

WISSENSCHAFTLICHE ERGÄNZUNGSHEFTE

ZUR

ZEITSCHRIFT DES D. U. Ö. ALPENVEREINS.

I. BAND. — 2. HEFT.

UNTERSUCHUNGEN

AM

HINTEREISFERNER

VON

DR. ADOLF BLÜMCKE UND DR. HANS HESS.

MIT EINER KARTE DES HINTEREISFERNERS IN 1:10000 UND NEUN TAFELN.

MÜNCHEN, 1899.

VERLAG DES DEUTSCHEN UND ÖSTERREICHISCHEN ALPENVEREINS.

HERGESTELLT DURCH DIE VERLAGSANSTALT F. BRUCKMANN A.-G. IN MÜNCHEN.

IN COMMISSION FÜR DEN BUCHHANDEL BEI DER J. LINDAUER'SCHEN BUCHHANDLUNG IN MÜNCHEN.

Einleitung.

Was an Nachrichten über den wechselnden Stand der Gletscher aus früheren Zeiten auf uns gekommen ist, bezieht sich entweder auf Eisströme, die sehr nahe an menschliche Wohnstätten heranreichten, oder auf solche, die das Interesse der Alpenbewohner in Anspruch nahmen wegen der grossen Schwankungen, die sie in ihrer Ausdehnung zeigten und vor Allem wegen der verschiedenartigen Unglücksfälle, die als ziemlich regelmässige Begleiterscheinungen der Gletschervorstösse auftraten. Keiner von diesen Umständen trifft für den Hintereisferner zu und so ist es auch erklärlich, dass erst der Maximalstand, den der Gletscher 1818 erreicht hatte, in der Literatur erwähnt wird.¹⁾ Die Brüder Schlagintweit haben in den Jahren 1847 und 1848 eine Reihe von Beobachtungen am Hintereisferner gemacht; es war aber wohl nur die grosse Ausdehnung dieses Gletschers, die den beiden Forschern Veranlassung gab, gerade hier einen Theil ihrer Studien durchzuführen. Neben einigen bildlichen Darstellungen überliefern sie uns eine Anzahl von Höhenangaben besonders auffallender Punkte des Gletschers, auf deren Werth wir weiter unten zu sprechen kommen werden; ausserdem beobachteten sie die Veränderung in der Lage des Gletscherendes von 1847—1848 sowie an zwei Punkten die Geschwindigkeit der Eisbewegung. In seinem Buche über die Ötztal Gebirgsgruppe giebt Sonklar v. Innstädten die wichtigsten Dimensionen des Gletschers und beschränkt sich im übrigen auf eine Beschreibung der Lage und Zusammensetzung desselben. 1874 machte der Meraner Wundarzt Götsch Geschwindigkeitsmessungen, deren wir an geeigneter Stelle weiter gedenken werden. Dann folgen noch die Mittheilungen, welche E. Richter 1883 in der Zeitschr. des D. u. Ö. A.-V. und 1888 in seinem Buche über die Gletscher der Ostalpen giebt. Weitere Berichte über den Hintereisferner sind uns nicht zu Gesicht gekommen.

Bisher hat sich also dieser Gletscher nur eines geringen Interesses erfreut; wenn wir im Folgenden die Ergebnisse unserer Beobachtungen, die wir in seinem Gebiete während der Jahre 1893—1898 anstellten, des Näheren darlegen, so sind wir uns wohl bewusst, damit weder ein historisches, noch ein praktisches Bedürfniss befriedigt zu haben, wie es etwa Finsterwalder's Abhandlung über den Vernagtferner thut. Für uns waren hauptsächlich zwei Gesichtspunkte bestimmend, gerade den Hintereisferner eingehenden Studien zu unterziehen. Erstens wollten wir eine Karte des Zungen- und Moränengebietes herstellen, die es uns ermöglichen sollte, den Substanz- und Arealverlust des Gletschers seit seinem letzten grossen Vorstoss zu bestimmen. Für Gepatsch-, Vernagt- und Hochjochferner war diese Arbeit bereits früher vollzogen und es fehlte eben nur der Hintereisferner, um über ein

¹⁾ Vgl. G. Götsch, Das Leben der Gletscher. Innsbruck 1864, p. 28.

ziemlich ausgedehntes, zusammenhängendes und nahezu unter gleichartigen Witterungsverhältnissen stehendes Gletschergebiet die (für meteorologische und andere Fragen) nothwendigsten Kenntnisse zu bieten. — Andererseits wollten wir gerade die Eigenschaft dieses Gletschers, dass er eine im Verhältniss zum Firngebiet sehr ausgedehnte Zunge von geringer Neigung und sehr geringer Zerklüftung besitzt, benützen, um soweit dies durch einmalige Beobachtung des Gletscherzustandes überhaupt möglich ist, gewissermaassen eine experimentelle Prüfung der uns im Herbst 1893 von Herrn Prof. Finsterwalder auseinandergesetzten, inzwischen in dessen Abhandlung über den Vernagtferner¹⁾ veröffentlichten Theorie über die Strömung des Gletschereises zu veranlassen. Die ziemlich gleichmässige Neigung der Zunge des Hintereisferners sowie die auf eine lange Strecke gleichmässige Senkung seiner Oberfläche seit dem letzten Vorstosse machten es wahrscheinlich, dass die Veränderungen in der Massenvertheilung sich bei diesem Gletscher weit stetiger vollziehen, als bei anderen, für welche durch grosse Eisbrüche und wechselnde Neigungsverhältnisse die Bedingungen für ein sprunghaftes Anwachsen der Gletscherzunge gegeben sind. Wir nahmen also an, dass der Gletscher wenigstens für den Zeitraum eines Jahres als »stationär« angesehen werden könne, d. h. dass seine Oberfläche in dieser Zeit keine wesentliche Änderung erfahren werde. Dass diese Voraussetzung in der Hauptsache zutraf, bestätigen die bis 1898 fortgesetzten Messungen. (Vergl. Taf. IV.)

Zur Gewinnung einer Karte, die die Änderung in der Gletscherzunge gegenüber dem Maximalstande mit genügender Genauigkeit ermitteln liess, wäre das trigonometrische Netz und die kleine Zahl von tachymetrischen Messungen, die wir 1893 ausführten, hinreichend gewesen. Als wir aber 1894 den weiteren Theil unserer Studien begannen, suchten wir vor Allem das Netz so weit über das Gebiet des Gletschers auszudehnen, dass auch das Firnfeld hauptsächlich auf photogrammetrischem Wege in der Karte dargestellt werden konnte. Der wichtigste Theil unserer Arbeiten sollte nun die Feststellung der Geschwindigkeit an möglichst vielen Punkten der Gletscheroberfläche werden; deshalb musste dafür Sorge getragen werden, dass die Grundlage der Messungen, das trigonometrische Netz, eine ausreichende Genauigkeit aufwies. Neben der Kenntniss der Vertheilung der Geschwindigkeit auf der Oberfläche des Gletschers war dann noch der Betrag der Ablation an mehreren Punkten zu ermitteln. Beide Gruppen von Beobachtungen ermöglichen auf Grund der Annahmen, die Finsterwalder über die Strömung des Eises macht, die Construction der Querschnitte an beliebigen Stellen des Gletschers. Es sollte dann noch der Versuch gemacht werden, durch Tiefbohrungen die Dicke des Eises an mehreren Stellen eines solchen Querschnittes zu ermitteln, so dass nicht nur durch eine wahrscheinliche Form, sondern auch durch die Sonde die Richtigkeit der construierten Querschnitte und damit die Zulässigkeit der Finsterwalder'schen Annahmen erwiesen würde.

Die Herausgabe dieser Arbeit war ursprünglich für einen früheren Zeitpunkt angesetzt; jedoch veranlassten zeitweilige räumliche Trennung von uns beiden und neue Berufsgeschäfte eine Verzögerung in der Bearbeitung des Materials. Dieser Umstand kam uns insoferne zu Nutzen, als dadurch die Verwerthung der Beobachtungen von 1898 ermöglicht wurde, welche, wie sich später (S. 53) zeigen wird, für die Construction der Querschnitte etc. von grosser Wichtigkeit sind. Gleichzeitig ist damit für den Hintereisferner ein sehr stattliches Beobachtungsmaterial gewonnen, das auf einen Zeitraum von vier Jahren sich erstreckt. Die vom Schweizer Alpenclub und dem eidgen. topographischen Bureau unternommene Vermessung am Rhôneletscher wurde allerdings auf einen wesentlich

¹⁾ Wissensch. Ergänzungshefte zur Zeitschr. des D. u. Ö. A.-V. No. 1, 1897.

längeren Zeitraum ausgedehnt und hat zweifellos Material genug ergeben, das mit der gleichen Sicherheit, wie das von uns gelieferte zur Beurtheilung von all den Fragen verwendet werden kann, deren Lösung unsere Arbeit unterstützen soll. Allein die Beobachtungsergebnisse der Rhönegletscher-Vermessung liegen bis jetzt leider nicht zur allgemeinen Benützung vor und das, was in den einzelnen Jahrbüchern des Schweizer Alpenclubs darüber berichtet ist, reicht zu einer Benützung in dem Sinne unserer Bestrebungen nicht aus. Bietet demnach auch die Hintereisferner-Vermessung in Anlage und Durchführung nichts wesentlich Neues gegenüber früheren Gletschervermessungen, so hat sie doch gegenüber der des Rhönegletschers den Vorzug, dass ihre Resultate verarbeitet vorgelegt werden können. Sie unterscheidet sich ausserdem in dem einen Punkte von der Arbeit der Schweizer Topographen, dass der Zustand des Hintereisfeners in Bezug auf Oberflächenbeschaffenheit, Geschwindigkeit und Ablation für einen bestimmten Zeitraum so gut bekannt ist, als es die aufgewendeten technischen und finanziellen Mittel ermöglichen. Soweit bisher Berichte über die Ergebnisse der Rhönegletschervermessungen vorliegen, scheint es wenigstens, dass für diesen Eisstrom die auf den nämlichen Zeitraum bezüglichen Beobachtungen nach den drei angeführten Richtungen nicht gemacht wurden. Man hat dort auch wohl Geschwindigkeit, Ablation und Gletscherstand gemessen — aber zu verschiedenen Zeiten.¹⁾ Wir glauben daher auch aus diesem Grunde, dass unsere Arbeit nicht überflüssig ist, wenn auch die in Betracht kommenden Einzelfragen im Laufe der zweiten Hälfte dieses Jahrhunderts von verschiedenen Seiten bereits so eingehend behandelt wurden, dass jede neue Gletscher-Vermessung zunächst als Wiederholung schon vorhandener wissenschaftlicher Messungen erscheinen muss.

Während der Arbeiten vom Jahre 1894 wurden wir, besonders bei den Bohrungen, kräftig unterstützt von Herrn Ing. Fritz Hess, dem wir auch an dieser Stelle für seine werthvollen Hilfeleistungen den besten Dank sagen. Beim Lesen der Correctur war uns in lebenswürdigster Weise unser Collega Herr Gg. Mairoser behilflich. Die thatkräftigste Unterstützung wurde uns jedoch seitens des Centralausschusses des D. u. Ö. A.-V. zutheil, der unserem Unternehmen das regste Interesse entgegenbrachte und bereitwillig die nicht geringen Kosten der Arbeiten im Feld übernahm. Hiefür, sowie für die vorzügliche Ausstattung des vorliegenden Heftes auch hier unseren verbindlichsten Dank zu erstatten, ist uns eine angenehme Pflicht.

¹⁾ Vergl. L. Held, Die Rhönegletscher-Vermessung, verglichen mit Vermessungen anderer Alpengletscher. Jahrbuch des S. A.-C. 1889—1890.

Lage des Hintereisferners.

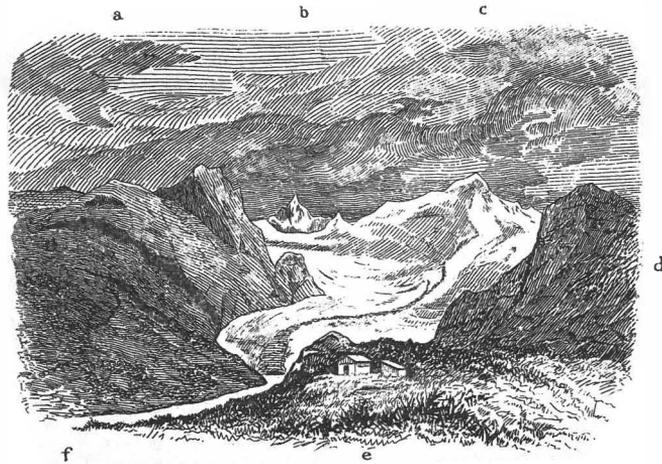
In seinem obersten Theile gabelt das Rofenthal, der am weitesten nach Westen gerichtete Ausläufer des Ötzthales, in das Becken, aus welchem der Hochjochferner herabzieht und in das Thal des Hintereisferners — das Neusthal, wie es bei Peter Anich noch heisst. Es ist eine langgestreckte, fast gleichmässig breite Mulde, welche den ganzen Gletscher aufnimmt und deren südöstliche und südliche Umrahmung der vom oberen Berg (Neusberg) über das »hintere Eis«, das Teufelseck und die innere Quellspitze zur Weisskugel verlaufende Höhenzug bildet, während der über Langtaufererspitze, Hochvernaglwand und die Hintereisspitzen führende Theil des Weisskammes die nordwestliche Thalseite ausmacht. Der oberste, zwischen dem oberen Rofenberg, der Weisskugel und der Hochvernaglwand gelegene Theil dieser Mulde ist das Firnggebiet des Hintereisferners. Zwischen Hochvernaglwand und der hinteren Hintereisspitze zieht ein kleiner Gletscher herab, der Vernaglwandferner, welcher bei seiner grössten Ausdehnung dem Hintereisferner tributär wird, gegenwärtig aber ein ganz selbstständiger, steiler, in seinen unteren Partien stark zerklüfteter Gletscher ist. Zwischen den Hintereisspitzen liegen zwei kleine Gletscher, deren Enden nicht unter 2800 *m* herabgehen; ihre Schmelzwasser bilden schwache Wasserläufe, die über die Hintereisalm — die untersten, spärlich mit Gras bewachsenen und von wenigen Schafen beweideten Hänge der Hintereisspitzen — herabstürzen und sich mit den Wassern des Hintereisferners vereinigen. Auf der rechten Thalseite finden sich am Abhange des oberen Rofenberges ein paar kleine Schneeflecken; der unterste Theil des oberen Berges ist ebenfalls eine als Schafweide benützte Grasfläche.

Die Umrahmung des Firnfeldes hat in einer Einsattelung zwischen Teufelseck und innerer Quellspitze ihren tiefsten Punkt, 3140 *m*, und als höchste Punkte: innere Quellspitze 3519 *m*, Weisskugel 3746 *m*, Langtaufererspitze 3545 *m*, Hochvernaglwand 3446 *m*. Der Weisskamm hat dabei eine durchschnittliche Höhe von über 3400 *m*, während der südliche und südöstliche Kamm des Firnfeldes im Mittel wenig über 3200 *m* steigt. Die mittlere Höhe der Firnmulde ist fast 3200 *m* und ihre untere Grenze in einer Höhenlage von ca. 2850 *m*. Von hier an zieht aus ostnordöstlicher, allmählich in fast östliche Richtung umbiegend, die Zunge des Hintereisferners, wenig und gleichmässig geneigt, in einer Länge von ca. 4,5 *km* hinab bis zur Höhe von ca. 2600 *m*. Dort kommt von der linken Thalseite herab die steile, stark zerklüftete Zunge des Kesselwandferners, dessen Nährgebiet vom Weisskamm zwischen der vorderen Hintereisspitze und dem Fluchtkogel, sowie von den Kesselwänden eingeschlossen wird. Weitere 1,5 *km* gehen die vereinigten Eismassen beider Gletscher noch thalauswärts bis zu 2280 *m* herab. Nach kurzem Laufe vereinigen sich die Schmelzwasser des Hintereisferners mit dem aus einer tief eingeschnittenen Schlucht hervordringenden Bache des Hochjochferners zur Rofener Ache.

Ältere topographische Aufnahmen.

In der Anich'schen Karte von Tirol ist das Gebiet des Hintereisferners als Neus-Thal bezeichnet, das zwischen dem Neus-Berg und dem Guslarberg vom Schwemserjoch herabzieht. Die Nomenklatur ist heute nicht mehr dieselbe. Der Name Neus ist aus den Karten verschwunden und auch den Thalbewohnern nicht bekannt. Die übrigen Namen sind zwar heute noch gebräuchlich, jedoch sind andere Örtlichkeiten damit belegt. Als eine Karte im engeren Sinne, auf welcher alle Einzelheiten des Geländes dem Maasstab entsprechend zu erkennen sind, kann die Anich'sche Darstellung bekanntlich nicht gelten; über die Formen am Hintereisferner und seiner Umgebung lehrt sie uns nichts.

Auch die Aufnahme, welche durch das militärgeographische Institut in den Jahren 1817—1822 im Maasstab 1 : 144 000 vorgenommen wurde, giebt kein gutes Bild von der Lage und Gestalt des Gletschers. Wenn auch eine Reihe von Einzelheiten, wie Felsrippen und Moränenzüge bereits angedeutet sind, so weicht doch



Der Hintereisgletscher im Ötztthale.

a Neusberg. b. Innere Quellspitze. c. Weisskugel 11840 P.F. d. Theil des Rofenberges.
Hintereishütte 6792 EF. f Ursprung der Oetz.

Fig. 1.

das Ganze so sehr von der Wirklichkeit ab, dass diese Karte nicht zu Messungen irgend welcher Art brauchbar ist. Die Brüder Schlagintweit gaben ihrem Werke über die phys. Geogr. der Alpen eine Karte der Ötztalergroupe, Maasstab 1 : 72 000, bei, welche in der Hauptsache auf diese Militär-Aufnahme sich stützt. Obwohl gerade am Hintereisferner Messungen («ausführliche Triangulationen») durch die beiden Forscher ausgeführt wurden, legten sie doch auf eine möglichst naturgetreue Wiedergabe der Gestalt ihres Versuchsobjectes ein sehr geringes Gewicht. Nicht einmal mit ihren eigenen Zahlenangaben ist die Karte in Übereinstimmung. So sollte¹⁾ der Block *b*, in der Nähe der Rofenberghütte, der zu Geschwindigkeitsmessungen benützt wurde, 472 *m* vom linken Ufer entfernt sein; die Karte giebt allerdings an der betr. Stelle die Breite des Gletschers zu ca. 600 *m* an gegen 450 *m* in Wirklichkeit, aber der Block *b* ist ca. 80 *m* vom linken Ufer eingezeichnet. Für den Punkt *a* am Kesselwandferner sind die Ungenauigkeiten ähnlich. Zu dieser

¹⁾ Untersuchungen etc., S. 108.

Oberflächlichkeit in der Behandlung der Karte passt ganz gut eine Ansicht des Hintereisferners, die auf Seite 65 der »Untersuchungen etc.« wiedergegeben ist. Dieselbe ist in Fig. 1 auch hier abgedruckt und ihr eine Wiedergabe einer Photographie gegenübergestellt, die wir 1898 aufgenommen haben. Sind auch die Standpunkte für beide Aufnahmen nicht ganz identisch, so ist doch aus Fig. 2 zu entnehmen, dass 1848 die Scenerie nicht so gewesen sein kann, wie sie die Brüder Schlagintweit reproducieren; sie haben ihrer Phantasie ziemlich viel Spielraum gelassen.

Unter Benützung der Kataster-Aufnahmen von 1851 und militärischer Triangulationen aus der gleichen Zeit hat Sonklar die Karte des Ötzthaler Gebietes im Maassstab 1:144 000 neu gezeichnet und dieselbe seinem Buche über die Ötzthaler Gebirgsgruppe beigegeben. Eine genauere Besichtigung der Sonklar'schen Karte



Fig. 2. Der Hintereisferner von der Zwerchwand aus. 1898.

lässt erkennen, dass nicht einmal die in das Gebiet des Hintereisferners fallenden trigonometrischen Punkte richtig eingetragen sind. Die Felsrippen, welche von Langtauferspitze und Weisskugel herabziehen, fehlen ganz; die Formen, welche durch den Blandruck charakterisiert werden, können nicht so gewesen sein, wie sie die Karte zum Ausdruck bringt; der ganze Blandruck scheint mehr einem künstlerischen Bedürfniss, als etwas anderem genügen zu wollen. Die Breite der vereinigten Gletscherzungen des Kesselwand- und des Hintereisferners ist viel zu gross, der Zusammenfluss der beiden Gletscher ebenso falsch dargestellt wie bei Schlagintweit; aber während hier jede Andeutung des Hochjochgletscherbaches fehlt, sagt uns die Sonklar'sche Karte, dass das Hintereis die Schlucht des Hochjochfernerbaches überbrückte.

Besser als bei Sonklar ist die Darstellung des Gletschers erst auf der militärischen Specialkarte von 1871, welche, auf das Katasternetz gegründet und durch Messisch-Aufnahmen gestützt, einen wesentlichen Fortschritt in der Kartographie

unseres Gebietes darstellt. Ausser den trigonometrischen Punkten sind noch eine Reihe von hervorragenden Punkten der Umrandung des Gletschers mit Höhenzahlen versehen; die Formen der Eisoberfläche sind durch Schraffen einigermaassen angedeutet — Höhenlinien auf Eis und Firn fehlen. Im Grossen und Ganzen ist die Gestalt der Kammlinie ziemlich richtig eingetragen, wenn auch bedeutende Abweichungen an einzelnen Stellen vorhanden sind. Die in Metern angegebenen Höhen weichen im Mittel für 8 Punkte um 16 *m* von unseren Angaben ab.

