Geschwindigkeitsprofil) gewonnen werden.

1. Kriechprofil oberhalb des Bergschrundes

Im ersten Beobachtungswinter 1941/42 wurde durch Pegelmessungen festgestellt, dass die oberhalb des Bergschrundes beim Ausgang des Sphynxstollens abgelagerten Schneemengen nur einen sehr kleinen Bruchteil der unterhalb beobachteten betragen. Sie werden teils durch Wind, durch kontinuierliches Fließen an der Hangoberfläche und durch Lawinen in und über den Bergschrund befördert. Unter diesen Bedingungen kann der Gletscher an dieser Stelle nur dann stationär bleiben, wenn die Eisbewegung oberhalb des Schrundes im Verhältnis des geringeren Firnzuwachses langsamer ist als unterhalb. Die allgemein übliche Definition des Bergschrundes als Trennstelle zwischen den festen und beweglichen Teilen des Gletschers trifft zwar das Wesentliche, ist aber nur bedingt richtig. Bei genauerer Betrachtung ergibt sich, dass auch die oberhalb des Schrundes befindlichen Eismassen einer gewissen Kriechbewegung unterworfen sind. Dabei schiebt sich die Oberlippe des Bergschrundes langsam vor, bis sich weiter oben ein neuer Riss bildet und die zwischen den beiden Spalten befindliche Eismasse in den alten Schrund stürzt oder sich wie ein Lappen über ihn legt.

Bild 10. Kriechprofil oberhalb des Bergschrundes, 1. April 1942 bis 26. August 1944

Zur Abklärung der Bewegungsverhältnisse oberhalb des Bergschrundes wurde im Sommer 1941 ein horizontaler Stollen bis zum Felsen vorgetrieben und mit einer Reihe von Messbolzen versehen, deren Geschwindigkeitskomponenten gegenüber dem im Felsen angebrachten Fixpunkt F_1 während einiger Jahre gemessen und im Bild 10 für die Periode vom 1. April 1942 bis 26. August 1944 in der Form eines horizontalen Kriechprofils dargestellt wurden. Der parabolische Verlauf des Profils entspricht einer annähernd konstanten Zähigkeit des Eises. Beim innersten, in einem Abstand von rd. 1 m vom Fixpunkt gelegenen Punkt 1 betrug die resultierende Geschwindigkeit 0,14 mm pro Tag, im äussersten rd. 9 m vom Fels entfernten Punkt 9 dagegen rd. das Doppelte. Da ausserdem beobachtet werden konnte, wie eine Felsplatte vom Muttergestein losgerissen und vom Eis mitgeschleppt wurde, das im Kontakt mit der Felsoberfläche von Steintrümmern durchsetzt ist, so muss ein kleiner Geschwindigkeitssprung in der Grenzfläche Fels-Eis als wahrscheinlich angenommen werden, der dem Gletscher auch oberhalb des Bergschrundes eine nicht zu unterschätzende Erosionskraft verleiht. Vergleichshalber sei ferner erwähnt, dass die kurzfristige Beobachtung eines auf der Unterlippe des Bergschrundes gelegenen Punktes eine gegenüber dem äussersten Messpunkt (9) der Oberlippe rd. 300mal grössere Fliessgeschwindigkeit t ergab.

2. Bewegungsverhältnisse unterhalb des Bergschrundes

Nachstehend werden die Bewegungsverhältnisse eines Gebietes betrachtet, das sich vom Bergschrund bis unterhalb der Firnlinie ausdehnt (Konkordiaprofil).

a) Die wahre Geschwindigkeit einzelner Punkte der Firnoberfläche und deren Jahresrhythmus

Um die Zusammenhänge zwischen der Kriechbewegung der winterlichen Schneedecke einerseits und der Gletscherbewegung andererseits zu erkennen, wurde im Winter 1940/41 erstmals versucht, die räumliche Bewegung eines Punktes der Firnoberfläche genau zu erfassen (bei Pegel 3). Als Messpunkt diente eine schwarze Metallkugel, die sich auf einem Dreibein translatorisch mit einer etwas unterhalb der Oberfläche gelegenen, bereits verfestigten Schneeschicht bewegte. Die Verschiebung der Kugel wurde von einer auf dem Jungfrauoch errichteten Basis während 14 Tagen trigonometrisch verfolgt und in Bild 11 dargestellt. Bei einer mittleren Geschwindigkeitskomponente parallel zur Schneeoberfläche von 17,2 cm pro Tag betrug der Kriechwinkel β_n rd. 9° [13]. Wie die späteren Messungen zeigten, ist auch dieser Winkel einem Jahresrhythmus unterworfen und im Hochsommer im allgemeinen kleiner als im Hochwinter. Für die Periode eines Jahres wird der mittlere Kriechwinkel identisch mit dem von Finsterwalder eingeführten Eintauchwinkel Φ , d. h. für den stationären Gletscher gilt die Beziehung:

$$(1) \quad \text{tg } \beta_n = \text{tg } \Phi = \frac{v_y}{v_x} = \frac{d}{v_x}$$

worin bedeuten:

- v_x = Jahresverschiebung parallel zur Oberfläche
- v_y = Jahresverschiebung senkrecht zur Oberfläche
- d = Mächtigkeit des Firnzuwachses.

Bei der beobachteten Jahresverschiebung des Punktes 3 von rd. 46 m und einem Firnzuwachs des stationären Gletschers von 4,6 m ergibt sich z. B. $\text{tg } \Phi = 0,10$, d. h. der Eintauchwinkel Φ beträgt rd. 6° .