Die Karte, welche von Prof. K. Haushofer und dem Lithographen Hoffmann bearbeitet und der Zeitschr. des D. u. Ö. A.-V. 1874—1877 beigegeben wurde, stützt sich auf diese Militäraufnahme und zeichnet sich durch besondere Klarheit aus, wenn auch die eingezeichneten Höhenlinien durchaus nicht dem entsprechen, was sie an Formen des Geländes darstellen sollen. Auch hier ist, wie in der Militäraufnahme, der Hintereisferner noch nahezu in seinem Maximalstand aufgezeichnet; doch ist

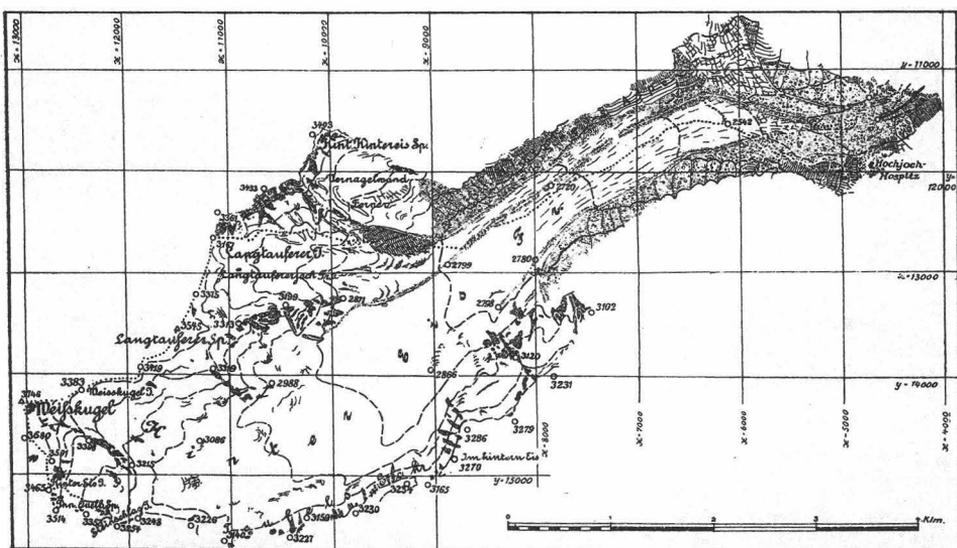


Fig. 3. Reduction in 1:75000 nach der topogr. Detailkarte der Ötztalalpen.
(Reambulierung von 1888.)

die Zunge in den oberen Theilen zu schmal, dagegen nach ihrer Vereinigung mit dem Kesselwandferner ziemlich richtig eingetragen:

Die vielfachen Mängel der 1871er Aufnahme veranlassten das K. K. militärgeogr. Institut, eine Reambulierung derselben vorzunehmen, welche 1888 im Gebiete des Hintereisferners ausgeführt wurde. Die Höhenzahlen, welche einzelne Punkte der Umrandung und einige charakteristische Felszacken im Firngebiete tragen, zeigen im Mittel (für 21 Punkte) 8,5 *m* Abweichung gegen die von uns gefundenen. Dabei ist aber Punkt 2988 der Militäraufnahme nicht mit in Betracht gezogen, da er seiner Horizontal-Lage entsprechend etwa 3080 *m* Höhe haben müsste. Die Felsstelle, welcher er zugehört, ist um etwa 300 *m* weiter östlich. Auch in der Kammlinie, die sich auf weite Strecken mit der unserer Karte deckt, kommen starke Abweichungen vor. So ist die flache Ausbuchtung an der südlichsten Stelle der Firnmulde nur ungenau angedeutet, der Verlauf der Kammlinie zwischen Hintereisjoch und Weisskugel falsch und der Grat von der Langtauferspitze zum Langtauferserjoch in der Mitte um 250 *m* zu weit östlich gesetzt; die Höhenlinien im

Fängegebiete konnten nicht so verlaufen sein, wie sie die Karte darstellt. Die Gletscherzunge ist, wie in der 1871er Aufnahme, in den oberen Gebieten und sicherlich auch gegen das Gletscherende hin zu schmal dargestellt, denn noch 1894 war sie hier beträchtlich breiter, als die Militäraufnahme sie aufweist; dagegen ist jedenfalls das nichtbewachsene Gelände am Südhang der Gulsarspitzen, das mit dem Moränengebiete identisch ist, viel zu breit ausgefallen.

Auf diese Reambulierung stützte sich S. Simon bei Bearbeitung der Karte der Ötzthaler Alpen, die er für den D. u. Ö. A.-V. 1891—1894 herstellte. Da er keine eigenen Messungen anstellte, sondern nur an der Hand von Photogrammen eine genauere Felszeichnung lieferte, so unterscheidet sich die Simon'sche Karte bezüglich der Genauigkeit auch in der Führung der Höhenlinien fast nicht von der Militäraufnahme. Wir geben deshalb auch nur eine Reproduktion dieser letzteren im Maassstab 1:75 000 zum Vergleich mit unserer, auf das gleiche Maass reducierten Karte (Fig. 3 und 4).

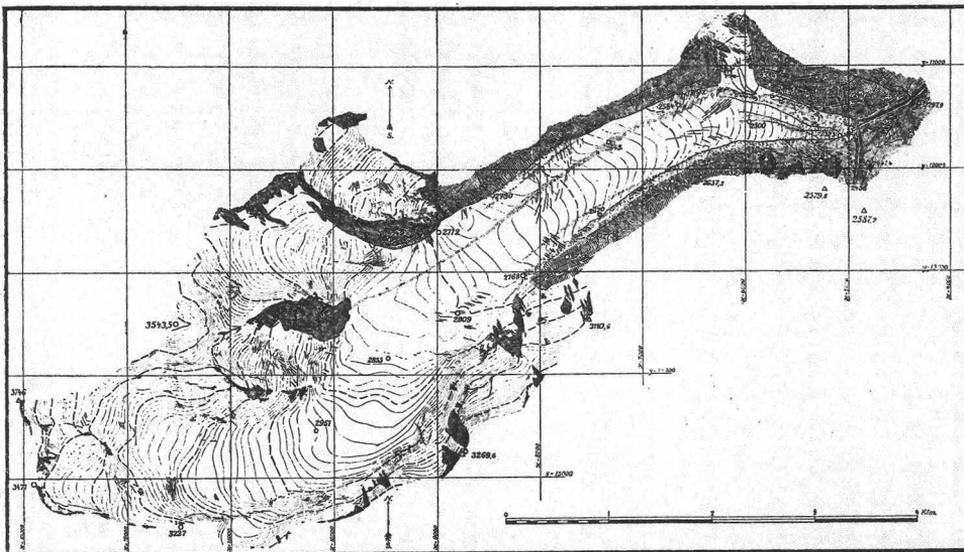


Fig. 4. Reduction der Karte von Blümcke und Hess in 1:75 000.

Aufnahme von 1893 und 1894.

Die Methode der Aufnahme, die wir angewendet haben, ist folgende. Die Katasterpunkte Krahwand, Im hintern Eis und Thalleit Spitze, welche als Eckpunkte des trigonometrischen Netzes oder als Zielpunkte dienten, sowie Mittlere Gulsarspitze und eine Reihe anderer bei der Vernagtfernermessung bestimmter Punkte wurden in ihrer gegenseitigen Lage als bekannt angenommen, so dass also unser Netz mit dem Katasternetz und dem der Vernagtaufnahme zusammenhängt. Die Winkelmessungen wurden mit einem Ertel'schen Theodolit gemacht, dessen Vertikalkreis 1', dessen Horizontalkreis 30'' Ablesemöglichkeit hat. Die Punkte des Netzes wurden 1893 mit Farbe auf kleinen Felsplatten und durch darüber errichtete Steindauben markiert. 1894 haben wir theils zugespitzte Eisenrohre, theils Thonröhren, wie sie bei den bayerischen Katasteraufnahmen verwendet werden, benützt, um unsere Signale für längere Zeit zu sichern. Zur bequemeren Auffindung wurden die Steindauben wiederum errichtet und mit 2 m langen, rothe und weisse Fähnchen tragenden Holzstangen versehen, deren zugespitztes unteres Ende in die Höhlung der Röhren gesteckt wurde. An

die Eckpunkte des Netzes wurden durch Rückwärtseinschneiden die 29 Punkte angeschlossen, welche ausser den Netzpunkten als Stationspunkte für die tachymetrischen Messungen, oder als photogrammetrische Standpunkte dienten.

Für die Ausführung der tachymetrischen Messungen wurde derselbe Theodolit, der zur Triangulation diente, angewandt. Während der eine von uns die Ablesungen am Instrument machte, wurden vom anderen die nach Richtung und Entfernung eingemessenen Punkte im Maassstab 1 : 2500 in ein mit Winkel- und Abstandstheilung versehenes Blatt eingetragen, auf welchem gleichzeitig eine Skizze des betreffenden Gebietes mit allen nöthigen Einzelheiten verzeichnet wurde. Die in Anwendung gekommene Distanzlatte war aus drei Rundstäben zusammengesetzt und leicht zu transportieren. Sie hatte im Ganzen eine Länge von 4 m. Der unterste Meter war von 2 zu 2 cm getheilt, die Endpunkte der oberen drei Meter waren durch kreisförmige, mit weissen und rothen Sektoren bemalte Blechtafeln gekennzeichnet; zur Verticalstellung der Latte diente ein Senkel.

Zur photogrammetrischen Aufnahme gebrauchten wir einen gewöhnlichen photographischen Apparat von unveränderlicher Bildweite. Die Camera hatte in ihrem Rahmen vier Marken, welche auf jede Platte mit abgebildet wurden und so angeordnet waren, dass bei Verticalstellung einer Kante des Rahmens die Verbindungslinie von zweien dieser Marken horizontal, die der anderen beiden vertical war. Diese hölzerne Camera war auf einem metallenen Untergestell montiert, so dass sie mit Hilfe von Stellschrauben und mit Anwendung einer Dosenlibelle so gestellt werden konnte, dass die Ebene der photographischen Platte nahezu (etwa $\pm 1^\circ$) vertical stand. Es war also ein höchst primitiver photogrammetrischer Apparat, dessen wir uns bedienten; da aber von jedem Aufnahmepunkt aus mit dem Theodolit eine genügende Anzahl von leicht auffindbaren und auf der photographischen Platte leicht kenntlichen Richtungspunkten¹⁾ eingemessen wurde, so konnten die nöthigen Correcturen durchgeführt und die gewonnenen Bilder vollständig sicher verwendet werden. Die Bildweite des Apparates betrug 121,3—121,7 mm (sie wurde für die einzelnen Cassetten eigens ermittelt) und das Objectiv — ein Zeiss'scher Anastigmat — arbeitete die ganze Platte von der Grösse 13 × 18 cm vollständig scharf aus.

Coordinatensystem und Ausgleichung.

Die Karte ist in einer Ebene gezeichnet, welche zu derjenigen parallel ist, die durch die Nullpunkte der Höhen von Krahwand, Mittlere Guslar Spitze und Im hinten Eis gelegt ist; und zwar sind alle Punkte bezogen auf ein rechtwinkliges Coordinatensystem, das dem Tiroler Katastercoordinatensystem angepasst ist. Die Y-Achse ist parallel zu dem Meridian, welcher durch den Thurm der Innsbrucker Pfarrkirche geht und hat von diesem eine Entfernung von fünf Meilen (= 37929,7 m). Die X-Achse ist parallel dem grössten Kreis, der (in sechs Meilen Abstand vom Innsbrucker Kirchthurm) die Y-Achse senkrecht schneidet und wie diese für die in Betracht kommende Strecke geradlinig angenommen. Demnach ist die Nord-Süd-Richtung keines der Punkte unserer Karte mit der Y-Achse parallel. Für den Punkt $x = 9475$ m, $y = 13839$ m (unteres Dreikant im Firn) weicht dieselbe um genau 28' von der Y-Richtung ab. Die Anlage des trigonometrischen Netzes ist aus Fig. 5 ersichtlich: die Punkte H, I, II X umschliessen als kleineres Netz den untersten Theil

¹⁾ Als solche wurden mehrfach die Punkte Weisskugel und Langtaufererspitze gebraucht, deren Coordinaten wir nach dem Kataster verwendeten, die aber auch durch die vielfachen Visuren von unseren Netzpunkten aus ziemlich sicher gelegt waren; da sie aber keine deutlich sichtbaren Signale mehr trugen, schlossen wir sie nicht an das Netz an.

des zu vermessenden Gebiets, die Punkte *E*, *H* und *X* und Mittlere Guslarspitze vermitteln den Anschluss an die Punkte Krahwand und Im hintern Eis des Kataster-netzes; die drei Letzteren sowie die Punkte *B*, *D*, *E*, *X* bestimmen das grössere Anschluss-Netz.

Die Coordinaten der Katasterpunkte Krahwand und Im hintern Eis wurden uns vom K. u. K. militärgeographischen Institut in Wien gütigst mitgetheilt, die des Punktes Mittlere Guslarspitze entnahmen wir den Ergebnissen der Vernagt-fernervermessung. Leider ist es bei der schwierigen und misslichen Beschaffenheit des Geländes nicht wohl möglich gewesen, das kleinere Netz günstiger zu gestalten; wir kamen ohne die eng gedrängten Punkte auf dem rechten Ufer nicht aus. Wir hätten zwar ein paar Punkte dadurch einsparen können, dass wir hier höher hinauf-gestiegen wären, aber für die Detaillierung wären dann doch unten eine Anzahl von Stationspunkten nachträglich anzuschliessen gewesen, so dass ein Gesamtgewinn an Zeit nicht erzielt worden wäre. Wir waren nämlich bei der uns mehrfach ver-folgenden Ungunst des Wetters gezwungen, unsere Zeit möglichst zur Gewinnung von Beobachtungsmaterial zu benützen, wenn auch dabei einige Schönheitsfehler des Netzes mit unterlaufen mochten. Man wird sehen, dass die Grenzen der Beobachtungsfehler solche sind, dass sie den Werth der Ergebnisse nicht beeinflussen. Was nun die Netzausgleichung anlangt, so wurde zunächst das kleine Netz ausgeglichen und zwar nicht im Ganzen, sondern indem es in einzelne Theile zerlegt wurde, deren jeder für sich nach der Methode der kleinsten Quadrate behandelt wurde. Dabei wurden nach Ausgleichung des ersten Theils die mit dem folgenden gemeinschaftlichen Winkel unverändert gelassen und so fort. Die Theile sind:

1. <i>H VII II</i> Mittl. Guslarsp. <i>E</i>	(5 Bedingungs-gl.,	11 Winkel;	m. Fehler p. Gew.-Einh.	23 [“])
2. <i>H VII II III IV VI</i>	(8	„	16	„ „ „ „ „ 28 [“])
3. <i>II IV VI V IX</i>	(7	„	13	„ „ „ „ „ 16 [“])
4. <i>VI V VIII IX</i>	(4	„	8	„ „ „ „ „ 12 [“])
5. <i>VI V VIII X</i>	(4	„	8	„ „ „ „ „ 32 [“])
6. <i>E H VII I</i>	(4	„	8	„ „ „ „ „ 24 [“])

Der mittlere Winkelfehler pro Gewichtseinheit wäre im gesammten kleinen Netz ca. 24[“].

Es soll nicht behauptet werden, dass dies die vortheilhafteste Eintheilung ist, die man hätte treffen können; sie war auch nicht die einzige, welche versucht wurde, aber von denjenigen, die durchgerechnet wurden, war sie die günstigste. Auf Einzelheiten der langwierigen und zeitraubenden Ausgleichungsrechnungen, wie Mittheilung der Bedingungs-gleichungen u. s. w. brauchen wir uns nicht einzulassen, da es sich hier um Dinge handelt, die dem Fachmann bekannt sind und deren Durchführung in jedem besseren Handbuche der Vermessungskunde nachgesehen werden kann.

Es sei beiläufig bemerkt, dass wir uns hauptsächlich des vortrefflichen Werkes von W. Jordan ¹⁾ bedienen.

Wir unterlassen die Mittheilung der beobachteten und der verbesserten Winkel und geben nur in der Tabelle S. 13 ein Verzeichniss der Coordinaten der Netzpunkte mit ihren wahrscheinlichen Fehlern.

Beim Übergang von dem kleinen Netz auf das grosse handelte es sich haupt-sächlich darum, die Sichten von Im hintern Eis nach *X* und Krahwand und die-jenigen in *X* selbst zu verwerthen.

¹⁾ Jordan, Handbuch der Vermessungskunde, neueste Auflage, 1895. Verlag von J. B. Metzler, Stuttgart.

Wir schlugen dazu folgenden Weg ein: Unter Benützung der vorläufig aus der Figur Mittlere Guslarspitze, Krahwand, *B*, *D*, *E* ermittelten Basis Mittlere Guslarspitze *E* wurden die Coordinaten der bisherigen Punkte gerechnet, und mittels dieser die Winkel des Dreiecks Mittlere Guslarspitze *E*, *X*, sowie der Winkel *VIII*, *X*, *E* bestimmt und der letztere vom beobachteten Winkel *VIII*, *X*, Im hintern Eis abgezogen. In der Figur Mittlere Guslarspitze, *X*, Im hintern Eis, Krahwand, *D*, *B*, *E* wurden alsdann die Winkel der Dreiecke Mittlere Guslarspitze, *E*, *X* und *E*, *X*, Im hintern Eis wie beobachtete Winkel behandelt und endlich diese Figur nach der Methode der kleinsten Quadrate ausgeglichen. Direct beobachten lassen sich diese letzten Winkel nicht, weil man von *X* nicht nach *E* und Mittlere Guslarspitze sehen kann, ebenso nicht von *E* nach *X* und Im hintern Eis. Ausser der Zwangsbedingung, dass die Winkel des Dreiecks Mittlere Guslarspitze, Im hintern Eis, Krahwand unveränderlich sein sollten, ergaben sich sieben Bedingungsgleichungen. (Der Winkel *B* Krahwand *E* konnte nicht gemessen werden, weil *E* vom excentrischen Standpunkt in Krahwand nicht sichtbar war.) Der Punkt *D* wurde noch mit hereingenommen, um für den südlichen Theil des Hochjochfernernetzes einen bequemen Anschluss zu erhalten; für den Hintereisferner ist er zwecklos. Nachdem nun das grosse Netz ausgeglichen war, wurden abermals aus dem kleinen die Coordinaten des Punktes *X* gerechnet und mit den sich aus dem grossen ergebenden verglichen; obschon der Unterschied nur ungefähr 2 *dm* betrug, wurde eine nochmalige Ausgleichung durchgeführt, wobei als weitere Bedingung hinzugefügt wurde, dass auch die Winkel des Dreiecks Mittlere Guslarspitze, *E*, *X* unveränderlich seien; nunmehr stimmten natürlich die sich aus beiden Netzen ergebenden Coordinaten von *X* befriedigend überein. Der mittlere Gewichtseinheitsfehler im grossen Netz betrug 14,6", also rund 15"; dass derselbe im kleinen Netz grösser ist, kommt wohl daher, dass hier die unvermeidlichen Fehler im genauen Centrieren der nicht absolut geraden Signalstangen wegen der kurzen Entfernung mehr zur Geltung kommen. Zur besseren Beurtheilung der Genauigkeit der Punktbestimmung wurden für die Punkte *B*, *D*, *E*, *X* die mittleren Fehlerellipsen¹⁾ gerechnet unter der Annahme, dass die drei Punkte Krahwand, Im hintern Eis und Mittlere Guslarspitze fehlerfrei seien. Bei den Fehlerellipsen für die Punkte des kleinen Netzes wurden die Fehler der jeder Ausgleichsfigur zu Grunde gelegten Basis berücksichtigt. Aus folgender Zusammenstellung (S. 13) sind die Grösse der Halbachsen und des Azimut der grossen Achse dieser Fehlerellipsen für die Netzpunkte und einige besonders wichtige Punkte, sowie die Werthe der Coordinaten ersichtlich.

Wie man sieht, ist die aus dem grossen Netz folgende Genauigkeit des Punktes *X* etwas besser als die aus dem kleinen, was daher rührt, dass beim grossen Netz mehr Beobachtungen verwerthet sind als beim kleinen. Hieraus ergibt sich der mittlere Punktfehler zu ca. 8 *dm*, d. i. eine für unsere Zwecke ausreichende Genauigkeit.

Zur Controle haben wir noch die pothenotische Bestimmung des Ausgangspunktes der fünften Steinlinie herbeigezogen, bei welcher folgende Punkte anvisiert wurden: *X*, *IX*, *VIII*, *V*, Vordere Hintereisspitze, Mittlere Guslarspitze.

Aus der Ausgleichung ergab sich als mittlerer Winkelfehler 136"; das ist aber ein Fehler, wie er bei der Sorgfalt, wie sie gerade auf diese Messung verwendet wurde, unmöglich gemacht werden konnte; derselbe dürfte im schlimmsten Falle 15" betragen. Benützt man nun diese Bestimmung unter der Voraussetzung, dass die Winkel der Punktbestimmung fehlerfrei seien, zur Ermittlung der Fehler der

¹⁾ Jordan, Handbuch der Vermessungskunde. Dritte Auflage, 1888. S. 343 u. s. f.

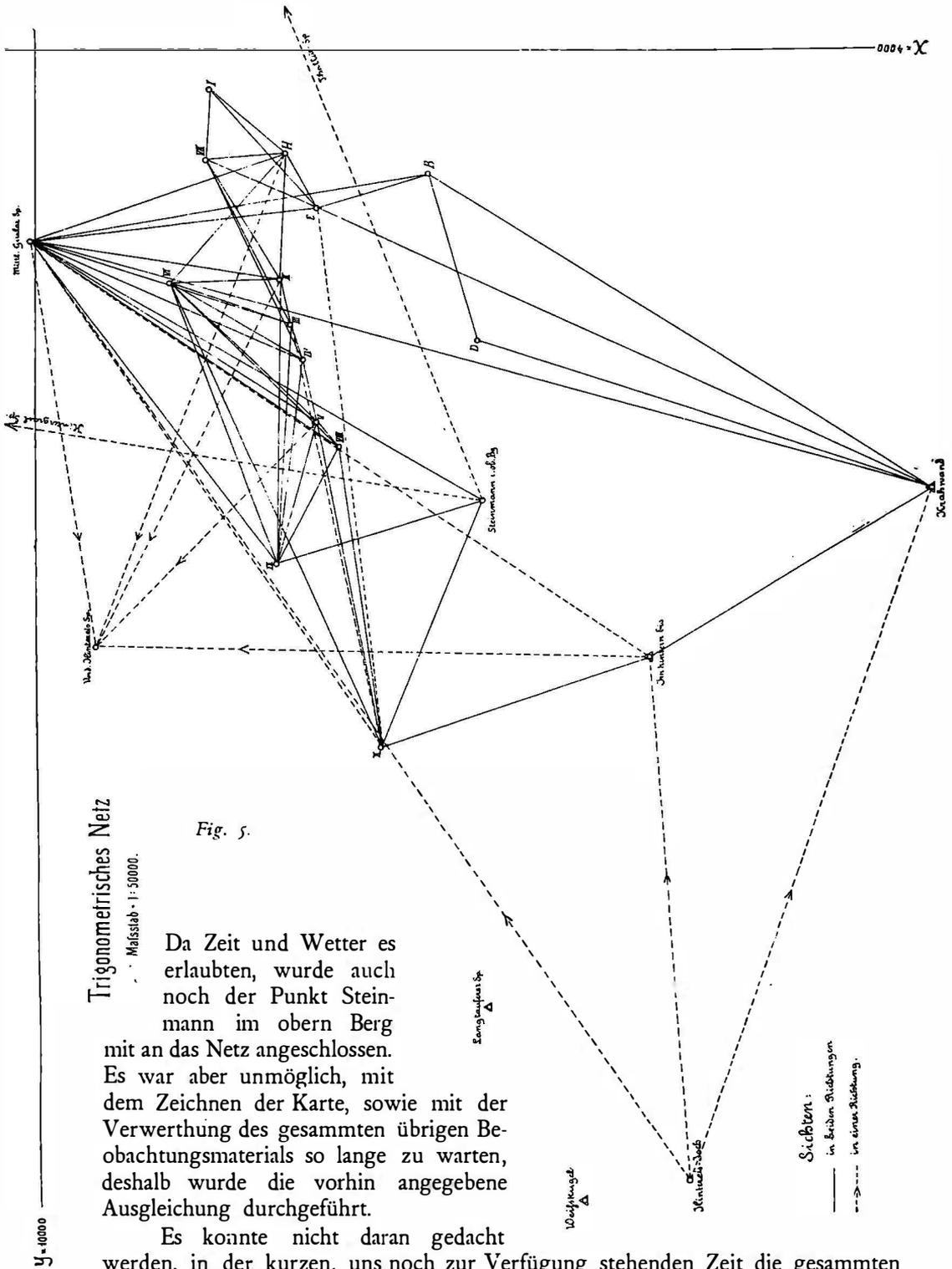
Netzpunkte, ¹⁾ so ergibt sich ein mittlerer Punktfehler derselben von ebenfalls 8 dm. Der mittlere Höhenfehler der Netzpunkte beträgt ± 5 dm.

	<i>x</i>	<i>y</i>	<i>z</i>	Grosse Halbachse	Kleine Halbachse	Azimuth der grossen Achse
				der Fehlerellipse		
Krahwand	7451,90	17510,47	3251,3	0,0 dm	0,0 dm	
Mittlere Guslarspitze	5497,65	9963,86	3126,3	0,0 "	0,0 "	
<i>E</i>	5229,83 $\pm 0,70$	12199,88 $\pm 0,0$	2579,8	7,0 "	0,0 "	0° 2'
<i>H</i>	4799,18 $\pm 0,71$	11957,35 $\pm 0,10$	2441,4	7,1 "	1,0 "	178° 47'
<i>B</i>	4966,41 $\pm 0,13$	13078,60 $\pm 0,43$	2719,7	4,5 "	0,5 "	74° 50'
<i>D</i>	6272,33 $\pm 0,21$	13459,74 $\pm 0,66$	2753,5	6,8 "	1,3 "	75° 46'
Im hintern Eis	8768,03	14785,73	3269,6	0,0 "	0,0 "	
<i>I</i>	4305,28 $\pm 0,77$	11370,80 $\pm 0,10$	2297,9	7,7 "	1,0 "	179° 16'
<i>II</i>	5802,10 $\pm 0,71$	11916,16 $\pm 0,08$	2584,5	7,1 "	0,8 "	178° 59'
<i>III</i>	6152,47 $\pm 0,72$	11992,74 $\pm 0,16$	2632,7	7,2 "	1,6 "	179° 55'
<i>IV</i>	6433,11 $\pm 0,74$	12085,02 $\pm 0,22$	2657,5	7,4 "	2,2 "	2° 42'
<i>V</i>	6915,62 $\pm 0,74$	12192,25 $\pm 0,17$	2653,1	7,4 "	1,7 "	1° 5'
<i>VI</i>	5826,64 $\pm 0,76$	11054,62 $\pm 0,12$	2584,8	7,6 "	1,2 "	0° 53'
<i>VII</i>	4857,58 $\pm 0,71$	11338,49 $\pm 0,18$	2407,6	7,1 "	1,8 "	177° 40'
<i>VIII</i>	7112,98 $\pm 0,74$	12357,07 $\pm 0,19$	2689,1	7,4 "	1,8 "	4° 57'
<i>IX</i>	8026,79 $\pm 0,77$	11872,59 $\pm 0,10$	2719,2	7,7 "	1,0 "	0° 20'
<i>X</i>	9470,87 $\pm 1,31$	12676,96 $\pm 0,42$	2924,5	13,2, "	3,2 "	5° 26'
	resp. $\pm 0,80$	$\pm 0,57$		9,6 "	2,3 "	34° 15'
Steinmann im obern Berg	7542,52 $\pm 0,76$	13483,37 $\pm 0,20$	3110,6			
Vordere Hintereisspitze	8671,6 $\pm 1,7$	10459,5 $\pm 1,8$	3437,7	23,0, "	8,8 "	134° 37'
Hintereisjoch	12895,32 $\pm 0,46$	15060,33 $\pm 0,41$	3471,2	6,1 "	3,0 "	39° 23'
Ausgangspunkt der Steinlinie VIII	7731,00 $\pm 0,90$	12860,20 $\pm 0,61$	2753,8			
Punkt der Steinlinie VII	7408,70 $\pm 1,14$	12648,47 $\pm 0,49$	2735,8			
" " " VI	7177,69 $\pm 0,36$	12421,09 $\pm 0,33$	2696,8			
" " " V	6952,49 $\pm 0,49$	12267,00 $\pm 0,39$	2674,9			
" " " IV	6707,03 $\pm 0,36$	12127,76 $\pm 0,27$	2643,2			

aus d. grossen, aus d. kleinen Netz berechnet

Es wird dem aufmerksamen Leser beim Betrachten der Fig. 5 sicher auffallen, dass im Vorstehenden von den Sichten, die von der Mittleren Guslarspitze nach den Punkten III, IV, V, VIII und IX und zurück zielen, sowie von dem Punkt Steinmann im obern Berg noch nicht die Rede war. Das kommt daher, dass die ersten Beobachtungen auf der Mittleren Guslarspitze im Jahre 1893 unbrauchbar wurden, weil das Instrument sich verschoben hatte; dies wurde leider erst nach der Heimkehr bemerkt. Bei einem weiteren Versuch, diese Messungen nachzuholen, zeigte sich nach Ersteigung der Spitze, dass die Signale in VIII und IX vom Sturme umgeworfen worden waren und erst im letzten Jahre gelang es endlich, die gewünschten Messungen auszuführen.

¹⁾ Jordan, Handbuch der Vermessungskunde. Dritte Auflage, 1888. S. 155 u. s. f.



Trigonometrisches Netz

Fig. 5.

Maßstab = 1:50000.

Da Zeit und Wetter es erlaubten, wurde auch noch der Punkt Steinmann im obern Berg mit an das Netz angeschlossen. Es war aber unmöglich, mit dem Zeichnen der Karte, sowie mit der Verwerthung des gesammten übrigen Beobachtungsmaterials so lange zu warten, deshalb wurde die vorhin angegebene Ausgleichung durchgeführt.

Es konnte nicht daran gedacht werden, in der kurzen, uns noch zur Verfügung stehenden Zeit die gesammten neuen Beobachtungen einer durchaus neuen Ausgleichung zu Grunde zu legen;

Sichten:
 — in beiden Richtungen
 - - - in einer Richtung.

aber sie konnten benützt werden, die frühere Ausgleichung gründlich zu controlieren. Das wurde folgendermaassen gemacht:

Zuerst wurden die beobachteten Winkel des Dreiecks *II, IX*, Mittlere Guslar Spitze mit den aus den Coordinaten berechneten verglichen, wobei sich eine erfreuliche Übereinstimmung herausstellte. Alsdann wurden der Reihe nach die Vierecke *II, III, IX*, Mittlere Guslar Spitze, *III, IV, IX*, Mittlere Guslar Spitze, *IV, V, IX*, Mittlere Guslar Spitze und *V, VIII, IX*, Mittlere Guslar Spitze nach der Methode der kleinsten Quadrate ausgeglichen und zwar so, dass bei jedem derselben die Winkel, welche es mit dem vorangehenden gemein hat, unverändert gelassen wurden. Die auf Grund dieser Ausgleichung ermittelten Coordinaten für die Punkte *III, IV, V* und *VIII* stimmten, wie wohl kaum anders erwartet werden durfte, nicht mit den früheren bis auf den Centimeter überein, aber die Unterschiede waren so geringe, dass wir die oben mitgetheilten Werthe unverändert beibehalten können.

Die Beobachtungen für den Punkt Steinmann im obern Berg wurden in folgender Weise benützt: Aus dem Dreieck Mittlere Guslar Spitze, *IX*, Steinmann, wurden seine Coordinaten vorläufig berechnet, dann mittels dieser und derjenigen der übrigen Netzpunkte, sowie der Mittleren Hintergras Spitze und Thalleits Spitze sämmtliche aus der Figur ersichtliche Winkel ermittelt und mit den beobachteten verglichen. Die Abweichungen liessen eine Ausgleichung wünschenswerth erscheinen.

Da sich nun Punkt Steinmann im obern Berg mit den übrigen nicht in eine geschlossene Dreieckskette bringen liess, so wurde er noch überdies mit Punkt *X* neu bestimmt, wobei die Coordinaten von *X* ebenfalls als genäherte angesehen wurden. Das dabei eingeschlagene Verfahren ist nicht neu, weshalb wir hier nur darauf hinweisen; ein ganz ähnliches Beispiel befindet sich in Jordan's Lehrbuch unter der Überschrift: »Bestimmung zweier Punkte durch innere und äussere Richtungen.«¹⁾ Die Ausgleichung, welche sich im Ganzen auf 17 innere und äussere Richtungen erstreckte, ergab folgende Coordinatenfehler unter Annahme, dass alle übrigen Punkte fehlerfrei seien:

Steinmann:	X:
Fehler der <i>x</i> -Coordinate: $\pm 0,29 \text{ m}$	$\pm 0,30 \text{ m}$
„ „ <i>y</i> -Coordinate: $\pm 0,30 \text{ m}$	$\pm 0,36 \text{ m}$

unter Berücksichtigung der oben angegebenen Fehler der Netzpunkte und unter Annahme, dass Hintergras Spitze und Thalleits Spitze fehlerfrei seien:

Steinmann:	X:
Fehler der <i>x</i> -Coordinate: $\pm 0,76 \text{ m}$	$\pm 0,76 \text{ m}$
„ „ <i>y</i> -Coordinate: $\pm 0,20 \text{ m}$	$\pm 0,22 \text{ m}$

Die auf diese Art neu erhaltenen Coordinaten des Punktes *X* wichen nur um wenige Decimeter von den früheren ab, was für den erstrebten Genauigkeitsgrad völlig belanglos ist und die Gesammtergebnisse auch nicht im Allermindesten beeinflusst.

Herstellung der Karte.

Zur Herstellung der Karte haben wir uns eine Erfahrung zu Nutze gemacht, welche aus dem bayerischen Katasterbureau stammt. Die bayerischen Katasterblätter werden auf ca. 1 *mm* starken, mehrfach geleimten Karton gezeichnet. Diese Kartons werden durch längere Zeit auf ihr Verhalten gegenüber den Änderungen der Temperatur

¹⁾ Jordan, dritte Auflage, 1888, Bd. 1, S. 166. ²⁾ Vergl. auch fünfte Auflage, 1895, Bd. 1, S. 374 u. f.

und der Luftfeuchtigkeit geprüft und nur solche Exemplare, welche minimale Contractionen aufweisen, werden verwendet. Wir verschafften uns einen derartigen guten Karton und begannen, ohne denselben aufzuspannen, die Arbeit mit dem Auftragen des Coordinatennetzes, der Einzeichnung der Eckpunkte des trigonometrischen Netzes und der photogrammetrischen Standpunkte, wobei selbstverständlich die nöthige Sorgfalt und jede mögliche Controle verwendet wurden. Die vorgegebene Grösse des Kartons einerseits und die für einen grösseren Maassstab, etwa 1:5000 oder auch nur 1:7500, ziemlich unbequemen Dimensionen des Zeichnungsblattes andererseits veranlassten uns, das Original der Karte in 1:10000 zu zeichnen. Da die Punkte Krahwand und Mittlere Guslarspitze wegen der photogrammetrischen Construction in das Blatt aufzunehmen waren, so erwiesen sich die Ausmaasse des Kartons als eben ausreichend. Gelegentlich einer Prüfung des in halbe Millimeter getheilten Maassstabes, der zur Construction der Karte gebraucht wurde, stellte es sich heraus, dass jeder Decimeter desselben um 0,3 *mm* zu klein war. Sonst war die Theilung des Instrumentes eine sehr gute und da bereits ein ziemlich umfangreiches Stück Arbeit an der Karte geleistet war, so wurde das einmal vorhandene Verjüngungsverhältniss derselben beibehalten. Es konnte dies um so leichter geschehen, als der auf dem Blatte gezeichnete Maassstab ebenso wie die eingetragenen Seiter der Kilometerquadrate stets genügenden Anhalt für die Ausmessungen auf dem Originale lieferten und als erfahrungsgemäss bei der Reproduction der Karte durch die Contractionen der zur Verwendung gelangenden Druckpapiere Abweichungen von dem ursprünglich gewählten Verkleinerungsverhältnisse auftreten. Dass für alle Ausmessungen, also vor Allem für die Ermittlung der Höhen der photogrammetrischen Punkte immer derselbe Maassstab, dessen Theile um 0,3% zu klein geraten waren, verwendet wurde, sei nebenbei erwähnt; die photographischen Höhenbestimmungen haben also den constanten Fehler von 0,3%; doch musste derselbe nur selten, wenn es sich um Höhendifferenzen von mehr als 100 *m* handelte, in Rechnung gezogen werden. In den anderen Fällen wurde er, wie später erörtert wird, durch die sonstigen Messungsfehler vollständig verdeckt.

Durch tachymetrische Messung waren von 19 Stationspunkten aus 351 Detailpunkte gewonnen worden, die ausschliesslich auf Zunge und Moränengebiet des Gletschers entfallen. Zu diesen kommen noch die 103 Punkte der acht Steinlinien, welche zur Geschwindigkeitsmessung gelegt wurden; man hatte also zur Construction der Karte der Gletscherzunge bis zur Höhe von 2850 *m* ziemlich reichliches Punktmaterial. Das in die Karte mit aufgenommene Gebiet um das Hochjochospiz und das Ende des Moränenfeldes des Hochjochfeners wurde aus dem Vermessungsmaterial der Aufnahmen des Hochjochfeners von 1890 und 1893¹⁾ entnommen (Zahl der Punkte 70). Von den 975 photogrammetrisch gefundenen Punkten fällt ein ziemlich kleiner Theil auf das Gebiet der Zunge. Die weitaus grösste Anzahl derselben liegt im Firnfeld. Im Ganzen wurden, die trigonometrischen Punkte mit eingerechnet, 1536 Punkte für die Karte verwendet; da dieselbe eine Fläche von rund 16 *qkm* darstellt, so treffen im Mittel 96 Punkte auf 1 *qkm*. Dabei kommen natürlich, wie ein Blick auf die Karte lehrt, einzelne Gebiete ziemlich unter das Mittel, weil dort, z. B. im Firnfeld des Langtauferer Zuflusses, die entsprechende Zahl gut bestimmbarer Punkte in den Photographieen fehlte. Nachdem alle im Feld eingemessenen Punkte in die Karte eingetragen waren, wurde zunächst für das Zungengebiet die photogrammetrische Construction ausgeführt, sodass dieses in allen

¹⁾ Vergl.: Kerschensteiner u. Hess, Zeitschrift d. D. u. Ö. A.-V. 1892, S. 17 und Blümcke u. Hess, Zeitschrift 1895, S. 16.

Einzelheiten gezeichnet und festgelegt werden konnte. Da der photogrammetrische Apparat, wie bereits erwähnt, keine besonderen Einrichtungen zeigte, die es ermöglicht hätten, die Lage der einzelnen photographischen Platten direct anzugeben, so musste jede Platte einzeln orientiert werden. Dazu wurden meist zwei bis drei Richtungen benützt, welche vom photogrammetrischen Standpunkt aus gegen Punkte genommen wurden, die auf den Bildern leicht zu erkennen waren und die, da ihre Winkel mit bekannten Richtungen gemessen waren, in das Zeichnungsblatt aufgenommen werden konnten. Die Richtung der Platte und die Lage der optischen Achse konnten dann für jeden Fall in kurzer Zeit angegeben werden. Da auch für jede Visur, die zur Orientierung der Platte diente, der Verticalwinkel abgelesen wurde und ausserdem auf den meisten Platten Punkte zu erkennen waren, deren Höhe uns bekannt war, so konnte auch für jede Platte die Correctur in Bezug auf die Lage ihres Horizontes angegeben werden. Erst nachdem diese Correctur vollständig bekannt war, wurde die betr. Platte für die Construction der Karte verwendet. Auf diese Weise war also der Fehler eliminiert, dass, wie es meistens der Fall war, die durch die Marken gegebene »Horizontale« eben nicht horizontal war. Der wohl ebenso häufige Fehler, dass die Platte um ihre Breitenachse gedreht, die optische Achse also nicht genau horizontal war, konnte dagegen nur dann corrigiert werden, wenn die Unterschiede der Höhen von bekannten Punkten, die in dem Gesichtsfeld der Platte lagen, durch die erste Correctur nicht beseitigt und wenn sehr nahe gelegene Punkte für diese Controle verwendet werden konnten. Das war nun leider nur zweimal möglich. Für alle anderen Fälle musste diese Correctur unterlassen werden. So lange es sich um Punkte handelt, welche grosse Entfernung vom photographischen Standpunkt haben, macht dieser Fehler auch die Höhenbestimmung des Punktes nicht wesentlich ungenauer; für solche Punkte aber, die dem Apparate nahe liegen und deren Verticalwinkel ziemlich hohe Beträge erreichen können, kommt derselbe jedoch sehr in Betracht. Dass er zumeist nicht in Rechnung gezogen werden konnte, ist wohl eine der Hauptursachen, weshalb die relativ grossen Höhenfehler für nahe gelegene Punkte sich ergeben.

Abweichung	bis 500 m	600 bis 1000 m	1100 bis 1500 m	1600 bis 2000 m	2100 bis 2500 m	2600 bis 3000 m	3100 bis 3500 m	3600 bis 4000 m	4100 bis 4500 m	4600 bis 5000 m	5100 bis 5500 m	Summe
	Mittel 400 m	Mittel 800 m	Mittel 1300 m	Mittel 1800 m	Mittel 2300 m	Mittel 2800 m	Mittel 3300 m	Mittel 3800 m	Mittel 4300 m	Mittel 4800 m	Mittel 5300 m	
bis 1 m	64	175	180	145	78	47	24	18	5	2	1	739
1—2 m	38	127	130	134	72	53	27	22	5	1	5	614
2—3 m	16	84	117	112	65	29	20	13	12	1	0	469
3—4 m	8	27	62	49	31	16	11	10	4	1	0	219
über 4 m	0	7	4	16	5	6	1	3	1	0	0	43
Summe	126	420	493	456	251	151	83	66	27	5	6	2084
mittl. Fehler f. 1000 m	3·1 m	1·8 m	1·3 m	0·9 m	0·8 m	0·6 m	0·5 m	0·5 m	0·5 m	0·4 m	0·2 m	1·2 m

Mittlere Länge einer Visur 1800 m; also mittlerer Höhenfehler 2·16 m.