Die zur Beurteilung des Jahresrhythmus der Oberflächen-geschwindigkeit durchgeführten Messungen, die durch weitere Beobachtungen zu ergänzen sind, bestätigen mehrheitlich die bereits von A. Blümke und S. Finsterwalder am Hintereiserner [14], sowie von R. Streiff-Becker am Claridenfirn festgestellte Tatsache [8], dass die Oberfläche des Firngbietes — im Gegensatz zu derjenigen des Ablationsgebietes — im Winter rascher fliesst als im Sommer. Als Ursachen dieser auffallenden Erscheinung kommen die Veränderung der Zähigkeit des Eises durch seine höhere Belastung im Winter (vgl. Bild 7), der Einfluss der jährlichen Temperaturschwankungen der Firndecke, sowie die auch in der Spaltenbildung zu erwartenden Jahresrhythmen in Betracht.

b) Geschwindigkeitsverteilung der Gletscheroberfläche im Zusammenhang mit der Spaltenbildung

In Bild 12 sind eine Reihe in einzelnen Punkten der Oberfläche, sowie in den zwei Profilen Firn und Eck gemessene

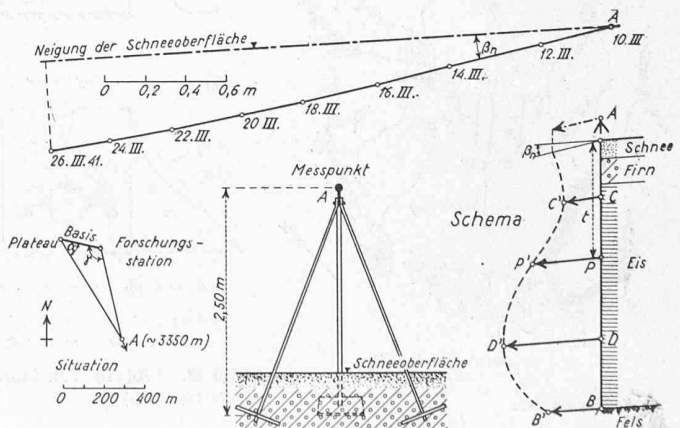


Bild 11. Wahre Verschiebung eines Punktes der Firnoberfläche [13]

Oberflächengeschwindigkeiten, bzw. deren Horizontalkomponenten, dargestellt, wobei die Saisonwerte durch gestrichelte, die Jahreswerte durch ausgezogene Pfeile markiert wurden. Abgesehen von den verhältnismässig hohen Geschwindigkeiten zweier wenig unterhalb des Rottalsattels gelegener Punkte ist zwischen dem Bergschrund und der Firnlinie eine deutliche Beschleunigung der Bewegung von etwa 8 auf 15 cm pro Tag zu beobachten. Unterhalb der Firnlinie (etwa 3050 m) macht sich dagegen bereits die stauende Wirkung des Konkordiaplatzes in einer allgemeinen Verzögerung geltend, was äusserlich durch das Fehlen der Gletscherspalten sichtbar wird. Bei der beschleunigten Bewegung entstehen Zug-, bei der verzögerten Druckspannungen. Aehnlich wie bei der Schneedecke kann deshalb auch beim Gletscher zwischen Zug-, Druck- und neutralen Zonen unterschieden werden.

Sieht man von den in Wirklichkeit meist mitbeteiligten Biegemomenten und Scherspannungen ab, so lässt sich der Vorgang der Spannungs- und Rissbildung in der Zugzone nach Bild 13 etwa wie folgt erklären: Die spezifische Dehnung einer zwischen zwei Querschnitten A und B gelegenen Zugzone eines Gletschers ist identisch mit der Differenz der beiden Geschwindigkeitsprofile 1 und 2, die in Bild 13b durch die schraffierte Fläche hervorgehoben ist (3). Die Dehnungen werden hervorgerufen durch Zugspannungen, deren Diagramm im Bild 13c durch Kurve 4 angedeutet wird. Diese Zugspannungen superponieren sich den horizontalen Eigengewichtsspannungen σ_x , deren Verteilung der Kurve 6 entsprechen möge. Durch Differenzbildung der beiden Diagramme 4 und 6 erhält man somit das schraffierte Diagramm 7 der in den oberen Schichten des Querschnittes wirksamen Zugspannungen. Trägt man in diese Figur die den einzelnen Schichten zugehörigen Zugfestigkeiten auf (8), so erkennt man, dass die maximale Tiefe der Spalten durch den Schnittpunkt C der beiden Kurven 7 und 8 gegeben ist. Vergleichshalber sei erwähnt, dass wir im Gebiet des Jungfraufirns bisher keine Spalten von mehr als 30 m Tiefe beobachtet haben.

Der Prozess der Spaltenbildung ist im übrigen dadurch gekennzeichnet, dass die Spannungsfelder in der Hauptsache durch die Morphologie des Felsuntergrundes und das Gletscherprofil gegeben, d. h. ortsfest sind, während das Gletschereis durch sie hindurchfliesst. Verfolgt man das Werden und Vergehen einer Spalte, so kann man daher beobachten, wie sie an einer bestimmten Stelle A entsteht, an einer andern Stelle ihre maximale Ausdehnung erreicht, um sich dann wieder zu schliessen und zu vernarben, während sich unterdessen bei A schon wieder neue Spalten geöffnet haben.

c) Geschwindigkeitsverteilung im Querschnitt des Gletschers (Konkordiaprofil)

Das seit einigen Jahren verfolgte Projekt, die Geschwindigkeitsverteilung längs einer Vertikalen dadurch zu messen,

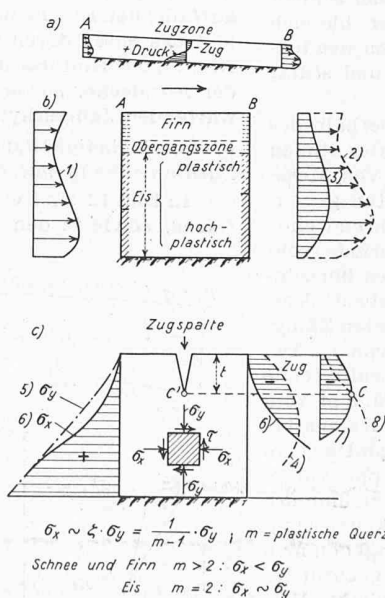
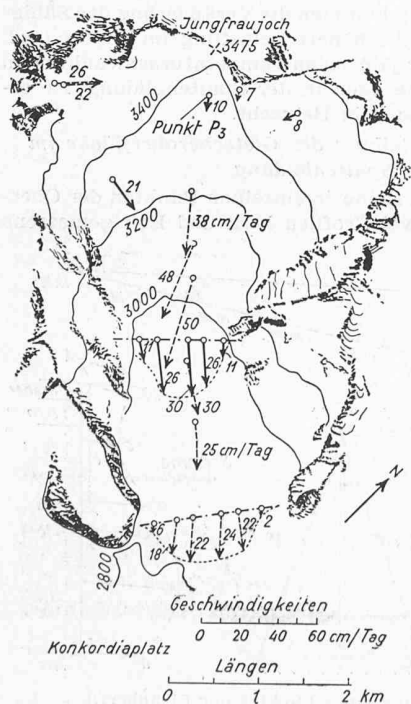