Die Zahl der Punkte, für welche mehr als zwei Richtungen zur Lagebestimmung verwendet wurden, ist verhältnissmässig gering. In der Mehrzahl der Fälle macht

es doch Schwierigkeiten, auf den photographischen Platten (und auch auf den Positiven) die zusammengehörigen Punkte mit genügender Sicherheit zu bestimmen, und besonders, wenn sehr weit entfernte Punkte in Frage kommen, wird es schwer, mehr als zwei Platten genügend in Einklang zu bringen, da Verschiedenheiten der Formen und der Beleuchtung auftreten, welche die Bestimmung von Gletscherspalten, rundlichen Felspartien, Blöcken auf Moränen, also gerade der Gebilde, die für die Einmessung sonst sehr brauchbar sind, unsicher machen. Selbstverständlich wurden, sobald spitze Schnitte der Richtungsstrahlen auftraten, die betr. Punkte nur dann in der Construction verwertet, wenn durch einen dritten Strahl ein weiteres Bestimmungsstück für dieselben gegeben war. Aus der obigen Tabelle ist auch ersichtlich, dass die Zahl der weiten Visuren um so geringer wird, je grösser die Entfernung vom photographischen Aufnahmepunkt ist. Dass trotzdem der Höhenfehler für diese grossen Entfernungen immer kleiner wird, liegt eben in der Hauptsache daran, dass nur ganz gut erkennbare Punkte verwertet wurden; die grösseren Höhenfehler auf geringe Entfernung ergeben sich daraus, dass hier die Unsicherheiten der Punktbestimmung und der Abmessungen auf den Platten stärker ins Gewicht fallen, als bei grossen Distanzen.

Wie sich aus der vorstehenden Tabelle ergibt, ist der mittlere Fehler einer Höhenbestimmung pro 1000 *m* ca. 1,2 *m*, was einem Winkelfehler von 4' entspricht. Den mittleren Fehler der Höhe eines photogrammetrischen Punktes erhalten wir dadurch, dass wir die Summe der Fehlerquadrate 7914 durch die Anzahl der überzähligen Messungen: 2084 — 975 = 1109 (für 975 Punkte) dividieren und aus dem Quotienten die Quadratwurzel ziehen. Dividieren wir den so erhaltenen Werth 1267 durch $\sqrt{2,14}$, da jeder der 975 Punkte 2,14fach bestimmt ist, so ergibt sich 1,83 *m* als mittlerer Höhenfehler; die photogrammetrischen Standpunkte sind hiebei als fehlerfrei angenommen.

Für den Fehler der Horizontalposition der Punkte ist wohl nahezu dieselbe Grösse anzunehmen, sodass die Lage eines Punktes in der Karte bei einem Maassstab von 1 : 10000 um höchstens $\frac{1}{5}$ *mm* falsch ist, was einem Fehler von 2 *m* entspricht.

Die photogrammetrische Construction der Karte weist also grössere Fehler auf, als die der Finsterwalder'schen Vernagt-Karte.¹⁾ Da wir aber einen photogrammetrischen Apparat von sehr primitivem Bau verwendeten, dessen Objektiv zudem nur 12 *cm* Brennweite hatte, so ist das Ergebniss unserer Arbeit noch ziemlich befriedigend, denn ein Messungsfehler von 0,1 *mm* auf der photographischen Platte hat günstigsten Falles einen Winkelfehler von 2,4' im Gefolge, während der entsprechende Werth für Finsterwalder's Apparat nur 1,8' betrug. Die Einzeichnung der Höhenlinien erfolgte immer für ein kleineres Gebiet, das in sich einen gewissen Abschluss aufwies, sobald die genügende Zahl von Punkten in demselben bestimmt war. Dabei war kein Verlust an Zeit zu befürchten, weil alle Einzelheiten des Geländes und die Bedeutung jeder eingezeichneten Linie noch im Gedächtniss waren. Waren die Höhenlinien mit Hilfe der Photographieen und, wo es anging, unter Benützung der aus den Bildern construierbaren Tangentialvisuren²⁾ festgelegt, so wurden dieselben, ebenso wie wichtige Leitlinien, die zur Bestimmung der Formen dienten, in Farben ausgezeichnet und auch die Zehner und Einer der Höhenzahlen in Tusche neben die eingemessenen Punkte gesetzt. Nur für die Eckpunkte des trigonometrischen Netzes und die pothenotisch bestimmten Punkte wurden auch die Hunderter und Tausender der Höhen noch eingetragen. Die Zahlen wurden parallel zum Blattrande gesetzt;

¹⁾ Vergl. Finsterwalder, Vernagtferner, S. 39.

²⁾ Vergl. Vernagtferner, S. 42.

da sie meist nur zweistellig sind, so stören sie das Gesamtbild der Karte nicht wesentlich und sind bequem lesbar.

Geben nun die Höhenlinien zusammen mit den die Felsen charakterisierenden Linien für sich schon ein möglichst treues Bild von den Formen des dargestellten Gebietes, so wurde doch durch Schummerung und verschiedene Farben die Übersicht und Deutlichkeit der Karte zu vergrössern gesucht. Für die Schummerung wurde im Wesentlichen verticale Beleuchtung angenommen, so dass also der tiefere Farbenton im Allgemeinen den steileren Partien des Geländes zukommt. Nur soweit es sich um die Erhöhung der plastischen Wirkung handelte, wurde für Furchen im Moränengebiet und bei den Felsen auch noch eine von links oben kommende, seitliche Beleuchtung benützt.

Die Vervielfältigung der Karte ist auf lithographischem Wege, nicht wie es für ähnliche Werke sonst üblich ist, durch Kupferstich erfolgt. Unsere Erfahrungen gelegentlich der Reproduction anderer Karten durch Kupferstich gehen dahin, dass der Stich zwar sehr schön aussieht, dass aber der Stecher sich in vielen Fällen recht bedeutende Abweichungen vom Original gestattet, die wohl meist seinem Schönheitsgeföhle, nicht aber den natürlichen Formen, welche die Karte wiedergeben soll, entsprechen. Wir begrüsst es daher mit Freude, als uns Herr Hubert Köhler in München anbot, die Karte durch Lithographie so zu reproducieren, dass die Treue des Originals so gut gewahrt wird, als es überhaupt möglich ist. Es wurde zu dem Zwecke die Zeichnung mit einer ganz dünnen Gelatineschicht überzogen. Auf diese wurde dann mit entsprechender Tinte die gut sichtbare Zeichnung gepaust und die so erhaltene Pause der Höhenlinien, Coordinateneintheilung und Maasszahlen auf Stein übertragen. Nach sorgfältiger Durchsicht der Pause wurde dann die Gravur auf dem Steine vorgenommen.

Bevor das Original der Karte den Gelatineüberzug erhielt, wurde ein Stück des Cartons, auf welchem sie construiert war, mit einer genau ausgemessenen Zeichnung versehen, dann mit Gelatine überzogen und nach dem Trocknen zur Hälfte unter die Presse gebracht. Es zeigte sich, dass eine Contraction des Cartons eintrat, die nach der einen Richtung $0,9\text{ ‰}$, nach der dazu senkrechten $0,4\text{ ‰}$ ausmachte. Ein Unterschied des gepressten gegen den nicht gepressten Theil des Cartons konnte nicht festgestellt werden. Die geringe Veränderung, die hiebei in den Maassverhältnissen eintrat und die nicht sehr bedeutende Verschiedenheit in dem Verhalten des Papieres nach zwei verschiedenen Richtungen liessen es gerechtfertigt erscheinen, das Original der angegebenen Procedur zu unterwerfen. Eine wesentliche Beeinträchtigung seiner Maasshaltigkeit war nicht zu befürchten und die abermalige Veränderung des Verjüngungsverhältnisses kam gegen die bereits vorhandene Abweichung von der Zahl $1:10000$ nicht sonderlich in Betracht. Wenn nun die Reproduction trotz der erwähnten Abweichungen die Angabe: »Maassstab $1:10000$ « enthält, so ist dieselbe eben nur so aufzufassen, dass durch sie für die oberflächliche Beurtheilung des dargestellten Gebietes ein »Näherungswerth des Maassverhältnisses« gegeben werden soll.

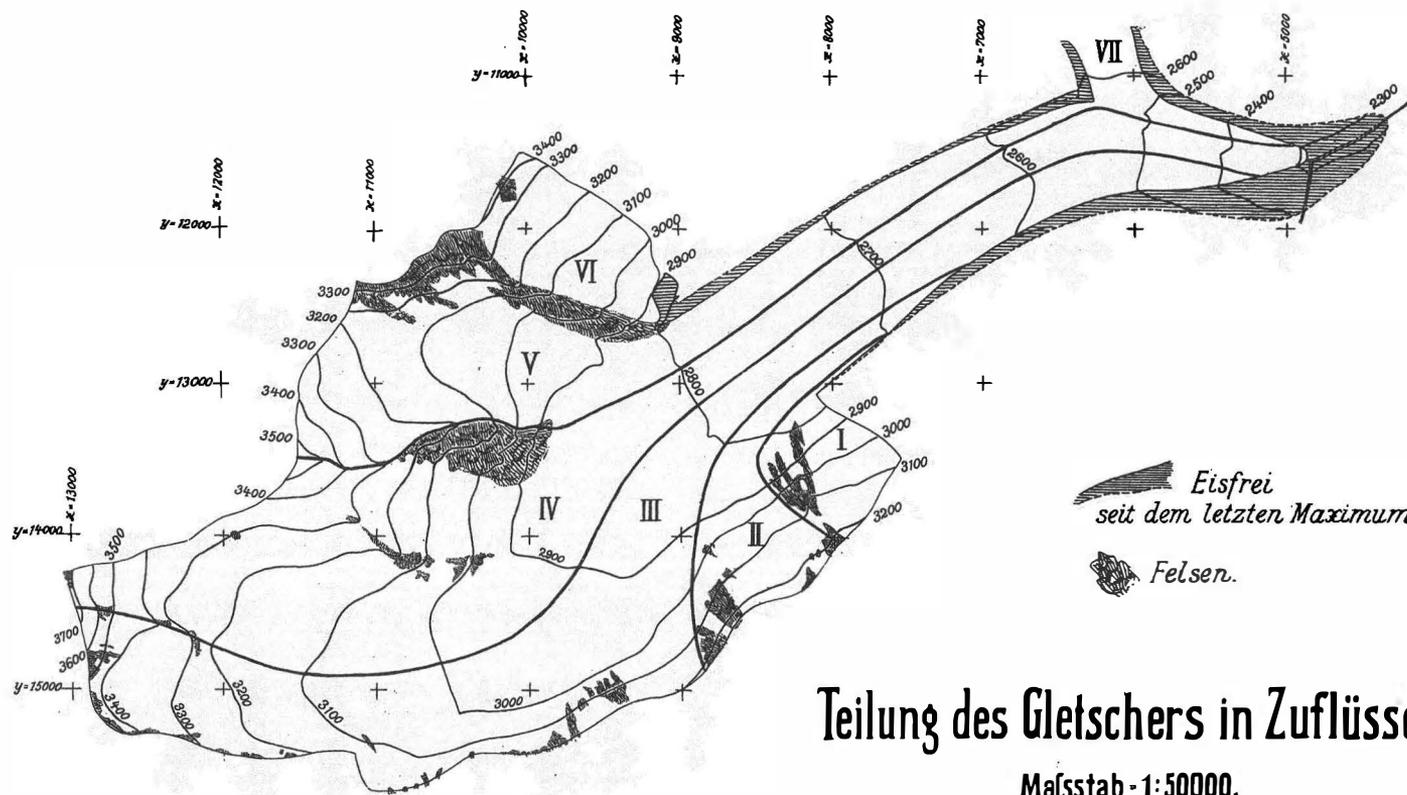
Zur möglichst genauen Ermittlung der Coordinaten eines Punktes der Karte wird mit Vortheil eine Methode angewandt werden können, die Finsterwalder in »Der Vernagtferner etc.« S. 46 auseinandersetzt. In dieser Abhandlung findet sich in dem Capitel »Constructiver Theil der Aufnahme« noch eine ganze Reihe von Bemerkungen, die auch hier angeführt werden könnten. Wir verweisen, um nicht unnöthige Wiederholungen zu bringen, ausdrücklich auf das betr. Capitel und fügen nur noch bei, dass wir uns in Bezug auf die Verwendbarkeit der Photogrammetrie und den Zeitaufwand der entsprechenden Constructionen dem Urtheile Finsterwalder's vollständig anschliessen können.

Der Gletscher im Jahre 1894.

Die Karte giebt ein genügend deutliches Bild von dem Aussehen des Gletschers im Jahre 1894. Wir können daher uns auf eine kurze Beschreibung desselben beschränken und wollen ausserdem an Maasszahlen angeben, was aus der Karte direct entnommen werden kann und von allgemeinerem Interesse ist.

Halten wir uns an den Zug der Oberflächenmoränen, welche die Gletscherzunge trägt, so fällt zunächst auf, dass die von dem Nordostabhang der Langtaufererspitze herabziehende, grosse Moräne den Gletscher in einen linken schmalen und einen breiten rechten Zufluss scheidet. Der linke Zufluss hat sein Nährgebiet in der Mulde, die zwischen dem Nordhang der Langtaufererspitze und der Vernaglwand liegt. In der Höhe zwischen 2850 und 2950 *m* stürzen die Eismassen mit starker Zerklüftung über einen steilen Felsriegel in fast östlicher Richtung herab, um nach kurzer Bewegung, dem von Südwesten herkommenden Hauptstrome sich anschliessend, in ostnordöstlicher Richtung weiter zu fliessen. Je weiter thalauswärts die Eismassen kommen, um so mehr verliert dieser Theil des Gletschers an Breite gegenüber der Hauptmasse, und an der Einflusstelle des Kesselwandfeners ist der Antheil des Langtauferer Zuflusses verschwindend. Es scheint, dass dies sogar zu Zeiten hohen Gletscherstandes der Fall war; denn in all den Karten, die in früherer Zeit vom Hintereisferner gezeichnet wurden, ist von dem rechten Ufer des Kesselwandfeners an nur eine, diesem und dem Hintereisferner gemeinsame Mittelmoräne verzeichnet.

Der rechts von der grossen Oberflächenmoräne liegende Theil des Gletschers trägt eine Anzahl von kleinen Moränen, die allerdings erst in den unteren und den Randpartien an die Oberfläche treten. Diese können also weiter oben nur als Innenmoränen auftreten und müssen ihren Ursprung im Firngebiete des Gletschers haben. Verfolgt man ihren Verlauf im Zusammenhalt mit dem Zuge der benachbarten Bewegungslinien, die aus den Bahnen der eingemessenen Punkte der Steinlinien gewonnen wurden (vgl. unten S. 47 u. f.), so kann man zu einer Unterteilung dieses grossen Gletscherarmes kommen, wie sie in Taf. I dargestellt ist. Die Gesteine der einzelnen Moränen wurden allerdings nicht auf ihre Herkunft geprüft, so dass ausser dem erwähnten Kriterium kein bestimmter Anhalt vorhanden ist, der die Richtigkeit der angeführten Theilung des Gletschers in Einzelzuflüsse bestätigt. Doch glauben wir nicht gar zu weit von der Wirklichkeit entfernt zu sein, wenn wir einen Zufluss abscheiden, dessen Sammelgebiet zwischen der von der Weisskugel herabziehenden Felsrippe und dem Süd- und Osthang der Langtaufererspitze liegt und einen gleich mächtigen Theil, der seinen Ursprung in der weiten Mulde hat, welche von dem Kamm eingeschlossen ist, der von der Weisskugel ausgeht und über die innere Quellspitze, das Steinschlagjoch und das Teufelseck zu dem Punkte »im hintern Eis« führt; wir nennen diesen Theilgletscher den Teufelseckzufluss. Seine Zunge ist rechtsseitig begrenzt durch die kleine Moräne, welche bei unserem Signal VIII ausmündet und ihr Material wahrscheinlich von einer Felswand erhält, die von dem Punkt »im hintern Eis« aus unter den Gletscher einfällt. Oberhalb der Steinlinie VIII strandet ein kleiner, als Oberflächenmoräne anzusehender Schuttwall, der in seinem ganzen Laufe deutlich verfolgbar ist und die äussersten Gebiete am rechten Rande des Gletschers in einen Zufluss »vom hintern Eis« und einen »vom oberen Berg« scheidet. Der Firnlage von geringer Dicke, welche dieser letztere Theil des Feners hat, entspricht auch der geringe Antheil desselben an der Gletscherzunge. Die in Fig. 6 reproducierte Photographie lässt das Firngebiet der beiden letzten Gletschertheile, wie es 1894 aussah, mit genügender Deutlichkeit erkennen, während aus dem Panorama vom Punkte 3269,7 »im hintern Eis«, Taf. II,



ein recht instructiver Überblick des anderen Firnbereiches zu gewinnen ist. Die Firmulde ist durch die Langtaufererspitze in zwei Haupttheile getrennt, deren kleinerer auf der Nordseite dieses Berges mit ziemlich gleichmässiger Neigung bis zu dem steilen Kamm ansteigt, der ihn einrahmt. Der grössere, bis zur Weisskugel reichende Theil der Firmulde hat sehr steile Seitenhänge, während ein die Thalsohle bildendes Gebiet, das fast ebensobreit wie die Gletscherzunge ist, mit geringer Neigung bis zur Höhe von 3030 *m* hinaufzieht. Von hier an wechseln Stellen stärkerer Neigung mit flachen Gebieten stufenförmig ab und die Zerklüftung wächst. Das Gehänge der Seitenwände des Gletscherbettes scheint sich mit ähnlicher Steilheit, wie es zu Tage liegt, auch unter dem Gletscher fortzusetzen. Nur so ist es zu erklären, dass die Oberflächengeschwindigkeit an den Stellen des Firnes, wo dieselbe durch unsere Dreikante bestimmt wurde, annähernd den gleichen Betrag erreicht, wie in der

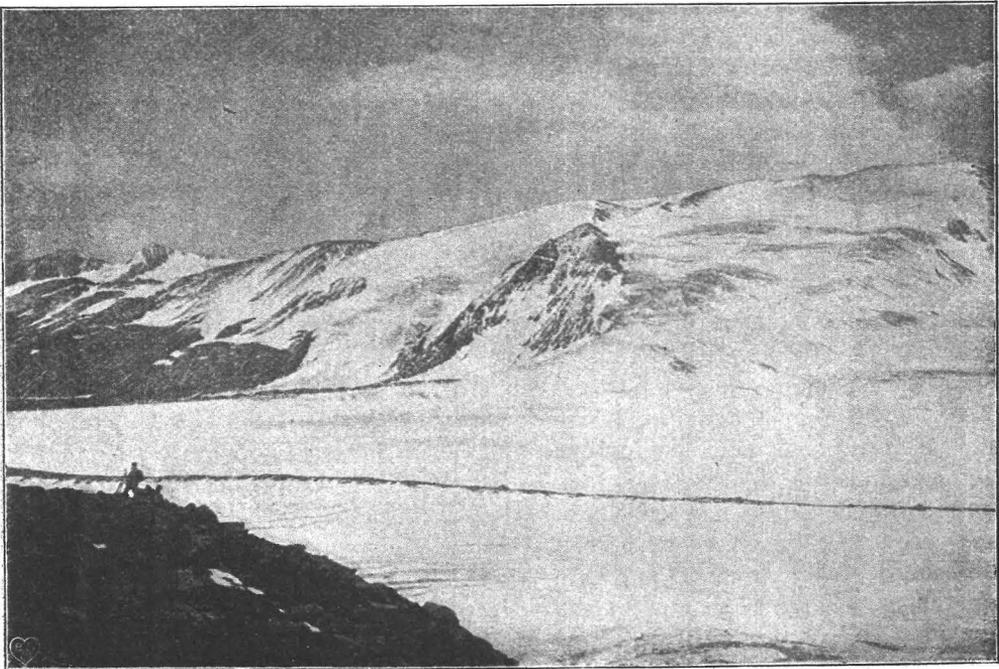


Fig. 6. Das hintere Eis, oberhalb Punkt X aufgenommen.

Zone maximaler Bewegung auf der Gletscherzunge. Es müssten dann eben die von den Thalwänden herabkommenden Eismengen infolge der Neigung die Geschwindigkeit erhalten, welche sie ihrer Mächtigkeit nach kaum erreichen würden. Nach den bis jetzt bekannten Ergebnissen der Rhône-gletschervermessung¹⁾ fand man dort im Grossfirn bei 2830 *m* Höhe eine Geschwindigkeit (89 *m*), welche wesentlich kleiner ist, als die auf der Zunge oberhalb des Eisbruches im sogenannten rothen Profil (119 *m*). Dabei wird angegeben, dass in den höheren Firnlagen die Geschwindigkeiten bis zu 10 *m* (bei 3000 *m* Höhe) und in den steileren Firnhängen nur 4–6 *m* per Jahr beträgt. Das würde gegen die oben gegebene Erklärung sprechen; allein das Firnfeld des Rhône-gletschers ist im Verhältniss zur Zunge viel grösser, als das

¹⁾ Vgl. L. Held: Die Rhône-gletschervermessung verglichen mit Vermessungen anderer Alpen-gletscher. Jahrbuch des Schweizer Alpenclubs 1889–90.

des Hintereisferners und deshalb kann trotz kleinerer Geschwindigkeiten der Bedarf der Zunge gedeckt werden.