Bild 13. Bildung von Zugspalten (schematisch)

Bild 12 (links). Oberflächengeschwindigkeiten des Jungfraufirns

dass man in einem Bohrloch ein flexibles System von Metallrohren versenkt und deren Neigungsänderungen mit Hilfe eines elektrischen Klinometers abtastet, konnte bisher nicht verwirklicht werden⁴). Um trotzdem einen Beitrag zur Beantwortung der Kernfrage, ob die Fließgeschwindigkeit an der Oberfläche oder im Innern des Gletschers grösser sei, zu liefern, wurde für das Konkordiaprofil einerseits die mittlere Geschwindigkeit der Gletscheroberfläche bestimmt und andererseits versucht, auf Grund der Massenbilanz die mittlere Jahresgeschwindigkeit v_E des Gletschers bezogen auf den ganzen Querschnitt abzuschätzen.

Dabei gilt die bekannte Gleichung:

$$(2) \quad v_E = \frac{Q_E}{F},$$

worin Q_E die jährlich durch den Querschnitt F fließende Eismenge bedeutet. Während die Querschnittfläche F mittels seismischer Messungen eruiert wurde, diente zur Bestimmung der Eismenge Q_E folgende Bilanzgleichung des hydrologischen Jahres:

$$(3) \quad Q_E = (E_F - E_a) - \Delta F + a,$$

worin bedeuten:

E_F = Kubatur des Firnzuwachses, in Eis umgerechnet

E_a = Kubatur der Ablation im Zehrgebiet oberhalb des Durchfluss-Querschnittes

$\Delta F + a$ = Volumänderung des Gletschers oberhalb des Durchfluss-Querschnitts (Zunahme bzw. Rückhalt = positiv, Abnahme bzw. Schwund = negativ).

In Gleichung (3) wurde der im Vergleich zu den übrigen Grössen ganz unbedeutende Eisschwund, der durch Schmelzvorgänge im Innern und an der Sohle des Gletschers entsteht, bewusst vernachlässigt. Wie gering dieser Schwund ist, folgt aus den in Abschnitt V gemachten Angaben. Bei der Annahme eines mittleren, in Eis umgerechneten Firnzuwachses von 2 m, einer Ablation von 1,5 m und einem jährlichen Schwund von durchschnittlich 1 m ergibt sich nach Gleichung (3) für das Konkordiaprofil:

$$Q_E = (2,0 \cdot 53 - 1,5 \cdot 22 + 1,0 \cdot 75) \cdot 10^6 = 148 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ pro Jahr}$$

Unter Vorbehalt der definitiven Auswertung der im Sommer 1947 von A. Süssstrunk und R. Florin durchgeführten seismischen Messungen kann angenommen werden, dass die grösste Profiltiefe nicht mehr als 500 m beträgt, wobei sich für einen parabolischen Querschnitt nach Gleichung (2) eine mittlere Durchflussgeschwindigkeit von rd. 300 m/Jahr berechnet.

Andererseits wurde an der Gletscheroberfläche ein Grösstwert der Fließgeschwindigkeit von 206 m (1946 bis 47) und ein Mittel von rd. 165 m/Jahr gemessen. Dieser letzte Wert ist somit bedeutend kleiner als die mittlere Querschnittgeschwindigkeit v_E . Da ferner die maximale Fließgeschwindigkeit des ganzen Durchflussquerschnittes noch wesentlich grösser ist als v_E , so folgt, dass das Eis in einer gewissen Tiefe erheblich rascher fliesst als an der Gletscheroberfläche.

Damit wird die Existenz eines tiefliegenden Geschwindigkeitsmaximums, die bereits von A. Heim [15], R. Koechlin [16], R. Streiff-Becker [8] und M. Demorest [17] erkannt oder vorausgesagt wurde und auch aus dem plastischen Verhalten des Eises abgeleitet werden kann [18,28], durch obige Untersuchungen, die noch der Präzisierung bedürfen, grundsätzlich bestätigt. Da andererseits in den oberflächlichen Schichten des Jungfraufirns — analog wie bei der winterlichen Schneedecke — eine Abnahme der Kriechgeschwindigkeit mit der Tiefe beobachtet wurde, so dürfte im Firngebiet über dem Maximum noch ein Minimum der Fließgeschwindigkeit existieren (vgl. Bild 11 u. 13b).

3. Verschiedene Beobachtungen im Ablationsgebiet

Ein anschauliches Bild über die verhältnismässig grossen Oberflächengeschwindigkeiten beim Konkordiaprofil von über 200 m/Jahr

⁴) Diese Idee wurde inzwischen von einer englischen Forschergruppe realisiert (Jungfraujoch 1948).

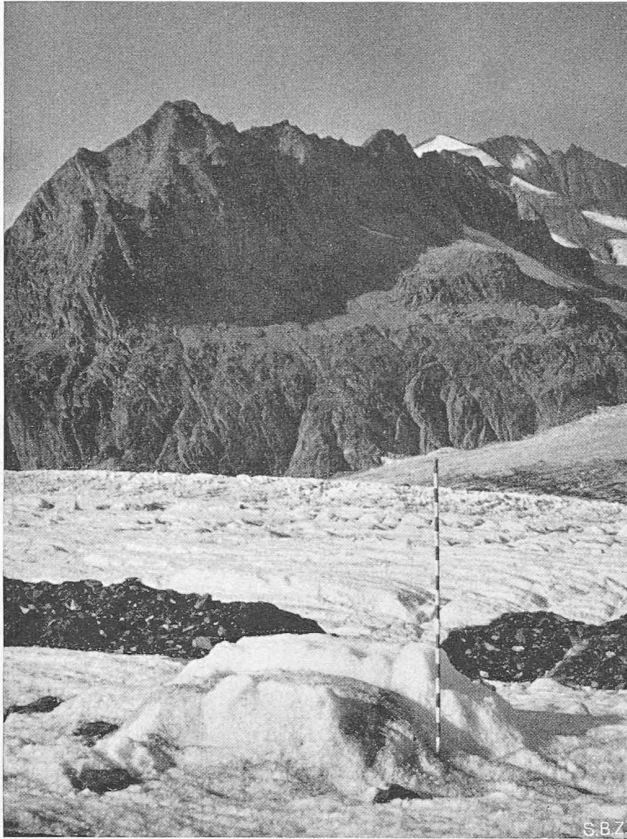


Bild 14. Schutzwirkung eines Zeltes gegen die Ablation beim Konkordiaprofil (10 Tage). Photo F. Denzler, 3. Sept. 1947