Von der linken Thalseite herab zieht ausser den Eismassen, welche den eigentlichen Hintereisferner bilden, noch der Vernaglwandferner, der 1894 ein völlig selbstständiger Gletscher war, dessen Ende, von schön geschliffenen Felsen umrahmt, etwa 48 m über dem linken Ufer des Hintereisferners lag. In Zeiten hohen Gletscherstandes jedoch ist, wie eben aus den geschliffenen Felsen und dem Moränengebiete des Hauptgletschers ersichtlich, der Vernaglwandferner ein Theil des Hintereisferners. Die an den Hängen der drei Hintereisspitzen lagernden Firnfelder jedoch liefern auch zu Zeiten höchsten Gletscherstandes keinen Beitrag zu den Eismassen dieses Gletschers. Ihre Schmelzwasser allerdings laufen in mehreren kleinen Bächen über die Hintereisalm herab dem Thale zu, um sich mit denen des Hintereisferners zur Rofener Ache zu vereinen. Erst weiter thalwärts kommt von links her ein weiterer, mächtiger Eisstrom, der Kesselwandferner, der sein Nährgebiet in einem flachen Becken zwischen den Kesselwänden und der Vorderen Hintereisspitze hat und seine stark zerklüftete Zunge mit grossartigen Eisbrüchen in steilem Bette herabsendet und sie mit der des Hintereisferners vereinigt. In unserer Karte ist nur der grössere Theil der Zunge dargestellt; das bis zum Fluchtkogel sich hinziehende Firnfeld ist in unsere Vermessung nicht einbezogen worden. Die Ausmaasse, welche in der folgenden Zusammenstellung für den Kesselwandferner angegeben sind, konnten wir demnach nicht aus unserer Karte allein gewinnen, sondern mussten sie mit Benutzung der »Reambulierung 1888« ermitteln. Zur Theilung des Gletschers in Nähr- und Abschmelzgebiet ist die »Firnlinie« da gezogen worden, wo die Höhenlinien eben ohne Richtungsänderung vom Eis auf eisfreies Gelände übergehen. Im Zungengebiete ist eine solche Richtungsänderung vorhanden, im Firn nicht.¹⁾ Die Firnlinie beginnt am oberen Berg in einer Höhenlage von 2850 m, zieht dann in fast gleicher Höhe in der Nähe des unteren Firndreikantes vorbei an den Fuss der Langtauferer Spitze und steigt auf dem Langtauferer Zufluss des Gletschers bis zu 3000 m an; für den Vernaglwandferner wurde sie in 3020 m, für den Kesselwandferner in 2950 m angenommen, was ebenso mit der Wirklichkeit übereinstimmt, wie der Verlauf der Firnlinie auf dem übrigen Gletschergebiet. Für die einzelnen Theilgletscher fällt das Verhältniss zwischen Zunge und Firn ziemlich verschieden aus; die durch die Firnlinie abgegrenzten Flächenräume stehen eben in einem Verhältniss, das ebenso wie von den klimatischen Zuständen auch von den Neigungsverhältnissen abhängt, die für den Gletscher gelten. Es sind wohl hauptsächlich die Neigungsverhältnisse des uns unbekannteren Untergrundes, welche die Entwicklung der Gletscherzunge am meisten beeinflussen.

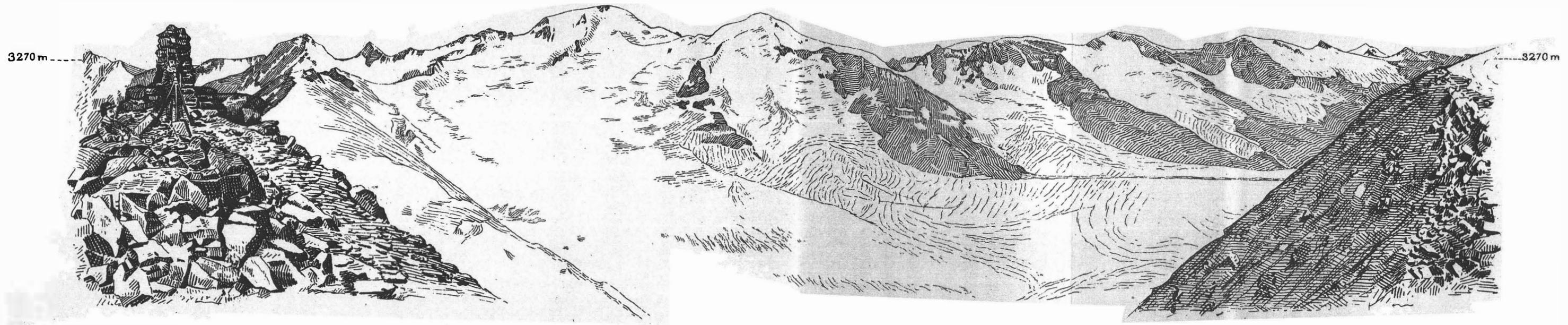
Bei dem in nebenstehender Tabelle als »Fläche des ganzen Gletschers« erscheinenden Areal sind 23,6 ha, welche die unterhalb der Firnlinie liegenden Felsen bei Signal X einnehmen, nicht eingerechnet. Von diesem Felsgebiete wurden zur Zeit des letzten hohen Gletscherstandes 2,2 ha vom Eise bedeckt, die jetzt zum Moränengebiete zählen, so dass dieses im Ganzen (auch mit dem des Kesselwandferners) 86,3 ha beträgt. Demnach haben zur Zeit des letzten Maximums Hintereis-, Vernaglwand- und Kesselwandferner insgesamt eine Fläche bedeckt, deren Horizontalprojection 2071'9 ha misst.

Das seit dem letzten Vorstosse verlassene Gebiet weist wenig Besonderheiten auf. Es zeigt sich, dass der Hintereisferner in seinem Maximalstande die Schlucht

¹⁾ Vgl. H. Hess: Über die Grenze zwischen Schmelz- und Sammelgebiet der Gletscher. Verhandlg. der Ges. Deutscher Naturf. und Ärzte. Nürnberg, 1893.

Schwemser innere Quell Sp. ^W ↓ Weisskugel Langtauferer- Vernaglwand
 - Spitze - Joch

Hintereis Sp. Fluchtkogel
 Kesselwand Sp. ^N ↓



Firnfeld des Hintereisferners i.J. 1894.
 Panorama vom Punkt im hintern Eis 3770 m. Radius 121 mm.

des Hochjochbaches überquerte und auf der rechten Thalseite über ein ziemlich welliges Gelände, dessen Felsen schön geschliffen sind, hinweggieng. Geschrammte und polierte Felsen finden sich an mehreren Stellen des Moränengebietes; so bei unserem Signal VII, unter II und bei VI. In dem oberen Theil des Moränengebietes zwischen dem Hochjochbach und dem Weisskugelweg finden sich mehrere deutliche Spuren von kleinen Moränenwällen. Sie zeigen, dass der Gletscher während der grossen Rückzugsperiode, in der er sich noch befindet, zeitweise innegehalten, ja vielleicht etwas vorgeschoben hat. Es liegen jedoch Beobachtungen aus früherer Zeit nach dieser Richtung nicht vor; darum sind wir auch nicht im stande, sicher zu bestimmen, wann diese kleinen Schuttwälle angesetzt wurden. Nur das kann gesagt werden, dass schon mehr als zwanzig Jahre vergangen sein müssen, seit der Gletscher zu den betreffenden Höhen noch heraufreichte, denn eine 1879 von Würthle und Spinhirn in Salzburg aufgenommene Photographie

Zufluss	Fläche	Zunge	Firn	Verhältniss Zunge : Firn	Höhe der Firnlinie
I. vom oberen Berg ..	59·0 ha	14·2 ha	44·8 ha	1 : 3·2	2850 m
II. vom hintern Eis....	108·7 ha	29·5 ha	79·2 ha	1 : 2·7	2860 m
III. vom Teufelseck	450·6 ha	129·9 ha	320·7 ha	1 : 2·5	2860 m
IV. von der Weisskugel	490·1 ha	148·2 ha	341·9 ha	1 : 2·3	2860 m
V. von der Langtauferspitze.....	268·7 ha	105·6 ha	163·1 ha	1 : 1·6	2860—3000 m
Eigentl. Hintereisfirn.	1377·1 ha	427·4 ha	949·7 ha	1 : 2·2	ca. 2870 m
VI. Vernaglwandferner..	79·8 ha	17·3 ha	62·5 ha	1 : 3·6	3020 m
VII. Kesselwandferner...	528·7 ha	111·5 ha	417·2 ha	1 : 3·7	2950 m
Ganzer Gletscher	1985·6 ha	556·2 ha	1329·4 ha	1 : 2·4	

zeigt, dass derselbe damals schon bedeutend eingesunken war und seine Oberfläche nahezu dasselbe Ansehen bot, wie 1894 (Fig. 7). Da man wohl, ohne zu grosse Fehler zu begehen, annehmen darf, dass die Senkung der Oberfläche auch vor 1879 in ähnlichem Betrage stattfand, wie seitdem, so könnte etwa 1856 oder kurz vorher die Zeit der Entstehung dieser Wälle gesetzt werden, d. h. die kleine Vorstossperiode, welche sich Mitte der fünfziger Jahre an verschiedenen Gletschern feststellen liess, hätte auch hier ihre allerdings schwachen Spuren zurückgelassen. Vgl. übrigens Richter: »Geschichte der Schwankungen der Alpengletscher«, Zeitschrift des D. u. Ö. A.-V., wo Seite 34 und 40 von einem Maximalstand des Hintereisferners in der Zeit von 1853—55 gesprochen wird. Auch bei Götsch, »das Leben der Gletscher«, findet sich die Angabe, dass 1853, 54 und 55 der Gletscher einen Maximalstand hatte und einen früheren 1816—18. Hier wird das Maximum von 1847, das die Gebrüder Schlagintweit

beobachteten, überhaupt nicht genannt. Andere Quellen für die Schwankungen, die unser Gletscher durchgemacht hat, konnten wir nicht erschliessen. Doch glauben wir auf Grund der obigen Darstellung wohl für 1847—48 den eigentlichen Maximalstand desselben für dieses Jahrhundert ansetzen zu dürfen.

Unterhalb der Einflusstelle des Kesselwandferners ist die Einsenkung der Oberfläche des Gletschers eine wesentlich grössere, als oberhalb derselben und demgemäss ist auch die Höhe des Moränengebietes in nächster Nähe des heutigen Gletscherendes eine sehr viel grössere (sie reicht bis zu 120 m) als weiter oben. Unter dem Schutte der Moräne, auf der rechten Thalseite findet sich noch viel Eis, das wohl auch noch im Zusammenhang mit dem eigentlichen Gletscher steht und an dessen Bewegung theilnimmt.



Fig. 7. Der Hintereisferner vom Hochjochspiz aus. 1895.

Es stürzen von der zur Seitenmoräne gewordenen Grundmoräne beständig Blöcke und Steine herab auf die Eismasse, welche dieselben weiter thalabwärts trägt und dann dem Schutte das Aussehen einer Oberflächenmoräne giebt. Wirkliche Oberflächenmoränen sind indess nur die äusserste, am rechten Ufer oberhalb der obersten Steinlinie mündende, kleine Moräne und die grosse, welche am Felsabsturz der Langtaufferer Spitze ihren Ursprung hat. Dieselbe ist auf ihrem langen Wege ins Thal vielfach von grossen Spalten durchsetzt, in welche von oben herunter Steine stürzen. Überall, wo bei diesen Klüften das Eis blossgelegt ist, zeigt sich dasselbe schutfrei. Besonders deutlich ist das auch an der Mündung des Trichters nahe am Gletscherende zu sehen, Fig. 8, dessen eigenthümliche Wasserausbrüche wir in den vorläufigen Berichten über unsere Arbeiten erwähnt haben. Dieser an seinem oberen Rande

beiläufig 25 m weite, kreisförmige Trichter nahm einen Wasserlauf von der Gletscheroberfläche auf, der für gewöhnlich seinen Abfluss unter dem Gletscher hatte. Am 26. August 1894, Nachmittags 4 Uhr, bemerkten wir vom Weisskugelweg am oberen Berg aus, dass sich an einer Stelle der Mittelmoräne in der Nähe des Gletscherendes ein kleiner See befand, den wir vorher nie sahen und der, wie deutlich wahrzunehmen war, keinen sichtbaren Abfluss hatte. Als wir jedoch gegen 5 Uhr in die Nähe des Bohrloches am Gletscherende kamen, sahen wir, dass die Wassermassen mit grosser Gewalt ihren Weg durch eine Rinne über den untersten Theil der Moräne nahmen, dabei alle den Weg versperrenden Steine mit sich rissen und das Eis unter der Moräne blosslegten. Herr Fritz Hess, welcher sich schon früher dorthin begeben hatte, theilte uns mit, dass der Ausbruch höchstens zehn Minuten vor unserer Ankunft stattgefunden hatte.

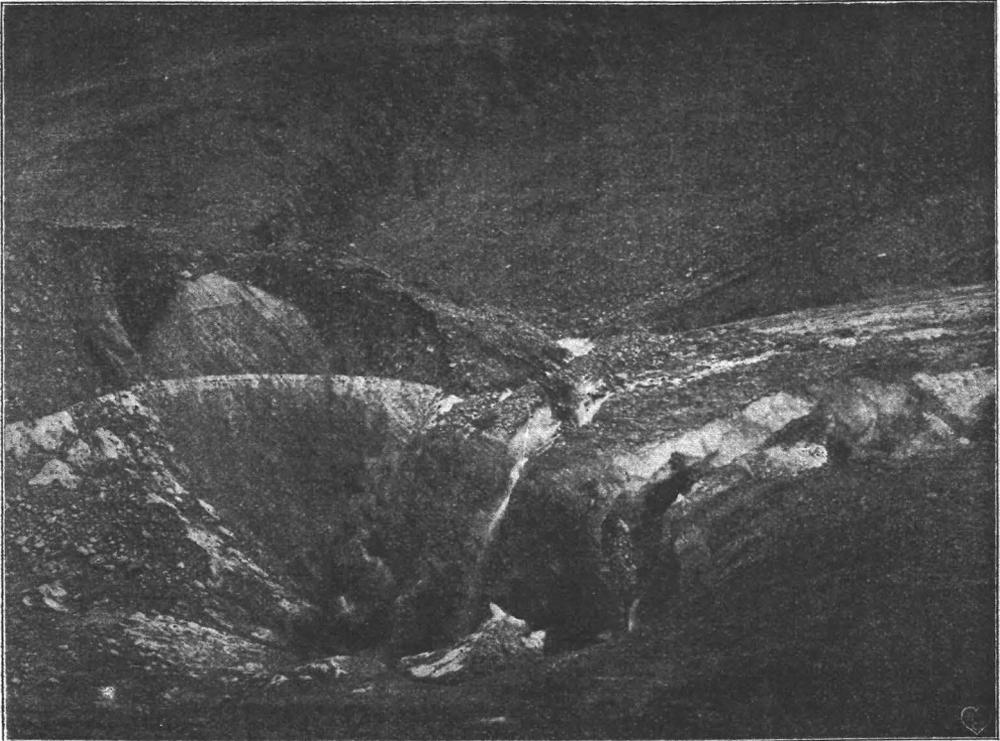


Fig. 8. Trichter am Gletscherende. 1895.

Das überaus heftige Ausfliessen des Wassers dauerte über eine Stunde; als wir um 6 Uhr wieder eine Besichtigung vornahmen, war der Wasserspiegel um ca. 1 m gesunken und fast auf gleicher Höhe mit der den Abfluss gestattenden Rinne. Am nächsten Morgen war keine Spur von Wasser mehr vorhanden, doch war die Höhe, bis zu welcher die Anfüllung reichte, deutlich zu erkennen, da an den vom Wasser bedeckten Stellen der feine Grus, der, ein Verwitterungsprodukt des Moränenschuttes, auf den Wänden des Trichters lag, abgespült war. Der Trichter war auch 1895 noch vorhanden. Wir hatten während unseres Aufenthaltes am Hintereisferner dreimal Gelegenheit, solche Wasseransammlungen und deren Ausbruch zu beobachten, wie im vorhergehenden Jahre. Das Anfüllen konnten wir einmal sehr gut beobachten; es erfolgte mit rapider Geschwindigkeit, und der folgende Ausbruch, den wir genau verfolgten, brachte so enorme Wassermengen, dass es schwer fällt zu glauben, dieselben

rühren nur von oberflächlichen Wasserläufen her. Bei einer späteren Besichtigung des leeren Loches konnten wir an einer Stelle den blossgelegten Untergrund des Gletschers bemerken und die Tiefe des Loches bis dahin auf 25 *m* schätzen. Infolge der durch die Ablation hervorgerufenen geringeren Steilheit der Trichterwände konnten wir ziemlich tief in das Loch eindringen, aber ausser dem Abfluss des oberflächlichen Wasserlaufes, der sich in den Trichter ergoss, einen weiteren Wasserlauf jedoch nicht bemerken. Wegen des drohenden Steinfalles musste ein Eindringen bis auf den Gletschergrund unterbleiben. Eine vollständig sichere Auskunft über die Ursachen der eigenartigen Wasseransammlungen konnten wir seitdem nicht gewinnen. Was jedoch die Entstehung des Trichters betrifft, so glauben wir völlig sicher zu gehen, wenn wir denselben als den Rest einer Gletscherspalte ansehen. Eine Photographie, welche Finsterwalder 1888 aufnahm, zeigt, wie die schon erwähnte, aus 1879 stammende Aufnahme von Würthle & Spinhirn in Salzburg, die Formen des oberen Trichterrandes fast genau so, wie wir sie 1894 und später, allerdings mehr gegen das Gletscherende gerückt fanden. Dazu stimmt auch der Bericht, den E. Richter 1883 gab: » . . . die ganze untere Gletscherpartie ist mit Schutt überlagert, ungemein stark gefurcht, von Wasserläufen, Gletschermühlen und Spalten durchzogen«. Die Zerklüftung in der grossen Mittelmoräne ist namentlich bei der Einflusstelle des Kesselwandferners eine sehr bedeutende. Hier fanden wir auch eine Anzahl von grösseren stubenartigen Vertiefungen im Eise, deren Wände mehrere Meter hoch und 6 bis 8 *m* lang waren. Wir halten sie für Gebilde, welche bei der Deformation der Spalten besonders unter der Einwirkung des fast in der Spaltenrichtung erfolgenden Druckes der Eismassen des Kesselwandferners entstanden sind. Sie haben beständig Schmelzwasser bis zu beträchtlichen Tiefen enthalten. Ähnliche, mit Wasser angefüllte Wannen, waren an der rechten Seitenmoräne in der Nähe unserer obersten Steinlinie. Die grossen Änderungen, welche die Geschwindigkeit an diesen Stellen mit der Entfernung vom Gletscherrande erfährt, sind der Spaltenbildung natürlich sehr günstig; dabei ist die Eismasse verhältnissmässig dünn und die mit feinem Sande durchsetzte Grundmoräne mag stellenweise durch die eigenartigen Einwirkungen eine Art Cement bilden, der den Abfluss der Schmelzwasser hemmt. Es kann jedoch auch sein, dass der Boden dieser riesigen Eiswannen auch noch aus Eis besteht und dann nur ein langsames Durchsickern des Schmelzwassers zulässt. — Es sei hier auch noch einiger merkwürdiger Vertiefungen gedacht, welche die Zungenoberfläche des Hintereisferners in der Höhe von 2780 *m* hat; deren eine kommt in der Form der Höhenlinie 2780 auch einigermassen zum Ausdruck, während die zweite etwas weiter unten liegende nicht weiter angedeutet ist. Man kommt beim Vergleiche mit den benachbarten Höhenlinien sofort auf die Vermuthung, dass es sich hier um Formen handelt, welche ihren Ursprung den durch die Gestalt des Untergrundes bedingten Bewegungsverhältnissen des Eises verdanken.

Am Ende des Gletschers hatten wir Gelegenheit, in den Vorgang der Erosion einen Einblick zu gewinnen, der unseres Erachtens sehr instructiv ist. Das Gletscherende hat sich, seitdem es hinter der Hochjochschlucht liegt, über anstehende Felsen zurückgezogen. Diese Felsen zeigen, soweit sie vom Moränenschutt unbedeckt sind, eine um so stärkere Zerklüftung, je weiter sie vom Eise entfernt sind, je länger sie also die Eisdecke verloren haben. Blöcke von mehreren Kubikmetern sind losgesprengt vom festen Fels und harren nur einer entsprechend grossen Kraft, um eine Wanderung thalwärts anzutreten. Kommt der Gletscher ins Vorschreiten, so kann er die Blöcke beseitigen und den jetzt noch festen Fels überlagern. Fast der ganze Untergrund ist alsdann gegen die Einflüsse der äusseren Temperaturschwankungen geschützt, so dass dieselben keine Verwitterung herbeiführen können. Erst wenn der Gletscher

neuerdings in das Stadium des Rückzuges eintritt, beginnt wieder die Zerstörung der Felsen; grössere und kleinere Trümmer werden als Verwitterungsprodukte losgesprengt und theilen das Schicksal ihrer früheren Nachbarn.

Diese Art der Erosion, die ein Vertiefen des Gletscherbettes hauptsächlich durch Ausräumen der während der Dauer des Eistrückganges im eisfreien Gebiete entstandenen Verwitterungsprodukte erzielt, ist nach unserer Meinung erheblich wirksamer als die, welche durch Druckschwankungen und die damit zusammenhängenden Aggregatzustandsänderungen des bewegten Eises an einzelnen Stellen des Untergrundes verursacht wird. Da, wie wir weiter unten (S. 42) zeigen werden, am Untergrunde beständig etwas Eis schmilzt, wird dieser auch immer feucht sein, und wo Druckschwankungen auftreten, kann durch abwechselndes Schmelzen und Gefrieren ein Zerbröckeln des Gesteines die Folge sein. Dass die Gletscherbäche auch im Winter fliessen, deutet darauf hin, dass in der Regel die Temperatur des Gesteines unter dem Eise gleich oder über der Schmelztemperatur des Eises ist (und zwar der bei gewöhnlichem Luftdruck, sonst könnte das entstandene Wasser nicht abfliessen). Die Stellen, an denen Verwitterung wegen der Druckschwankungen eintritt, können nur relativ wenige sein und wir halten es für wahrscheinlich, dass die Produkte dieser Verwitterung mehr sand- und grusartig sind und nur selten grössere, nach *cbdm* messende Stücke ausmachen. — Dies führt uns zu der Anschauung, dass an dem beständig vom Eise bedeckten Thalboden nur da Grundmoräne (aus Gesteintrümmern von Nussgrösse bis zu beliebigen Dimensionen bestehend) auftritt, wo die aus der Felsumrahmung des Firngebietes stammenden Verwitterungsprodukte das Material zu Innenmoränen liefern. Die Bestandtheile dieser Innenmoränen haben gegen das Eis hin grosse Druckflächen und wo sie an ihren Ecken und Kanten mit dem festen Fels des Untergrundes in Berührung kommen, kratzen und schleifen sie denselben. Die kleineren Verwitterungsprodukte, welche sich an den übrigen Stellen des Thalbodens zwischen diesem und dem Eise befinden können, kehren dagegen meistens dem Eise und dem Fels fast gleich grosse Druckflächen zu; sie werden demgemäss in das Eis hineingepresst bevor sie Schleifarbeit am Untergrund verrichten können. In dem Gebiete des Gletschers jedoch, das zeitweilig eisfrei wird, kann in Folge der kräftig wirkenden Verwitterung der ganze Thalboden mit grösseren Steintrümmern bedeckt sein, die dann der vorschreitende Gletscher bei seiner Räumungsarbeit als Grundmoräne weiter befördert.

Ausmessung des Gletschers.

Die Neigungsverhältnisse der Gletscheroberfläche und des Moränengebietes wurden nach der von Finsterwalder angegebenen Methode¹⁾ ermittelt. Die graphische Darstellung kann auf zwei verschiedene Weisen erfolgen; einmal kann man eine Curve wählen, deren Abscissen die Arealsummen unterhalb der den einzelnen Curvenpunkten zukommenden Höhenlage sind, deren Ordinaten die entsprechenden Summen aller durch die Isohypsen ausgeschnittenen vertikalen Cylinderflächen von der Höhe der Acquidistanz sind. Verbindet man zwei beliebige Punkte dieser Linie, der hypso-klinographischen Curve, so giebt der Winkel der Verbindungslinie mit der Abscissenachse die mittlere Neigung des zwischen den Höhenlinien der ausgewählten Punkte liegenden Areales. Dann aber lässt sich auch eine Curve zeichnen, welcher in den entsprechenden Höhenschichten die ermittelten Neigungswinkel wirklich zugehören. Abscissen werden hier die Summen der mittleren Breiten der unterhalb des ausgewählten

¹⁾ Vergl. Finsterwalder: Über den mittleren Böschungswinkel und das wahre Areal einer topogr. Fläche. Sitzungsber. d. k. bayer. Akad. d. Wissensch. XX, 1890.

Punktes liegenden Höhenschichten. Ordinaten werden die Höhen. Diese Linie kann als mittleres Längsprofil des Gletschers angesehen werden und giebt, da sie die Neigungswinkel wirklich enthält, ein deutliches Bild von den mittleren Neignungsverhältnissen des Gletschers; ausserdem lässt sich die mittlere Länge desselben angeben. Wir geben beide Curven im Bilde wieder und zwar nur für das 1894 vom Eis bedeckte Gebiet des Hintereisferners und des in der Karte dargestellten Theiles der Zunge des Kesselwandferners. Moränengebiet, die Felsen an der Langtaufererspitze, die Hänge der Vernaglwand, sowie das Areal des Vernaglwandferners sind zur Construction beider Curven nicht berücksichtigt worden.

Die mittlere Neigung des eigentlichen Gletschers ergibt sich zu $17^{\circ}50'$. Das Ende des Gletschers fällt mit $37^{\circ}50'$ gegen den Horizont ein, während in den obersten Hängen des Firnes an der Weisskugel die Neigung bis auf 51° steigt.

Für das Moränengebiet beträgt die mittlere Neigung links $35^{\circ}20'$, rechts $34^{\circ}20'$, für die Felsen der Langtaufererspitze $37^{\circ}50'$, bei einer Höhenlage zwischen 2800 und 3300 m. Die Felsen der Vernaglwand sind zwischen 2800 und 4145 m im Mittel ebenfalls $37^{\circ}50'$ geneigt. Rechnet man diese Gebiete mit dem des eigentlichen Gletschers zusammen, so findet sich die mittlere Neigung der ganzen Fläche (ohne Vernaglwandferner zu $19^{\circ}40'$.¹⁾

Am Vernaglwandferner findet sich die mittlere Neigung zu: $23^{\circ}0'$.

Zur Ermittlung des Substanzverlustes, den der Gletscher im Zungengebiete seit dem letzten Vorstosse erfahren hat, bei welchem er das jetzt freiliegende Moränengebiet ausfüllte,²⁾ wurde der Verlauf der Höhenlinien so eingezeichnet, wie er sich aus der Form der Gletscheroberfläche von 1894 und aus den Profilen (vgl. Taf. VI) für wahrscheinlich ergab; dann wurden Höhenschichten von je 20 m gebildet, die ein Treppenmodell des abgeschmolzenen Eises liefern, wie

¹⁾ Sonklar giebt $9^{\circ}31'46''$,²⁾ bzw. $5^{\circ}47'12''$,²⁾ als mittlere wahre Neigung. Vergl. Ötztthaler Gebirgsgruppe, p. 134.

²⁾ Darauf lässt wenigstens die ziemlich gleichmässige Senkung gegenüber der Moränengrenze schliessen. Es wäre wohl auch denkbar, dass, bis die Schwelung am Gletscherende den Maximalstand erreicht, in den oberen Gebieten bereits eine Senkung der Gletscheroberfläche eingetreten war. Doch liegen darüber keine Berichte vor.

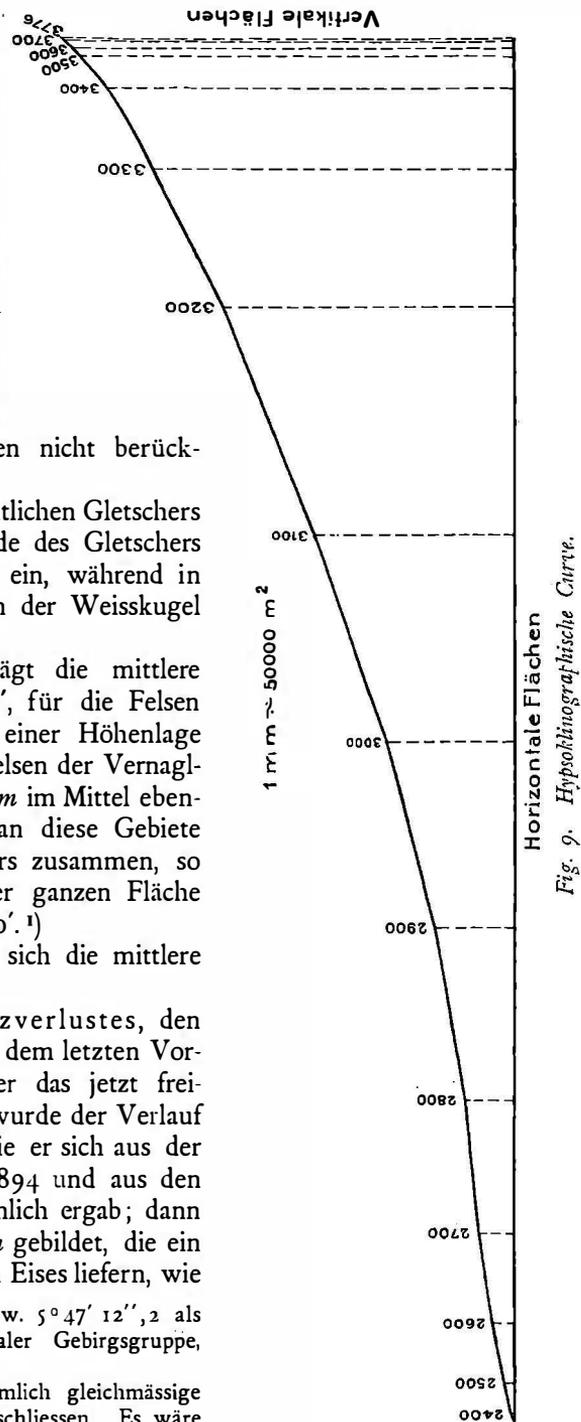


Fig. 9. Hypsographische Curve.

es in Fig. 11 dargestellt ist. Die Grundflächen der einzelnen Stufen wurden mit dem Planimeter ermittelt und die erhaltenen Werthe als Ordinaten einer Curve aufgetragen, Fig. 12, deren Abscissen die Höhenlagen der betr. Flächen über dem Gletscherende sind. Die von der erhaltenen Curve und der Abscissenachse eingeschlossene Fläche stellt dann den Kubikinhalte der verschwundenen Eismasse dar und kann ebenfalls mit dem Planimeter gefunden werden. Sind die Annahmen über den Zug der Höhenlinien im Maximalstand richtig, so ist 1 0/0 Genauigkeit leicht zu erreichen. Die Fig. 12 entspricht dem Verluste auf dem Hintereisferner und dem bis zu 2760 m ansteigenden, in der Karte verzeichneten, unteren Theile der Zunge des Kesselwandferners. Für die in der folgenden Tabelle gegebene Übersicht wurde der Verlust des Kesselwandferners (bis zur Firnlinie) unter

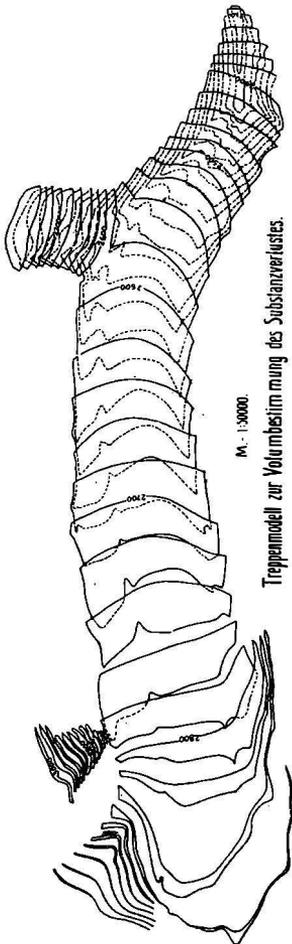


Fig. 11.

Benützung der »Reambulierung 1888« und Theilung der unteren Gletscherzunge längs der Linie eigens ermittelt, welche als Bewegungslinie der grossen Mittelmoräne angenommen wurde (vergl. unten S. 53).

Demnach ergibt sich für den ganzen Ferner pro Quadratmeter seiner Fläche ein Volumverlust, der etwas grösser ist, als für die bisher vermessenen Gletscher von Finsterwalder ermittelt wurde.¹⁾ Es scheint aber, dass die gefundene Mittelzahl von 7 cbm pro qm Oberfläche in ähnlicher Weise zu Stande gekommen ist, wie die aus der Abhandlung über den Gepatschferner²⁾ gefundene von 6,17 cbm. Ist dies der Fall, so ist die Zahl von 7 cbm als Mittelwerth zu klein, denn es wurde in vielen Fällen nicht der Gesamtverlust,

¹⁾ Vergl. Vernagtferner, p. 80.

²⁾ Zeitschrift des D. u. Ö. A.-V., 1888.

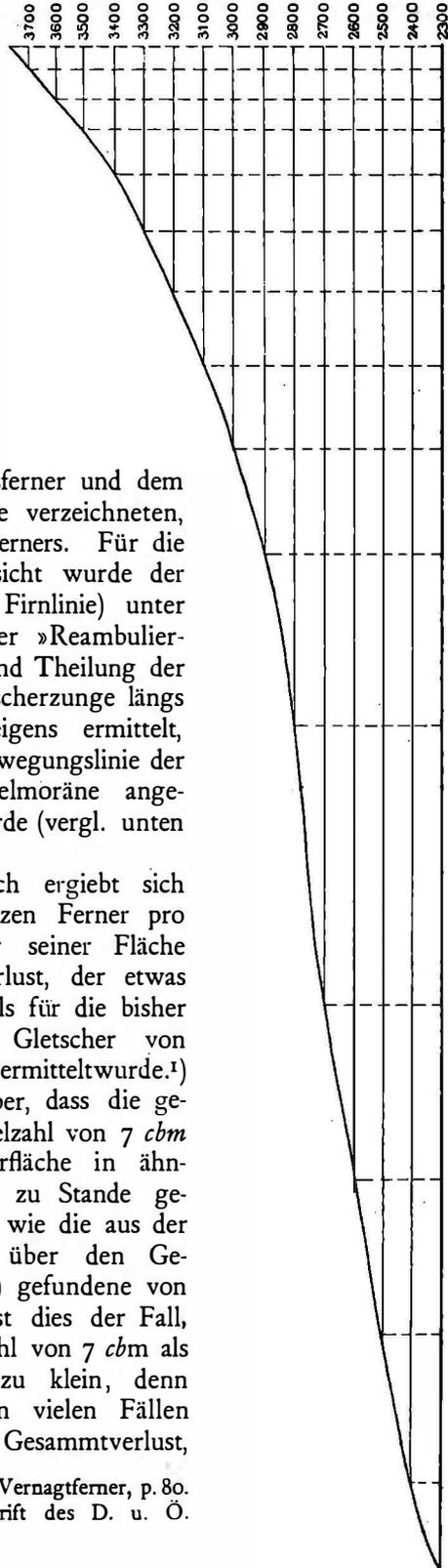


Fig. 10. Mittleres Längsprofil 1:25000.

sondern der bis zu einer vielfach ziemlich tief unter der Firnlinie liegenden Höhenschicht gemessen. Darnach scheint also der Hintereiserner keine besondere Ausnahmestellung gegenüber den übrigen vermessenen Gletschern einzunehmen und sein Substanzverlust steht verhältnissmässig in gleicher Höhe, wie der des Hochjochfeners und der anderen.

	Fläche ha	Volumverlust	
		im Ganzen Mill. cbm	pro qm Fläche cbm
Hintereiserner	1457·2	138·0	9·5
Vernaglwandferner	79·8	1·3	1·5
Kesselwandferner	528·7	27·4	5·2
Ganzer Gletscher	2085·7	166·7	8·0

Würde dieser Substanzverlust gleichmässig über das Firnfeld vertheilt, so ergäbe sich, da zwischen Zungen- und Firnoberfläche das Verhältniss 1 : 2,4 besteht, dass zur Hervorbringung des Anwachsens bis zum früheren Maximalstande eine allgemeine Erhöhung der Firnoberfläche um 3,3 m eintreten müsste, gegenüber dem Tiefstande. Für eine Vermessung, wie sie von uns durchgeführt wurde, könnte ein derartiger Betrag nicht innerhalb der Beobachtungsfehler bleiben und da doch sehr wahrscheinlich in den tieferen Lagen des Firnes stärkere Höhendifferenzen auftreten, als an den seitlichen Hängen, so ist einleuchtend, dass auch die Veränderungen im Firn gelegentlich der Nachmessungen festgestellt werden können.

Der Vollständigkeit halber wollen wir die Ergebnisse früherer Beobachter, so weit sich dieselben auf die Dimensionen und Höhenlagen des Gletschers beziehen, noch einer kurzen Besprechung unterziehen.

Die Brüder Schlagintweit geben die grösste Länge des Gletschers zu 8260 m. Dieselbe Grösse wäre nach unserer Karte, wenn die Horizontalprojektion der Verbindungslinie Weisskugel-Gletscherende für den Maximalstand des Feners gemessen wird, zu 9205 m, dagegen wenn die Stromlinie (ebenfalls in der Projektion) gemessen wird, welche von der Weisskugel herab bis zum Gletscherende führt, zu 10200 m anzugeben. Die gleichen Autoren geben die Höhe des Gletscherendes zu 2202,1 m, die der Rofenberghütte zu 2206,4 m an. Diese

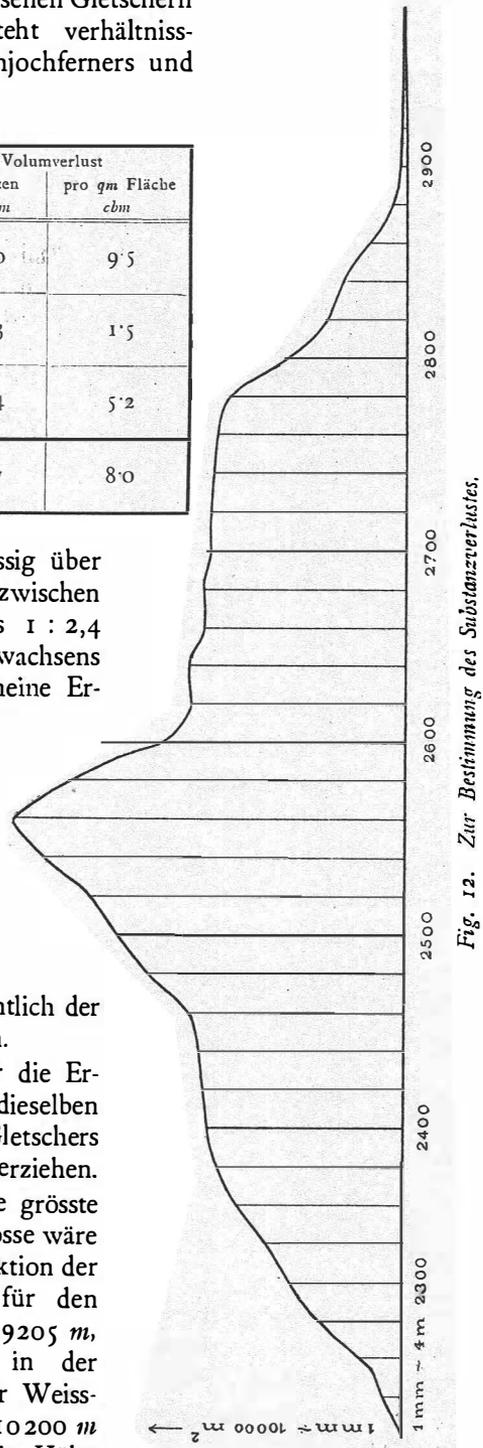


Fig. 12. Zur Bestimmung des Substanzverlustes.

Höhendifferenz ist an sich schon viel zu klein; denn die Höhenzahl 2202,1 bezieht sich, wie ausdrücklich hinzugefügt wird, auf den Ursprung der Ötz, also auf das Gletscherthor. In Wirklichkeit liegt die Rofenberghütte 2303, das ehemalige Gletscherende 2236 *m* hoch. Den Zusammentritt des Kesselwandfeners mit dem Hintereise geben sie zu 2450,2 *m* an. Da es sich hier doch wohl um den Punkt handelt, an dem die grosse Oberflächenmoräne mit der rechten Seitenmoräne des Kesselwandfeners zusammentritt, so ist den beiden Forschern auch hier ein beträchtlicher Fehler unterlaufen. Die Stelle liegt heute noch bei ca. 2530 *m* und 1848 wäre ihr eine Höhenzahl von ungefähr 2580 *m* zugekommen.

Wesentlich besser als die Angaben der Brüder Schlagintweit sind die von Sonklar. Er fand aus zwei Barometerbeobachtungen die Höhe der Rofenberghütte zu 2330,42 *m*, also immer noch 27 *m* zu gross. Die grösste Länge findet er zu 9179,7 *m* (wahrscheinlich aus seiner Karte als gerade Verbindungslinie Weisskugel-Gletscherende). Die Gesamtfläche des Hintereiszuflusses (nach der Karte Sonklar's inclusive Vernaglwandfener) findet er zu 14952800 *m*² gegen 15370000 *m*², welche unsere Ausmessung ergibt. Interessant ist, dass Sonklar den Hintereiszufluss als »das Produkt aus sieben bis acht secundären Gletschern« ansieht. Wir fanden, dass mit Einschluss des Vernaglwandfeners eine Untertheilung in sechs Gletscherarme möglich ist.

Die Mittheilungen, welche E. Richter¹⁾ macht, stimmen natürlich wesentlich besser mit unseren Ausmessungen überein, da ihm ein weitaus zuverlässigeres Kartenmaterial zur Verfügung stand als seinen Vorgängern, die durch ihre eigenen Messungen im Gebiete des Hintereisfeners nichts zur Verbesserung der damaligen Karten beigetragen haben.