vermitteln die in Bild 16 u. 17 längs der Axe des Gletschers sichtbaren Flecken. Es handelt sich dabei um eine diskontinuierliche Moränenbildung infolge des bei Punkt 2902 auftretenden Steinschlages, der jeweils im Zeitpunkt der maximalen Ausaperung seine grösste Intensität erreicht (Bilder 1 u. 17) und gleichsam jedes Jahr einen natürlichen Schwimmer erzeugt. Aus der Vogelschau gleicht die Gesamtheit der Flecken einer gestrichelten Linie, die zwischen den beiden Mittelmoränen verläuft, die den vom Jungfraufirn stammenden Eisstrom einschliessen. Der Axabstand zweier Flecken entspricht der Jahresgeschwindigkeit der Gletscheroberfläche an der betreffenden Stelle.

Während im Profil Eck die Oberfläche des Jungfraufirns eine Breite von rd. 1600 m aufweist, wird dieses Mass bis zum Konkordiaprofil, also innerhalb einer Strecke von rund 2 km auf etwa einen Zehntel, d. h. auf 160 m reduziert, wie aus dem Verlauf der entsprechenden Mittelmoränen ersichtlich ist (Bild 1 und 16). Die Wirkung dieser Zusammenquetschung zeigt sich im Konkordiaprofil in einer starken Transversalschieferung des Eises (Bild 15). Durch seine mächtigeren Nachbarn, nämlich den grossen Aletschfirn zur Rechten und das Ewigschneefeld zur Linken, wird somit der Jungfraufirn bis auf einen schmalen Streifen von der Gletscheroberfläche verdrängt, indem er gleichsam untertaucht. Demzufolge dürfte das Längsprofil der Gletscherosole bei Profil Eck eine Steilstufe aufweisen, die mit der grossen Eistiefe des Konkordiabekens von maximal 790 m (Echolotung) übereinstimmt [2]. Durch ein solches Untertauchen und seitliches Zusammenquetschen, das mit einer spezifisch stärkeren Besetzung der Felssohle durch erodierendes Geschiebe verbunden ist, wird die Aushobelung tiefer Gletscherbecken begünstigt, deren Auftreten nicht selten beim Zusammenfluss mehrerer Gletscher beobachtet wird [22].

Überträgt man ferner die bei der Rundhöckerbildung von H. Carol entdeckten Gesetzmässigkeiten [19] auf die *Erosionstätigkeit* des Gletschers im Grossen, so gelangt man zum Schluss, dass beim Ausfluss aus dem Konkordiaplatz — ganz unabhängig von der geologischen Beschaffenheit des Untergrundes — eine Felschwelle zu erwarten ist, deren Entstehung durch die bei starkem Druck und erhöhter Plastizität des Eises speziell auf der Luvseite von Hindernissen

eintretende Verminderung der Erosionskraft erklärt werden kann [5], [19]. Die im Sommer 1947 von A. Süssstrunk und R. Florin durchgeführten Echolotungen, deren Finanzierung hauptsächlich der Stiftung zur Förderung der Schweiz. Volkswirtschaft zu verdanken ist, haben die Existenz einer solchen Felsbarriere unterhalb des Konkordiaplatzes bestätigt.

V. Schlussbemerkungen

Die blosse Betrachtung einer Naturerscheinung vom Gesichtspunkt ihrer Nutzung lässt den inneren Menschen unbefriedigt und birgt grosse Gefahren. Gerade die Welt der Firne — Sinnbild der Freiheit — enthüllt ihre wahre Natur nur dem für die Grösse und Schönheit dieser Welt empfänglichen Geist. Ihre Bedeutung liegt daher nicht zuletzt auf ideellem Gebiet. Die Erforschung der messbaren Erscheinungen lässt die im Physischen waltende Weisheit wohl erahnen, zeigt aber bloss ihre äussere Seite. Zu solch äusserem Aspekt gehören auch die mannigfaltigen Anwendungen und Konsequenzen der bisher skizzierten glaziologischen Beobachtungen, unter denen wir folgende hervorheben.

1. Voraussagen von Gletscherschwankungen im Zungengebiet

Eine solche Prognose beruht auf der bekannten Tatsache, dass die Veränderungen der Gletscherzunge eine späte Folge dessen sind, was im Firngebiet geschieht. Nach der sog. Wellentheorie pflanzt sich z. B. die infolge eines erhöhten Firnzuwachses eintretende Beschleunigung der Gletscherbewegung — ähnlich wie ein Wasserschwall in einem Kanal — wellenartig mit einer Geschwindigkeit fort, die ein Vielfaches der maximalen Fliessgeschwindigkeit des betreffenden Gletschers beträgt [23]. Die Auswirkung der Klimaschwankungen auf das Gletscherende vollzieht sich deshalb mit einer gewissen Verzögerung, die z. B. für den Maximalstand der alpinen Gletscher gegenüber der Mitte der nasskalten Periode nach Alb. Heim — je nach Grösse und individuellem Charakter des betreffenden Gletschers — 5 bis 33 Jahre beträgt [15].