Bohrungen im Eise

haben wir 1894 und 95 durchgeführt. Seit Agassiz 1842 auf dem Unteraargletscher mit bedeutendem Kostenaufwand in sechs Wochen ein Loch von 60 *m* Tiefe herstellen liess, wurden, so weit uns die Nachrichten darüber bekannt sind, eigentliche Tiefbohrungen im Eise nicht mehr gemacht, so dass auch neuere Erfahrungen über die zu verwendenden Apparate nicht vorlagen. Es handelte sich aber für uns zunächst darum, ein Bohrsystem ausfindig zu machen, das erlaubte, mit verhältnissmässig geringen Mitteln und in kurzer Zeit bis zu beträchtlichen Tiefen in die Masse des Gletschers einzudringen. Bei vielfachen Proben, die wir schon im Winter 93/94 mit verschiedenen Bohrern in einem Brauerei-Eiskeller anstellten, ergab sich, dass zur Heraufbeförderung des Bohrmehles ein Spiralbohrer am vortheilhaftesten ist, da hiebei schon durch den Bohrer ein Transport des feingeschabten Eises von der Angriffsfläche des Bohrers weg stattfindet. Herr Prof. Frhr. v. Richthofen, damals II. Central-Präsident des D. u. Ö. A.-V., brachte unseren Bemühungen, einen möglichst günstig wirkenden Bohrer zu construieren, grosses Interesse entgegen. Er übersandte uns einen von E. v. Drygalski auf dem Inlandeis in Grönland verwendeten Bohrer, der uns insoferne gute Dienste leistete, als wir die praktisch construierte Schneide desselben nachahmten und einen Spiralbohrer anfertigen liessen, der zwei gezahnte Schneiden und grosse Festigkeit hatte. Ein schwächeres, nach Art des Drygalski'schen Löffelbohrers gebautes Werkzeug musste wegen Formveränderung nach kurzer Benützung ausgemustert werden. Mit unserem zweischneidigen Bohrer konnten wir in zwei Stunden 3 *m* Tiefe erreichen. Dabei ist aber zu bemerken, dass der Bohrer bezw. das Gestänge (aus vierkantigem Stahl), an dem er angeschraubt war, direct

¹⁾ Gletscher der Ostalpen, S. 142.

von der Hand gedreht wurde. Die Heraufbeförderung des Bohrmehles haben wir anfänglich durch Herausheben des Bohrgestänges und mit Hilfe eines Löffels, der an Stelle des Bohrers trat, vollziehen wollen; wir haben jedoch diese Art der Reinigung nie praktisch verwendet, sondern gleich, nachdem das Bohrgestänge herausgenommen war, durch Röhren, die untereinander verschraubt werden konnten (und später durch einen Schlauch) einen Wasserstrahl mit mässigem Überdruck auf den Grund des Bohrloches geleitet und dieses dadurch ausgespült. Diese Wasserspülung und das Bohren mussten wir 1894 immer nacheinander ausführen. 1895 hatten wir

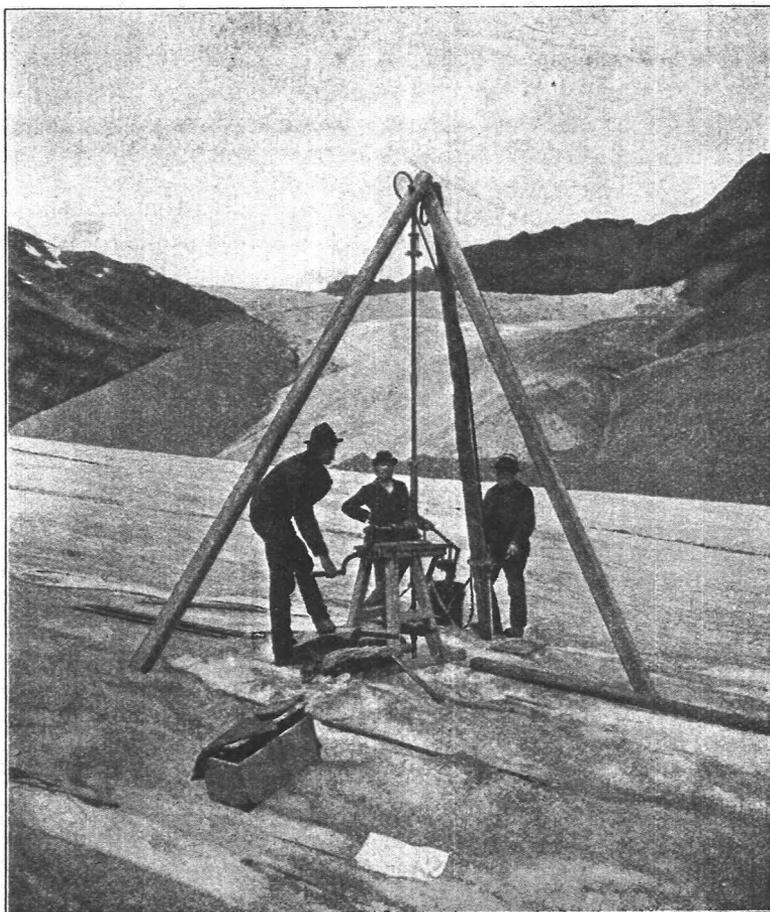


Fig. 13. Bohren am Hintereisferner.

einen Apparat mitgenommen, bei dem das Bohrgestänge selbst aus Röhren hergestellt war, durch welche während der Bohrarbeit Wasser gepumpt wurde und bei dem das Gestänge durch einen Kurbelbetrieb in beständiger Bewegung gehalten werden konnte. Bei geringen Tiefen konnten wir mit diesem Apparat sehr schnell vorwärts kommen; aber mit zunehmender Tiefe sind auch hier die Hindernisse gewachsen, so dass das Fortschreiten des Bohrers immer langsamer wurde. In allen Fällen blieb die Beseitigung des Bohrmehles die Hauptschwierigkeit. Dazu musste vor Allem für genügende Wassermengen gesorgt werden, die auf den Grund des Loches gepumpt werden konnten; deshalb konnte nur ungefähr sieben.

Stunden des Tages richtig gearbeitet werden, da eben nur während dieser Zeit die nöthige Wassermenge auf der Oberfläche des Gletschers floss. Je weiter wir aber in die Tiefe gedrunen sind, desto schwerer wurde das Gestänge und desto tiefer auch die Einsenkung, die der Bohrer schon bei einer Umdrehung erfuhr; es steigerte sich also die Produktion des Bohrmehles, weshalb das Bohren selber immer wieder unterbrochen und durch möglichst kräftiges Einpumpen des Wassers die Reinigung des Bohrloches vollzogen werden musste. Wir versuchten nun in einem Falle, als wir eine Tiefe von 25 m erreicht hatten, durch Entlastung des Gestänges die Bohrmehlproduktion herabzusetzen und durch zeitweiliges Heben des ganzen Gestänges um ca. 0,5 m den Bohrer und die Muffen, welche je zwei Röhren untereinander verbanden, von dem anhaftenden Bohrmehle zu befreien. Dabei hatten wir jedoch einmal so viel Bohrmehl produciert, dass beim Heben des Gestänges dasselbe zusammengepresst wurde und für die weiteren Bewegungen ein starkes Hinderniss bildete. Mit vieler Mühe konnten wir Bohrer und Gestänge wieder los machen. Wir gaben das Tieferbohren an dieser Stelle des Gletschers auf, um an einer weiter abwärts gelegenen einen neuen Versuch zu machen, wobei vor Allem darauf gesehen wurde, dass genügend viel Wasser in der Nähe floss. Hier drangen wir in drei Tagen bis zu einer Tiefe von 40 m vor. Von etwa 36 m an musste aber auch hier ein sehr häufiges Heben des ganzen Gestänges helfen, um bei der durch die Abnützung herabgesetzten Wirkungsweise unserer Pumpe den Transport des Bohrmehles zu bewerkstelligen. Wir überzeugten uns bald, dass es unter diesen Umständen für uns und unsere beiden Hilfsarbeiter zu grosse körperliche Anstrengungen erfordern würde, wenn wir, ohne weitere Hilfskräfte heranzuziehen, die Bohrungen fortsetzen wollten. Wir begnügten uns deshalb mit einer Tiefe von 40 m. Konnten wir auch in diesem Jahre, namentlich auch weil die uns zur Verfügung stehende Zeit nicht mehr reichte, den eigentlichen Plan, nämlich die Auslothung eines Profiles des Gletschers an mehreren Punkten, nicht zur Ausführung bringen, so war doch gezeigt, dass die von uns benützte Bohrmethode, d. h. im Wesentlichen das System von F. H. Deseniss und Jacobi, mit Vortheil verwendet werden kann, wenn es im Sinne der Erfinder benützt wird, d. h. wenn dafür gesorgt wird, dass während des Bohrens beständig ein starker Wasserstrom auf den Grund des Loches geleitet wird. Braucht man dabei eine Pumpe, die grössere Wassermengen fördert als die unsere, so wird die Reinigung des Loches vom Bohrmehl sich verhältnissmässig leicht vollziehen. An Stellen des Gletschers, wo das Wasser fehlt und auch in grösserem Umkreise nicht zu haben ist, wird man natürlich zu anderen Bohrmethoden gezwungen.

Ablation.

Die Bohrlöcher von 1894 dienten zu einer systematischen Beobachtung der Ablation.¹⁾ In jedes der Löcher wurde eine entsprechende Anzahl je 2 m langer Holzstäbe eingesenkt, welche, damit sie in den mit Wasser gefüllten Bohrlöchern untersinken mussten, mit 25—30 cm langen Eisenrohrstücken beschwert waren. Um mit Sicherheit festzustellen, welche Stäbe ausgeschmolzen waren, wurde jeder mit Nummer und Einkerbungen versehen, so dass die Nummer des obersten, noch im Loche befindlichen Stabes abgelesen werden konnte. Die ausgeschmolzenen Holzstäbe fanden sich später alle in unmittelbarer Nähe der Bohrlöcher wieder.

¹⁾ Am Suldenferner hat 1890 Herr Prof. Finsterwalder während eines Monats die Abschmelzung beobachtet, indem er an einigen Punkten Löcher in das Eis bohrte, in welche er Eisenröhren steckte, an denen die Abschmelzung an der Eisoberfläche gemessen wurde.

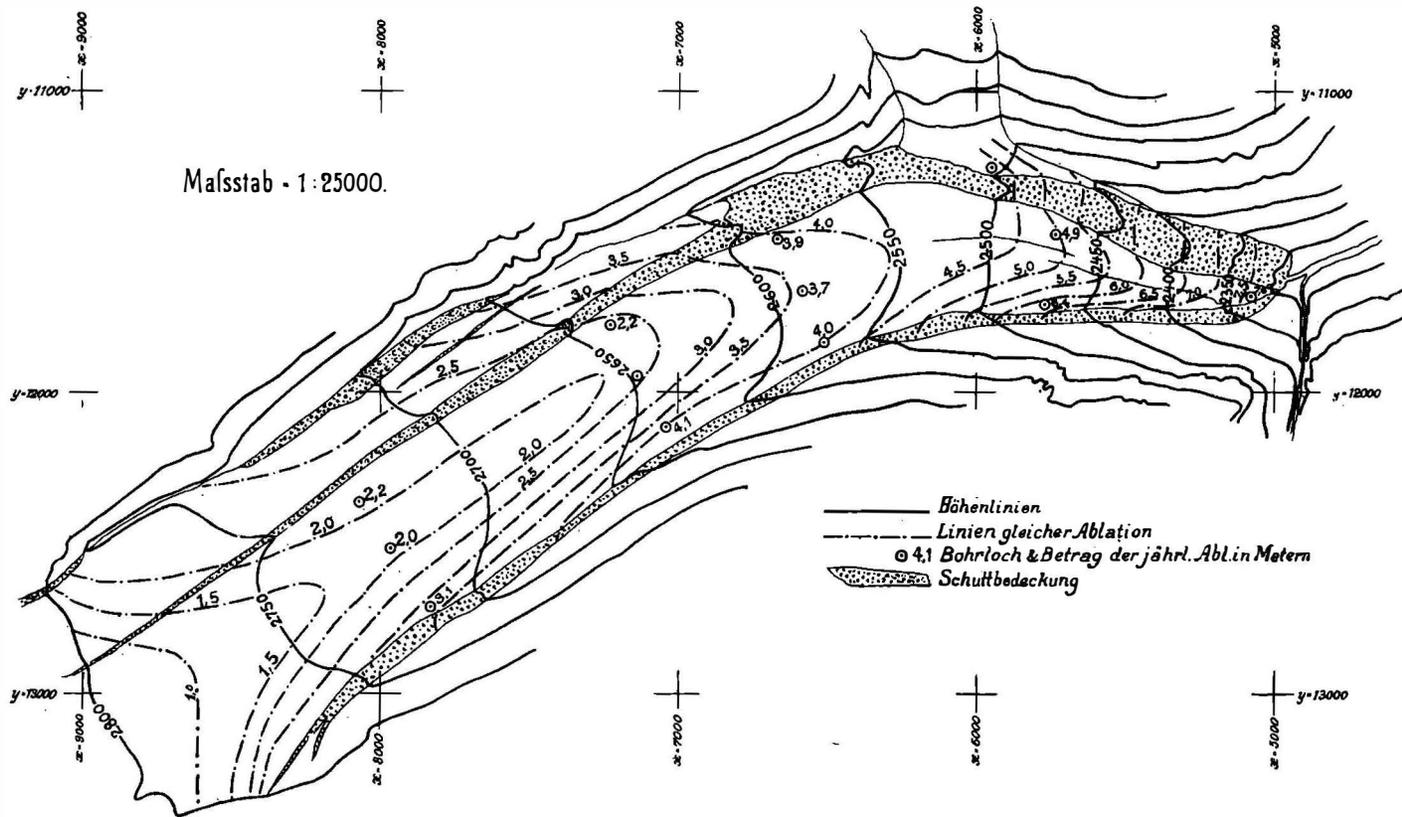
Lage des Bohrloches			Tiefe des Loches m	Länge des herausragenden Stabes						Betrag der Ablation			
Steinlinie	Nr. des Steines	Seehöhe		1894		1895		1896		cm			
				Tag	cm	Tag	cm	Tag	cm	1894 1895	1895 1896		
Gletscherende I.		2325	13·6	—	—	30·VIII	62	25·VIII	824	—	—	762	
	1	2466	8·0	15·VIII	0	„	53	„	694	—	—	641	
	7	2467	8·0	18·VIII	0	„	72	„	562	—	—	490	
III.	2	2575	6·0	30·VII	—	„	50	„	450	—	—	400	
	6	2589	6·0	1·VIII	24	„	110	„	483	—	—	373	
	10	2583	6·0	2·VIII	21	„	100	„	492	—	—	392	
V.	2	2631	6·0	10·VIII	0	„	67	„	473	25·VII	—	406	—
	7	2647	6·0	10·VIII	0	„	58	„	266	„	470	208	204
	12	2639	6·0	9·VIII	0	„	55	„	325	„	563	270	238
VIII.	1	2716	4·0	13·VIII	20	„	80	„	386	„	—	306	—
	7	2732	4·0	23·VIII	5	„	36	„	231	„	330	195	99
	13	2726	4·0	23·VIII	5	„	38	„	260	„	390	222	130
Kesselwdf. roth	2		6·0	—	—	—	—	13·VIII	0	„	592	—	592
„ „	4		6·0	—	—	—	—	„	0	„	520	—	520
„ blau	1		5·5	—	—	—	—	„	50	„	—*)	—	—*)
„ „	4		4·8	—	—	—	—	14·VIII	25	„	—*)	—	—*)

*) Alle Stäbe ausgeschmolzen.

Die Ergebnisse der Ablationsbeobachtungen enthält die vorstehende Tabelle. Nur für die Punkte der obersten Steinlinie waren die Bohrungen tief genug, um für zwei aufeinander folgende Jahre Ablationsmessungen zuzulassen, so dass also nur für den Zeitraum vom 30. August 1894 bis zum 25. August 1895 unter sich vergleichbare Messungen vorliegen. Man bemerkt zunächst, dass die Abschmelzung, wie zu erwarten, mit der Höhe abnimmt von 760 cm in 2300 m bis zu 200 cm in 2700 m Höhe. Es zeigt sich aber auch sehr deutlich eine Abnahme der Ablation vom Gletscherrande gegen die Mitte hin. Die hiebei auftretenden Unterschiede sind sogar ziemlich beträchtlich, so dass in der Höhe von 2640 m der Gletscherrand doppelt so viel durch Abschmelzung verlor, als der Gletschermittte entzogen wurde. Eine Erklärung für diese Erscheinung kann wohl nur darin gefunden werden, dass man die von den Thalwänden aus stattfindende Rückstrahlung der Wärme in Betracht zieht. Dieses Resultat unserer Beobachtungen rechtfertigt vollständig die von dem Einen von uns vorgeschlagene Methode zur Aufsuchung der Grenze zwischen Sammel- und Abschmelzgebiet der Gletscher,¹⁾ wenn auch die Schwierigkeit ihrer Anwendung, wegen des Mangels genügend zuverlässiger Karten, nicht gelegnet werden soll.

Neben den unter sich vergleichbaren, auf die ganze Zungenoberfläche vertheilten Beobachtungen der Ablation haben wir noch eine Reihe von Einzelbeobach-

¹⁾ Vgl. Anm. S. 22.



tungen zu verzeichnen. 1894 wurde in einer Höhe von 2500 *m* ein 2 *m* tiefes Bohrloch angelegt. Der in demselben steckende Stab diente während unseres ganzen Aufenthaltes im Arbeitsgebiete als Ablationspegel, an dem täglich die Grösse der Abschmelzung gemessen wurde. Leider fehlen für diese Zeit Notizen über die Witterungsverhältnisse, so dass ein Vergleich mit anderen Daten nicht durchführbar ist. Wir beschränken uns deshalb darauf anzugeben, dass vom 1. bis 30. August 1894 die Ablation an dieser Stelle 117 *cm* betrug, also etwa den fünften Teil des auf das ganze Jahr entfallenden Betrages ausmachte. Der von uns beobachtete Höchstbetrag der täglichen Abschmelzung war am 24. August notiert, an welchem Tage von 10 Uhr 10 a. m. bis 6 Uhr 25 p. m. 5 *cm* abgetragen wurden. An der gleichen, inzwischen allerdings auf 2469 *m* gesunkenen Stelle betrug die Ablation vom 8. August bis 1. September 1895 0,74 *m*, während am Gletscherende vom 7. August bis 1. September 1893 160 *cm* der zweiten 7 *m* langen Stange ausgeschmolzen waren, die 1894 dort eingesetzt wurde. — Ein zweiter Ablationspegel wurde in der Höhe von 2346 *m* nahe am Gletscherende vom 18. bis 30. August beobachtet. Es fand sich eine Abschmelzung von 71 *cm* in diesen Tagen, was für den August umgerechnet ungefähr ebenfalls den fünften Theil des jährlichen Ablationsbetrages von 7,5 *m* ergibt.

Die in die Tabelle eingetragenen Zahlen für vier der obersten Bohrlöcher zeigen ebenso wie die vorstehende Angabe, dass der Betrag der Ablation 1895 kleiner war, als für den gleichen Zeitraum von 1894; doch ist auch hier wieder die Abnahme des Abtrages vom Rand gegen die Mitte des Gletschers zu erkennen. Ergänzt man jedoch, da 1896 einen Monat früher beobachtet wurde, als 1895, das fehlende Fünftel, so findet sich für die Punkte der Steinlinie VII sogar ein grösserer Betrag als 1895, während für die oberste Linie VIII der Abtrag von 1894/95 noch nicht erreicht wird. Hier war der Gletscher zur Zeit der Nachmessungen 1896 auch noch nicht ausgeapert.

Am 40 *m* tiefen Bohrloch von 1895 wurden folgende Ablationsbeträge gemessen:

238 <i>cm</i>	vom 28./VIII. 1895 bis 21./VII. 1896,
372 „	„ 21./VII. 1896 „ 24./VII. 1897,
461 „	„ 24./VII. 1897 „ 15./IX. 1898.

Daraus ergibt sich für diese Stelle im Mittel ein jährlicher Abtrag von 3,4 *m* gegen ca. 4,5 *m*, welche auf 1894/95 nach Interpolation aus den übrigen Beobachtungen treffen würden. Diese Beobachtungen zeigen ausserdem, welch' beträchtlichen Schwankungen die Ablation in den einzelnen Jahren unterworfen ist.

Verbindet man die Punkte auf der Karte der Gletscherzunge unter einander, welche denselben Betrag der Ablation pro Jahr aufweisen, so sieht man, in welcher Weise die Kurven gleicher Ablation von den Höhenlinien abweichen; vgl. Taf. III. Hier sind allerdings die betreffenden Curven weiter geführt, als der Bereich der Beobachtungen geht. Allein die ziemlich symmetrische Form des Haupttheiles der Hintereisferner-Zunge und der aus der Höhe der mit Schutt bedeckten Eisgebiete abgeleitete Einfluss der Schuttbildung erlauben mit ziemlicher Annäherung an die Wirklichkeit die Festlegung dieser Linien. Bohrlöcher auf der Moräne wären gewiss von grossem Interesse für diesen Theil unserer Arbeit gewesen. Doch mussten wir wegen der für den Bohrer zu fürchtenden Steine darauf verzichten.