2. Folgen des Gletscherschwundes

Drei Beispiele, welche das Gebiet der Hydrologie, der Geologie und der Geophysik tangieren, mögen die mannigfaltigen Folgen des derzeitigen Gletscherschwundes beleuchten:

a) Rechnet man für das extrem trockene und warme Jahr 1946/47 mit einem mittleren Schwund der Gletschermächtigkeiten im ganzen Gebiet der Schweizer Alpen von rd. 2,5 m, so macht dieser Schwund, in Wasser umgerechnet, wohl mehr als 100 % des durchschnittlichen Jahresniederschlags der vergletscherten Fläche aus. Durch ihre ausgleichende Wirkung leisten daher die Gletscher gerade während niederschlagsarmen Perioden einen bedeutenden *Tribut zum Wasserhaushalt* und zur Energiewirtschaft unseres Landes, allerdings auf Kosten eines verhältnismässig raschen Abbaus der in früheren Jahrzehnten angelegten Firn- und Eisreserven. So ergibt sich nach Messungen des Eidg. Amtes für Wasserwirtschaft für das Einzugsgebiet der Massa (Messtelle Massa-



Bild 15. Transversalschieferung des vom Jungfraufirn stammenden Eises (vgl. Kreuz Bild 16). Photo F. Denzler, 3. Sept. 1947

boden) im niederschlagsarmen Jahr 1946/47 eine Rekordabflusspende von 99,3 l/s km², was 147% des 23-jährigen Mittels (1923 bis 28 und 1931 bis 47) entspricht [32].

b) Eine gefährliche Folge des Gletscherschwundes sind bekanntlich die *Gletschermurgänge*, die durch das plötzliche Ausbrechen grosser Wassermassen entstehen, die sich im Innern, auf der Oberfläche oder seitlich des Gletschers aufgestaut haben. Ein typisches Beispiel dieser Art ist der Ausbruch des Grubensees von 1941, der zum Bau des von Dr. Kaech projektierten Entlastungsstollens geführt hat [24]. Von 13 grossen Flutwellen des Indus, die sich innerhalb eines Jahrhunderts ereigneten (1830 bis 1930) waren elf auf Gletschermurgänge zurückzuführen [18]. Auch die von R. Helbling beschriebenen Verwüstungen im Tale des Rio Plomo (Anden, 1934) waren die Folge eines Gletschermurganges, der in einem besonders heissen Sommer infolge einer aussergewöhnlichen Gletscherschwankung entstanden war [25]. In Anbetracht der bedeutenden geologischen und morphologischen Veränderungen, welche derartige Naturkatastrophen bewirken können, ist man geneigt, ihnen einen nicht zu unterschätzenden Anteil an der Gestaltung der nacheiszeitlichen Tallandschaften zuzuschreiben.

c) Dauert der Schwund sehr lange an und erreicht er hohe Beträge, so kann die damit verbundene Entlastung der Erdoberfläche das Gleichgewicht der Lithosphäre beeinflussen. Die durch Eisabschmelzung seit der letzten Eiszeit bewirkte Landhebung (postglacial uplift) wird für Nordamerika in der Gegend der Hudson-Bay auf 250 m, für das nördliche Grönland auf einige hundert Meter, für den Norden Skandinaviens auf rd. 100 m und für Finnland auf rd. 200 m geschätzt [12]. Es stellt sich dabei die Frage, ob die heute noch mit einer Geschwindigkeit von etwa 1 cm/Jahr fortschreitende Hebung Skandinaviens nicht zu einem wesentlichen Teil auf die mit der Entlastung parallel gehende elastische Reaktion der Erdkruste infolge des seit rd. 100 Jahren progressiv fortschreitenden Eisschwundes zurückzuführen ist. Je kleiner der Durchmesser des entlasteten Gebietes, umso kleiner wird auch seine elastische Hebung. Eine für den elastischen Halbraum durchgeführte überschlägige Rechnung ergäbe z. B. für das verhältnismässig kleine Gebiet der Berner Alpen eine totale Hebung von der Grössenordnung weniger Zentimeter seit 1850.

3. Zur Frage subglazialer Wasserfassungen

Eine Reihe wichtiger glaziologischer und hydrologischer Bedingungen, sowie gewisse Schwierigkeiten, mit denen man bei Untergletscherfassungen zu rechnen hat, wurden kürzlich in einem von Ing. E. Stambach verfassten Aufsatz behandelt [26], [27]. Zur Ergänzung dieser Ausführungen mögen noch folgende Ueberlegungen dienen:

Bei der Beurteilung der zwischen dem Gletscherende und der Firnlinie nutzbaren Wassermenge ist zu unterscheiden zwischen dem *effektiv abfliessenden* und dem einer ev. Fassung zugänglichen Wasser. Ueber die erste lässt sich allgemein, d. h. unabhängig von den individuellen Verhältnissen eines bestimmten Gletschers, etwa folgendes aussagen (vgl. Bild 18): Auf der Höhe der Firnlinie, in der definitionsgemäss der jährliche Firnzuwachs gleich Null ist, gelangt beim stationären Gletscher der Jahresniederschlag, vermindert um die Verdunstung, zum Abfluss. Oberhalb der Firnlinie schliesst sich eine in Bild 18 punktiert angegebene Zone an, deren Jahresniederschlag zum Teil als Wasser abfliesst, zum Teil als Eis abströmt. Das bergwärts dieser Zone gelegene Firngebiet liefert — abgesehen von Quellen — praktisch nur das durch die Erdwärme freigewordene Schmelzwasser. Dass dieses Wasser kaum ins Gewicht fällt, folgt aus dem gemessenen Winterabfluss des Gletschers, der beim Aletsch rund 1,9 l/s km² beträgt, was für das ganze Jahr einer mittleren Eishöhe im vergletscherten Einzugsgebiet von nur 6 cm entspricht. Dabei handelt es sich um einen oberen Grenzwert,



Bild 16. Blick vom Kamm auf den Konkordiaplatz und die Lötchenlücke, Höhenänderung von St. VIII 1851 bis 1947 total 52 m. Photo P. Kasser, 7. Sept. 1943

in dem ausser der durch den Erdwärmestrom geschmolzenen Eisschicht, die eine Dicke von 1 cm/Jahr kaum übersteigen dürfte [21], ev. Quellergüsse inbegriffen sind. Unterhalb der Firnlinie kommt nun einerseits der abfliessende Teil des Jahresniederschlags und andererseits als Hauptposten die durch Ablation⁵⁾ des Gletschereises bis zum Gletschertor freigewordene Schmelzwassermenge hinzu (Bild 14). Um sie abzuschätzen, soll in erster Annäherung angenommen werden, dass die Ablation mit dem Höhenunterschied gegenüber der Firnlinie proportional zunimmt. Unter dieser Voraussetzung verhält sich die zusätzliche Schmelzwassermenge im Abstand x von der Firnlinie gegenüber der zwischen Firnlinie und Gletschertor anfallenden Schmelzwassermenge angenähert wie die Summen der Produkte aus den Horizontalprojektionen der Teiloberflächen ΔF und ihren Höhendifferenzen y gegenüber dem Niveau der Firnlinie. Die entsprechende Verhältniszahl α ist im Bild 18 formuliert. Für den Aletschgletscher berechnen

⁵⁾ Unter Ablation versteht man den Substanzverlust an der Gletscheroberfläche infolge Abschmelzung, Verdunstung und Erosion. Sie ist nicht zu verwechseln mit der jährlichen Höhenänderung der Gletscheroberfläche, die nicht nur von der Ablation, sondern von der gesamten Massenbilanz des Gletschers abhängt.

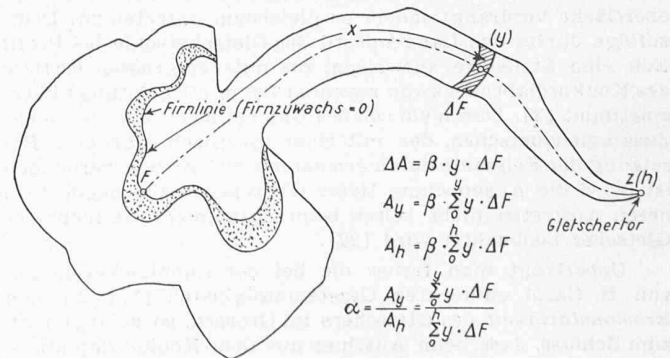


Bild 18. Näherungsweise Bestimmung der verhältnismässigen Zunahme α des jährlichen Wasserabflusses infolge Ablation zwischen Firnlinie und Gletschertor. β = Proportionalitätsfaktor, y = Höhendifferenz zwischen Firnlinie und Element ΔF



Bild 17. Grosser Aletschgletscher, vom Eggishorn aus gesehen; in der Bildmitte Trugberg, links unten P. 2902. Photo K. Egli, 14. August 1943

sich die in den Bildern 19 und 20 dargestellten Verhältniskurven, aus denen die rasche Abnahme der Schmelzwassermengen mit zunehmendem Abstand vom Gletschertor bzw. mit zunehmender Meereshöhe hervorgeht.

Bei der Beantwortung der sehr heiklen Frage, ob die oben betrachteten Schmelzwassermengen einer subglazialen Fassung überhaupt zugänglich sind, ist rein physikalisch noch folgendes zu bedenken: Das Gletschereis, dessen Temperatur dem Druckschmelzpunkt entspricht, enthält in den Kristallgrenzen Wasser, dessen Gewichtsanteil dem Druck

proportional ist [31]. Daraus darf geschlossen werden, dass die Plastizität des Eises mit zunehmendem Druck grösser, bzw. seine Zähigkeit kleiner wird (vgl. Bild 21). Diese Annahme wird durch die beobachtete Zunahme der Fließgeschwindigkeit mit der Tiefe unter der Gletscheroberfläche gestützt. Es ist daher wahrscheinlich, dass ein kritischer Druck existiert, bei dem auf die Dauer keine makroskopischen Hohlräume bestehen können [28]. Im Bereich dieses kritischen Druckes bzw. des «geschlossenen» Eises, kann die flüssige Phase voraussichtlich nur noch als Haarspaltenwasser in den Grenzflächen der Kristalle und nicht mehr als frei fließendes Wasser zirkulieren. Offene Wasseradern sind hier nur denkbar, wenn das Wasser ein genügendes Schmelzvermögen, bzw. eine verhältnismässig hohe Anfangstemperatur besitzt. Die an den grossen Talgletschern Alaskas gemachte Beobachtung, dass das Schmelzwasser der Oberfläche nirgends in sehr grosse Tiefe dringt, sondern in interglazialen, der Gletscheroberfläche mehr oder weniger parallelen Eisröhren fliesst, scheint obige Anschauung zu bestätigen [29].

Obschon die Wasserwege im Innern des Gletschers noch ganz ungenügend erforscht sind, ist demnach mit der Möglichkeit zu rechnen, dass sich bei sehr mächtigen Gletschern der Abfluss des Schmelzwassers bis in eine gewisse Entfernung vom Gletschertor in der Hauptsache interglazial oder längs der seitlichen Felsbegrenzung vollzieht und deshalb einer Fassung schwer zugänglich ist. Ein offener Wasserweg längs der Felssohle ist im Bereich des hochplastischen Eises

nur auf dem Grunde tief eingeschnittener, enger Felsrinnen denkbar, die dank genügender Schmelzvorgänge vor einer Verstopfung durch das plastisch eindringende Eis bewahrt bleiben, sofern sie nicht mit Moränenmaterial ausgefüllt sind. Die Bildung solch enger Schluchten (Aareschlucht, Lütschenschlucht usw.) dürfte während einer Periode der Vergletscherung erfolgt sein, in der die Eismächtigkeit jenen kritischen Wert nicht überschritt, der das Bestehen offener Wasserwege längs der Gletschersohle verunmöglicht. Ueber die Grösse dieses kritischen Druckes, der vielleicht dem Gewicht

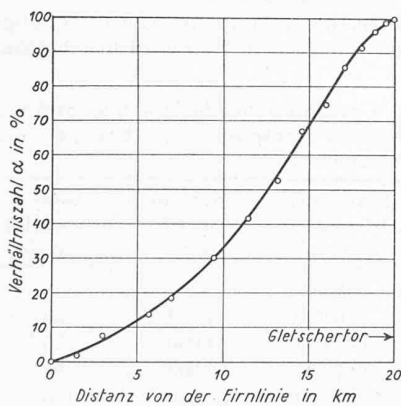


Bild 19. Ungefähre prozentuale Zunahme α des jährlichen Wasserabflusses des grossen Aletschgletschers infolge Ablation zwischen Firnlinie u. Gletschertor, in Funktion der Distanz von der Firnlinie

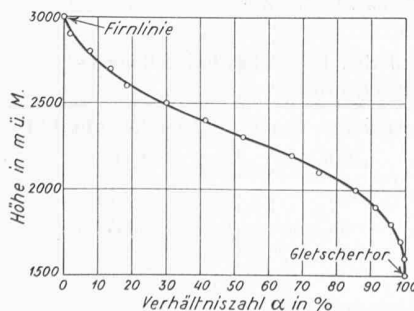


Bild 20. Ungefähre prozentuale Zunahme α des jährlichen Wasserabflusses des grossen Aletschgletschers infolge Ablation zwischen Firnlinie u. Gletschertor, in Funktion der Meereshöhe der Gletscheroberfläche

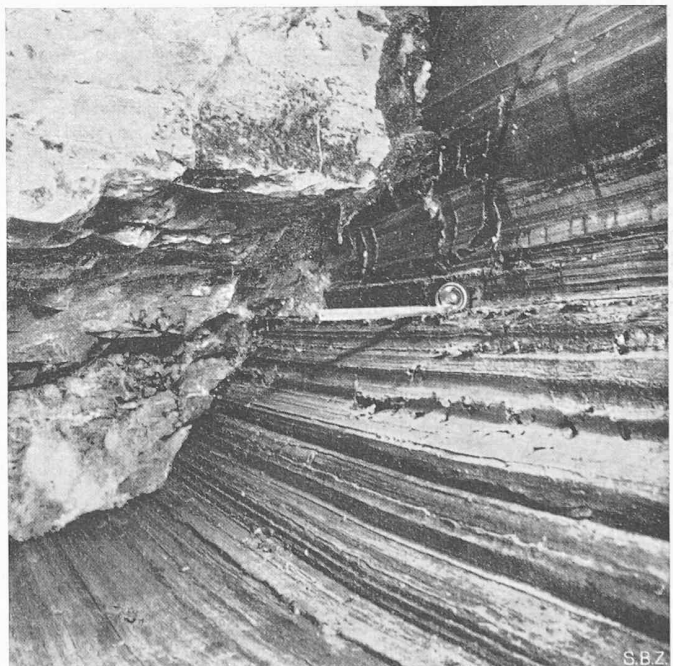


Bild 21. Plastisches Verhalten des Eises (Profilierung einer Randkluff des obren Grindelwaldgletschers, 50 m unter der Gletscheroberfläche, ca. 1800 m ü. M. Masstabauszug 20 cm). Photo H. Carol, Winter 1941

einer Eisüberlagerung von mehreren hundert Metern entspricht und zweifellos von einer Reihe anderer Faktoren abhängt, herrscht noch völliges Dunkel. Umsomehr ist hier grösste Vorsicht geboten. Neben allen andern Schwierigkeiten subglazialer Wasserfassungen scheint damit das *plastische Verhalten des Eises* den technischen Möglichkeiten eine Grenze zu setzen, die weniger durch den Abstand vom Gletschertor als durch die Mächtigkeit des Eises und dessen Druckverhältnisse bedingt ist.

Literaturverzeichnis

[1] O. Lütschg: Der Märjelensee und seine Abflussverhältnisse, Annalen der Schweiz. Landeshydrographie, Bern 1915.
 [2] H. Mothes: Neue Ergebnisse der Eisseismik, Zeitschrift für Geophysik, Jg. 5, H. 3/4, Braunschweig 1929.
 [3] G. Seligman: Forschungsergebnisse am grossen Aletschgletscher, Die Alpen, H. 12, 1943.
 [4] R. U. Winterhalter: Probleme der Gletscherforschung, Die Alpen, H. 6, 1944.
 [5] R. Haefeli: Entwicklung der Probleme der Schnee- und Gletscherkunde in der Schweiz, Experientia 2, H. 1, 1946.
 [6] M. de Quervain: Schnee als kristallines Aggregat, Experientia 1, S. 207, 1945.
 [7] P. L. Mercanton: Vermessungen am Rhonegletscher 1874—1915, Neue Denkschrift der Schweiz, Naturf. Ges., 1916.
 [8] R. Streiff-Becker: Beitrag zur Gletscherkunde, Forschungen am Claridenfirn im Kanton Glarus, Denkschrift der Schweiz. Naturf. Ges., Bd. LXXV, 1943.
 [9] Annalen der Schweiz. Meteorolog. Zentralanstalt (MZA) in Zürich, bis inkl. 1947.
 [10] M. de Quervain: Zum Wasserhaushalt der Schneedecke, Hydrologische Tagung der Eidg. Kommission für Schnee- und Lawinenforschung, ETH 1947, (interner Bericht).
 [11] E. Sorge: Glaciologische Untersuchungen in Eismitte. Wissenschaftliche Ergebnisse der deutschen Grönlandexpedition von K. Wegener, Bd. III, Glaciologie, Leipzig 1935.
 [12] B. Gutenberg: Changes in sea level, postglacial uplift and mobility of the earth interior, Bulletin of Glaciological Society of America, 1941.
 [13] R. Haefeli: Spannungs- und Plastizitätserscheinungen der Schneedecke, Mitteilung Nr. 2 der Versuchsanstalt für Wasserbau an der ETH, 1942.

[14] A. Blümke und S. Finsterwalder: Zeitliche Aenderungen in der Geschwindigkeit der Gletscherbewegung, Sitzungsbericht bayer. Akad. Wiss. Kl. Bd. 35, 1905.
 [15] Alb. Heim: Handbuch der Gletscherkunde, Stuttgart 1885.
 [16] R. Koechlin: Mécanisme de l'eau et principes généraux pour l'établissement d'usine hydro-électriques, Kap. 11, Bd. 1, 1924/26. Les glaciers et leur mécanisme, Lausanne 1944.
 [17] M. Demorest: Ice flowage as revealed by glacial striae, Journal of Geography, Vol. XLXI, Nr. 5, 1938.
 [18] R. Haefeli: Zur Mechanik ausserordentlicher Gletscherschwankungen, Schweiz. Bauztg., Bd. 115, Nr. 16, 1940.
 [19] H. Carol: Beobachtungen zur Entstehung der Rundhöcker, Die Alpen, Nr. 6, 1943.
 [20] M. F. Perutz: Report on problems relating to the flow of glaciers, The Journal of Glaciology, Vol. I, Nr. 2, 1947.
 [21] W. Jost: Gletscher, Sonderabdruck aus dem 6. Kommentar zum Schweiz. Schulwandbilderwerk, 1941.
 [22] E. Meyer-Peter und Th. Frey: Das Projekt 1943/44 der Urseren-Kraftwerke Schweiz. Bauztg., Bd. 126, S. 105*, 127*, 141*, 151* (Sept./Okt. 1945).
 [23] R. S. Tarr: The theory of advance of glaciers in response to earthquake shoking, Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. 5 (1910/1911).
 [24] A. Kaech: Wasserkatastrophen infolge Ausbruch von Gletscherseen etc. Vortrag vom 8. März 1946 in der Sektion Bern des S. I. A. Schweiz. Bauztg. Bd. 127, S. 190 (13. April 1946).
 [25] R. Hebling: Ausbruch eines Gletschersees in den argentinischen Anden und aussergewöhnliche Gletscherschwankungen im allgemeinen, Schweiz. Bauztg., Bd. 115, H. 11, 1940.
 [26] E. Stambach: Untergletscher-Wasserfassungen, Schweiz. Bauztg., Jg. 66, H. 6, 1948.
 [27] M. Waeber: Observations faites au glacier de Tré-la-Tête, Revue de Géographie Alpine, Tome XXXI, Fasc. III, Grenoble 1943.
 [28] R. Haefeli: Schnee, Lawinen, Firn und Gletscher, Sonderabdruck aus «Ingenieurgeologie» von Dr. L. Bendel, II. Bd. 1948.
 [29] O. D. v. Engeln: Phenomena associated with glacier drainage and wastage with special reference to observations in Yakutat-Bay, Alaska. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. 6 (1911/12).
 [30] R. Haefeli und P. Kasser: Observations in the Firn and Ablation Regions of the Great Aletsch Glacier, Beitrag zum Kongress der UGGI im August 1948 in Oslo.
 [31] H. Hess: Physik der Gletscher, in Müller-Pouillet's Lehrbuch der Physik, Bd. 5, Braunschweig 1928.
 [32] Eidg. Amt für Wasserwirtschaft: Hydrographisches Jahrbuch der Schweiz, bis 1947.

Die Gasleitung von Comodoro Rivadavia nach Buenos Aires

DK 621.532.3(82)

Die Argentinische Regierung beschloss mit Dekret vom 3. Februar 1947 die Erstellung einer Gasleitung von 254 mm Durchmesser und 1837 km Länge für die Ueberleitung des in den grossen Oellagern von Comodoro Rivadavia im Südteil des Landes anfallenden Naturgases nach der Hauptstadt. Die dort noch erschliessbaren Gasreserven werden auf 12 Milliarden m³ geschätzt. Das Gas besteht im wesentlichen aus 90 bis 95% Methan und etwa 4% Aethan; sein Heizwert wird zu rd. 9500 kcal/m³ angegeben.

Der jährliche Verbrauch an Stadtgas betrug in Buenos Aires im Jahre 1944 rd. 92,6 Mio m³, im Jahre 1947 147,2 Mio m³; für das Jahr 1949 wird mit einem Verbrauch von 220 Mio m³ gerechnet; dazu kommt noch ein erheblicher Zuschlag für die umliegenden Gemeinden. Für die Jahre 1949 und 1951 wird mit einem Gesamtverbrauch von Naturgas mit 9500 kcal/m³ Heizwert von 122 Mio m³ bzw. 202 Mio m³ pro Jahr gerechnet; dem entspricht ein Verbrauch von 412000 m³ bzw. 679000 m³ pro Tag im Mittel des Monats Juli, der den grössten Verbrauch aufweist. Der höchste Tagesverbrauch liegt noch um etwa 12% höher. Die Fernleitung ist für eine maximale Tagesleistung von 1,2 Mio m³ vorgesehen. Dabei wurde dem Um-

stand Rechnung getragen, dass möglicherweise in absehbarer Zeit der Heizwert infolge Entzug der schweren Kohlenstoffe (Propan, Butan) auf 9000 kcal m³ gesenkt wird.

Die Gasleitung folgt im allgemeinen der Hauptstrasse. Zur Verlegung wurde mit einem speziellen Grabenbagger ein Graben von 50 cm Breite und mindestens 75 cm Tiefe ausgehoben. In dieser Tiefe sind die täglichen Temperaturschwankungen nicht mehr spürbar; während die Bodentemperaturen bei 1 m Tiefe im Juli rd. + 7° C, im Februar + 20° C betragen.

Die Rohrleitung besteht aus Rohrstücken von 10 m Länge und 5,75 mm Wandstärke. Der höchste Betriebsdruck beträgt

Tabelle 1. Ferngasleitung Comodoro Rivadavia - Buenos Aires. Etappenweiser Ausbau. Tägliche Transportmenge, Energie- und Gasverbrauch der Zwischenstationen

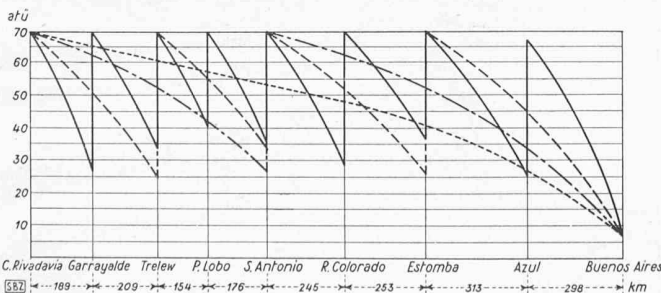
Bau-Etappe	Anzahl Zwischenstationen	Transportmenge a)	Energie-Bedarf b)	Gasverbrauch b)
		m ³ /Tag	PS	m ³ /1000 m ³ a)
1	0	340 000	—	—
2	1	480 000	1 000	18
3	3	687 000	4 000	45
4	7	907 000	10 000	95
5	15	1 200 000	28 000	180

a) In Buenos Aires verfügbar, b) der Zwischenstationen

Tabelle 2. Speichermöglichkeit des Teilstückes Bahía Blanca - Buenos Aires bei 70 atü Anfangsdruck

Durchflussmenge	Druck am Ende	Speicherinhalt *)
Mio m ³ /Tag	atü	Mio m ³
0,45	45	2,24
0,50	38	2,14
0,55	28	1,99
0,60	7	1,80

*) Bezogen auf Atmosphärendruck



Berechneter Druckverlauf in der Ferngasleitung von Comodoro Rivadavia nach Buenos Aires in den ersten vier Bauetappen gemäss Tabelle 1

- 1. Etappe punktiert
- 2. Etappe strichpunktiert
- 3. Etappe gestrichelt
- 4. Etappe ausgezogen