Über die Höhenlage der obersten Bohrlöcher hinaus konnten die Linien gleicher Ablation natürlich nur näherungsweise gezogen werden und zwar auf Grund der Annahme, dass bei der »Firnlinie« die jährliche Abschmelzung 0 *cm* beträgt. Wurden nun die Grössen der Flächenräume zwischen je zwei dieser Kurven als Abscissen

und die zugehörigen Beträge der Ablation als Ordinaten einer neuen Kurve genommen, so konnte durch Ausmessung des Flächenstückes, das zwischen dieser Kurve und den Koordinatenachsen liegt, die »mittlere Ablation« für die Zunge des Hintereisferners bestimmt werden. Es ergab sich dieselbe zu 2,2 *m* pro Jahr. Nimmt man den Gletscher als stationär an, so dass aus dem Nährgebiet gerade so viel Material thalwärts geschafft wird, dass die Ablation auf der Gletscherzunge aufgewogen wird, so folgt, dass in der Firnmulde des Hintereisferners gerade so viel an Niederschlag angesammelt werden muss, dass jene 2,2 *m* Eishöhe ersetzt werden. Da nun der Gletscher jährlich 10 180 000 *cbm* Eis verliert, so müssen 9 160 000 *cbm* Wasser als Niederschlag in der 9,4 *qkm* grossen Firnmulde fallen; d. h. es wäre hiezu eine jährliche Niederschlagshöhe von $9,16 : 9,4 = 0,97$ *m*, also rund 1 *m* erforderlich. Dieser Betrag, obwohl ungleich sicherer als jede bisher auf anderem Wege erlangte Grösse für die Niederschlagshöhe in der Firnregion, ist jedoch auch nicht unbedingt richtig. Sind auch die Fehler in der Auswerthung des einmal vorhandenen Beobachtungsmaterials ziemlich gering, so ist doch für dies Material, da es eben nur aus einjährigen Messungen gewonnen wurde, selbst nur die erste Annäherung erreicht.

Die Temperatur des Gletschereises.

Die ersten experimentellen Bestimmungen der Temperatur des Gletschereises rühren von L. Agassiz her.¹⁾ Im Jahre 1840 schon machte er die Beobachtung, dass in Bohrlöchern, die er auf dem Unteraargletscher herstellen liess, in einer Tiefe von 8 *m*, der Gletscher stets die Temperatur von 0° hat und dass die Oscillationen der äusseren Luftwärme nur in den oberen Schichten bis zu 2—3 *m* Tiefe merklich waren. In den folgenden Jahren konnte er in grösseren Tiefen (bis zu 60 *m*) Minimumthermometer verwenden und fand,²⁾ dass das Innere des Gletschers während des Sommers die unveränderliche Temperatur von 0° hat.

Seitdem wurden, so viel uns bekannt ist, keine derartigen Beobachtungen an Gletschern gemacht, bis 1887 F. A. Forel bemerkte, dass das Thermometer in den Wänden der natürlichen Grotte des Arollagletschers unter 0° zeigte. Im darauffolgenden Jahre haben Forel und E. Hagenbach³⁾ am gleichen Orte systematische Temperaturbeobachtungen angestellt und gefunden, dass ihre Thermometer, die in der Nähe des Nullpunktes in hundertstel Grade getheilt waren, zwischen —0,002 und —0,03° C zeigten. Darnach wäre die Temperatur des Gletschers niedriger als die normale Schmelztemperatur des Eises. Nachdem sie gezeigt hatten, dass Verunreinigungen des Eises, ebensowenig wie »Aufspeicherung der Winterkälte« die Ursache des tiefen Standes der Quecksilbersäule sein konnten, gaben sie die Erklärung: die unter 0° liegende Temperatur, die sie am Arollagletscher beobachtet hätten, sei die Folge des Druckes, der den Schmelzpunkt des Eises erniedrigt. An der Beobachtungsstelle hatte das Eis eine Mächtigkeit von ca. 40 *m*, was einem Maximaldrucke von ca. vier Atmosphären entspricht. Dass die Angaben der Thermometer Verschiedenheiten aufwiesen, sei darin begründet, dass am Grunde des Gletschers nicht nöthigerweise jeder Punkt den maximalen Druck erfahren müsse.

Die Beobachtungen der beiden Forscher gaben eine sehr schöne Bestätigung der von der Theorie vorausgesagten und durch Laboratoriumsversuche längst bekannten Schmelzpunktserniedrigung des Eises.

Wir hielten es trotzdem für gut, die günstige Gelegenheit, welche uns die

¹⁾ Agassiz: Untersuchungen über die Gletscher, Solothurn 1841, S. 190.

²⁾ Agassiz: Système glaciaire, Paris 1847, S. 423.

³⁾ F. A. Forel und E. Hagenbach: Comptes rendus, t. 1056, S. 859 ff.

Bohrlöcher für die Beobachtung der Gletschertemperatur boten, zu benützen und sei es auch nur, um ältere Beobachtungen zu bestätigen. Wir verwendeten ein Quecksilber-Thermometer, das in der Nähe von 0° in $\frac{1}{10}$ Grade getheilt war und die Ablesung von $\frac{1}{100}$ Graden zuließ. Das Gefäß des Instrumentes war von einer ca. 1 cm dicken Paraffinschicht umgeben, die mit dem ganzen Instrument in ein weites

Tag	Dauer der Aussetzung des Thermometers	Tiefe m	Temperatur in $^{\circ}$ C.	Luft- temperatur nahe am Eise $^{\circ}$ C.	
Bohrloch von 8 m Tiefe.					
19. Aug.	8 ^o a. m.—12 ^o a. m.	8	+ 0 01	4,5	Gefrorene Schicht auf dem Grunde des Loches.
„ „	12 ^o — 2 ⁴⁵ p. m.	8	+ 0 01	5	
„ „	2 ⁵⁰ — 5 ⁴⁰ p. m.	6	+ 0 06	6	
20. „	Nachts— 8 ^o a. m.	6	— 0 01	5	
„ „	8 ^o a. m.—10 ^o a. m.	4	+ 0 01	7	
„ „	10 ^o a. m.—12 ^o a. m.	1	+ 0 10		
„ „	12 ^o a. m.— 4 ^o p. m.	8	— 0 01	7	
21. „	Nachts—12 ²⁰ p. m.	6	0 00	5	
„ „	12 ²⁰ p. m.— 4 ^o p. m.	1	+ 0 01		
„ „	4 ^o p. m.— 4 ³⁰ p. m.	0	+ 0 17	4	
22. „	Nachts— 6 ^o a. m.	6	+ 0 01	3	
„ „	6 ^o a. m.— 4 ¹⁰ p. m.	6	+ 0 01	5	
23. „	Nachts—11 ²⁰ a. m.	7,5	0 00	6	
„ „	11 ³⁰ — 12 ³⁰ p. m.	8	+ 0 01	7	Auf dem Grunde Wasser.
„ „	12 ³⁰ — 4 ²⁰ p. m.	6	+ 0 01	5	
Bohrloch von 40 m Tiefe.					
26. Aug.	4 ^o p. m.— 5 ³⁰ p. m.	40	— 0 04	4	
27. „	Nachts— 9 ³⁰ a. m.	30	— 0 02	7	
„ „	9 ³⁰ a. m.— 1 ³⁰ p. m.	20	— 0 01	5	
„ „	1 ³⁰ p. m.— 4 ⁴⁵ p. m.	10	+ 0 01	4	
28. „	Nachts— 9 ²⁰ a. m.	0,5	+ 0 05	6	

Glasrohr eingebettet war, das von einem Holzrohr umschlossen wurde. Das Ganze steckte in einer Messinghülle, so dass es beim Ablassen und Aufziehen gegen Beschädigungen im Bohrloch geschützt war. — Wegen der Dimensionen des Bohrloches (5 cm Durchmesser) konnte ein Minimumthermometer gewöhnlicher Construction nicht angewandt werden. Ein solches nach Six hatten wir 1894 mitgenommen; da sich aber während des Transportes eine Zertheilung und beträchtliche Verschiebung

des Quecksilberfadens einstellte, so konnte das Instrument nicht verwendet werden. Deshalb griffen wir zu dem beschriebenen Thermometer, in der Hoffnung, dass es infolge der dicken Schichten schlechter Wärmeleiter, die das Quecksilbergefäß umgaben, sich als sehr träges Instrument erweisen würde, das bei raschem Arbeiten während der Zeit, die zu seiner Heraufbeförderung aus dem Bohrloch nöthig war, seinen Stand nicht ändert. Dabei haben wir uns nicht getäuscht; denn es dauerte bei dem grossen Temperaturgefälle, das bei Probebeobachtungen zwischen schmelzendem Eis und umgebender Luft herrschte, mehrere Minuten, bis das Instrument um weniger als $\frac{1}{100}$ seine Angaben änderte; bei dem sehr geringen Temperaturgefälle, wie es in dem das Bohrloch ausfüllenden Wasser bestand, musste also längere Zeit der Stand des Quecksilberfadens unverändert sein. Übrigens wurde das Thermometer bei der physikalisch-technischen Reichsanstalt geprüft und auch sein Verhalten untersucht, wenn es einem Drucke von mehreren Atmosphären ausgesetzt war.

Die Temperaturmessungen wurden theilweise in dem einen Bohrloch bei Punkt 3 der unteren grünen Steinlinie vorgenommen (wir mussten hier tieferes Bohren aufgeben, weil wir eine Spalte angebohrt hatten). Dies Loch war wasserfrei, während in dem 40 *m* tiefen Bohrloch, wie bereits erwähnt, das Wasser nicht ablaufen konnte. Die vorstehende Tabelle enthält die Ergebnisse der Temperaturbeobachtungen.

Sobald das Thermometer in das Bohrloch eingesenkt war, wurde mittelst eines gut schliessenden Pfropfens der obere Rand des Loches verstopft, sodass äussere warme Luft nicht in dasselbe eindringen konnte. Man sieht aus der vorstehenden Tabelle, dass trotz dieser Sicherheitsmassregel in dem wasserfreien Bohrloche noch $+0,06^{\circ}$ C. in Tiefen von 6 *m* gemessen wurden und in der Schichte von 6—8 *m* Tiefe die Temperaturschwankung eine verhältnissmässig grosse war. Zur Erklärung könnten wir zunächst nur die Möglichkeit anführen, dass von der Luft, die sich in der angebohrten Spalte durch den Einfluss des darin fliessenden Wassers bewegen musste, Wärme an das Instrument abgegeben wurde. Aber auch in dem 40 *m* tiefen, mit Wasser gefüllten Bohrloche wurde erst von ca. 15 *m* Tiefe an eine Temperatur von weniger als 0° C. beobachtet. Lassen wir auch Ablesefehler von $\pm 0,005^{\circ}$ zu, so bleibt doch noch die Einwirkung höherer Temperaturen bis zu etwa 12 *m* unter der Eisoberfläche bestehen. Sollte die entsprechende Wärmemenge durch Wasserzirkulation dem Thermometer zugeführt worden sein, so müsste, nach den entsprechenden Zahlen für die Dichte des Wassers¹⁾ angenommen werden, dass das vom Bohrloch nicht völlig fernzuhaltende Schmelzwasser auf der Gletscheroberfläche eine Temperatur von etwa $+1^{\circ}$ C. besass. Leider fehlen uns entsprechende Beobachtungen für den betreffenden Ort und die gegebene Zeit. Doch erinnern wir uns in mehreren Fällen Temperaturen von mehreren Zehntel-Graden über 0 in solchen Wasserläufen beobachtet zu haben. Dass die nötige Wärmemenge unserem Instrumente durch Strahlung zugegangen wäre, ist nicht wohl anzunehmen, denn nach den besten Messungen ist die Durchlässigkeit des Eises für Wärmestrahlen eine recht geringe; ausserdem ist bekannt, dass kleine Schuttkörner nur etwa 60 *cm* tief unter die Oberfläche einschmelzen, trotzdem sie während eines ganzen Jahres dem Einfluss der strahlenden Wärme ausgesetzt sind. Es ist also nicht wahrscheinlich, dass in der kurzen Zeit von einigen Stunden in viel grösseren Tiefen eine Wirkung der Wärmestrahlung zu beobachten wäre.

Im übrigen stimmt das Ergebniss unserer Beobachtungen mit dem von Forel

¹⁾ Wasser von 0° und 2,2 atm. Druck hat eine Dichte von 0,999939.
 " " 1° " 1 " " " " " " " 0,999930. Vgl. Landolt und Börnstein 1898, S. 265 Tabelle 95.

und Hagenbach am Gletscheruntergrunde erhaltenen gut überein und die Übereinstimmung mit den Forderungen der mechanischen Wärme-Theorie, wonach der Schmelzpunkt des Eises für jede Atmosphäre Überdruck um $0,0075^{\circ}\text{C}$, tiefer liegen muss, ist eine annehmbare, wenn man die etwas zu ungünstige Ablesemöglichkeit an unserem Instrument in Betracht zieht. Den Tiefen von 40, 30, 20 und 10 m müssten nämlich Schmelztemperaturen von $-0,028$, $-0,020$, $-0,014$ und $-0,007^{\circ}\text{C}$. entsprechen. Wir gelangen also ebenfalls zu dem Ergebniss, dass der Gletscher während der Sommermonate überall die den jeweiligen Druckverhältnissen entsprechende Schmelztemperatur besitzt.

Es entsteht nun noch die Frage, ob nicht auch während der Wintermonate dieselben Temperaturverhältnisse für die Gletscher gelten. Zu ihrer Beantwortung wollen wir zunächst untersuchen, welche Faktoren eine Änderung im Zustande des Gletschers zu bewirken vermögen; dabei finden wir, dass eine Abnahme der Innentemperatur des Gletschers hervorgerufen werden kann durch Leitung und Strahlung an die kalte Luft über der Oberfläche und vielleicht durch Leitung an den unter 0° abgekühlten Boden unter dem Eise. Andererseits wird zu erwägen sein, ob nicht die bei der Fallbewegung des Eises auftretende Energie soviel Wärme zu liefern vermag, dass die oben erwähnten Verluste nach aussen aufgewogen werden. Wir versuchen vorerst über die Energie des bewegten Eises uns Rechenschaft zu geben; zu dem Zwecke denken wir uns das Gletscherbett ersetzt durch eine schiefe Ebene, deren Neigungswinkel gleich dem mittleren Neigungswinkel α eines Gletschers von der Masse M , also dem Gewichte $G = Mg$ ist, wobei g die Erdbeschleunigung vorstellt. Ist dann f der Reibungscoefficient zwischen Gletschereis und Untergrund, so wäre die abwärts bewegende Kraft für die ganze Gletschermasse

$$P = G (\sin \alpha - f \cdot \cos \alpha) \text{ (kg)}.$$

Diese Kraft würde der Masse M in t Sekunden eine Geschwindigkeit

$$v = g (\sin \alpha - f \cdot \cos \alpha) t \text{ (m)}$$

ertheilen, so dass die Bewegungsenergie

$$E = \frac{G \cdot g}{2} (\sin \alpha - f \cdot \cos \alpha)^2 \cdot t^2 \text{ (mkg)}$$

sich ergeben würde, welche mit einer Wärmemenge

$$Q = \frac{G \cdot g}{850} \cdot (\sin \alpha - f \cos \alpha)^2 t^2 \text{ (cal)}$$

aequivalent wäre.

Würde die ganze, in t Sekunden erreichte Energie in Wärme umgewandelt, die nur zur Temperaturerhöhung der Gletschermasse benützt würde, so wäre

$$\frac{G \cdot g}{850} (\sin \alpha - f \cdot \cos \alpha)^2 \cdot t^2 = G \cdot c \cdot x$$

wobei x die Temperatursteigerung in $^{\circ}\text{C}$. und c die spezifische Wärme des Eises = $0,5$ sein würde; d. h. in t Sekunden würde

$$x = \frac{1}{42,5} (\sin \alpha - f \cos \alpha)^2 t^2 \text{ (}^{\circ}\text{C)}.$$

wenn g näherungsweise = $10 m$ gesetzt wird.

Setzen wir in dieser Gleichung für α den mittleren Neigungswinkel, wie er

sich für den Hintereisferner ergibt,¹⁾ also $\alpha = 17^\circ 50'$ und nehmen wir als den Crenzwinkel, für den noch ein Gleiten des Eises auf seiner Unterlage eintreten kann, 15° an, so wird $f = \operatorname{tg} 15^\circ = 0,268$ und unsere Gleichung liefert:

$$x = \frac{I}{42,5} \cdot (0,306 - 0,255)^2 \cdot t^2 = 0,0000612 t^2.$$

Wollen wir also die Temperatursteigerung von 1° erzielen, so müsste sein

$$t = \sqrt{\frac{I}{0,0000612}} = 128''.$$

Würde dagegen die ganze in diesen t'' erreichte Energie für Bewegung der Eismasse aufgewendet, so wäre

$$v = g \cdot (\sin \alpha - f \cdot \cos \alpha) \cdot t = 10 \cdot 0,051 \cdot 128 = 65 \text{ m.}$$

Nehmen wir an, dass die ganze Gletschermasse mit der für den Hintereisferner beobachteten mittleren Oberflächengeschwindigkeit von 40 m per Jahr, also jedenfalls immer noch rascher, als in Wirklichkeit bewegt würde, so ergäbe sich als maximale wirkliche Geschwindigkeit in $128''$

$$v' = \frac{40 \cdot 128}{86400 \cdot 365} = \text{ca. } 0,2 \text{ mm}$$

d. h. in dem angezogenen Falle würden von der ganzen zur Verfügung stehenden Energiemenge höchstens $\frac{2}{650000}$ oder $0,003 \text{ } \frac{0}{\infty}$ zur Erzeugung von Geschwindigkeit verwendet. Die übrigen $999,997 \text{ } \frac{0}{\infty}$ würden zur Überwindung der inneren Arbeit, also zur Umformung der Eismasse und deren Anbequemung an die Formen des Gletscherbettes, sowie zur Erhaltung der Schmelztemperatur für den ganzen Gletscherkörper verbraucht. Suchen wir auch diese beiden Antheile noch zu trennen, so haben wir in Betracht zu ziehen, dass durch Leitung an die die Gletscheroberfläche berührende Luft und an den Erdboden, auf dem das Eis aufliegt, Wärme transportiert wird, wenn Luft und Boden kälter sind als der Gletscher. Die Wärmemenge nun, welche durch die Oberfläche O einer Schichte von der Dicke $d \text{ cm}$ in der Zeit t'' hindurchströmt, ist nach den Gesetzen der Wärmeleitung für eine Temperaturdifferenz Φ der beiden Grenzflächen der Schichte, wenn die Wärmeleitfähigkeit gleich k ist, gegeben durch die Beziehung

$$Q = k \cdot O \cdot \frac{\Phi}{d} \cdot t \text{ (cal.)}$$

Für den Fall also, dass die ganze durch die treibende Kraft P erzeugte Energie in Gestalt von Wärme durch Leitung während der Zeit t nach aussen abgegeben werden sollte, wird

$$t = \frac{G \cdot c \cdot x \cdot d}{k \cdot O \cdot \Phi}$$

wobei für G, c, x etc. die oben angegebenen Grössen zu setzen sind. Wäre die ganze Gletschermasse in die Gestalt eines Prismas von der Oberfläche O und der Dicke D gebracht, so wäre $G = O \cdot D \cdot s$, wenn s das spezifische Gewicht des Eises ist und damit

¹⁾ Hier müsste eigentlich der Neigungswinkel des Untergrundes gesetzt werden; da derselbe aber nur für einen Theil des Zungengebietes ermittelt werden kann, so mag für diese Näherungsrechnung der mittlere Neigungswinkel der Oberfläche genügen.

$$t = \frac{D \cdot s \cdot c \cdot x \cdot d}{k \cdot \Phi}$$

d. h. der Wärmeverlust nach aussen wird um so rascher erfolgen, je grösser das Temperaturgefälle Φ , je kleiner die Dicke D des Gletschers sowie der leitenden Schichte d und je geringer die durch die Bewegung erzeugte Wärmemenge ist. Setzen wir nun wieder $x = 1$; $c = 0,5$; $s = 0,9$ und nehmen wir $D = 100 \text{ m} = 10000 \text{ cm}$, $d = 1 \text{ cm}$, so würde bei einem Temperaturgefälle $\Phi = 5^\circ$ in der Zeit

$$t = \frac{10000 \cdot 0,9 \cdot 0,5}{0,006 \cdot \Phi} = 15000''^1)$$

der während 128'' erzeugte Wärmevorrath des Gletschers durch Leitung an die Luft verloren gehen. In den 128'' selber würde also unter den bezüglich des Wärmeverlustes jedenfalls sehr günstigen Annahmen ein Anteil von 0,8 % des Wärmevorrates an die Luft abgegeben.

Wir kommen also zu dem Ergebniss, dass von dem während einer gewissen Zeit im Gletscher entwickelten Energievorrath weniger als 1 % verbraucht wird, um das Wärmegleichgewicht gegen die über dem Gletscher lagernde kalte Luft zu erhalten und um die am Gletscher beobachtete mittlere Oberflächengeschwindigkeit zu erzeugen. Die übrigen 99 % sind zur Leistung der Deformationsarbeit verfügbar.

Dabei ist zweierlei vernachlässigt: 1. die möglicherweise vorhandene Abgabe von Wärme an den Boden, 2. der Wärmeverlust durch Ausstrahlung in die Luft.

Was zunächst den letzteren Punkt betrifft, so sind bisher unseres Wissens keine diesbezüglichen Beobachtungen gemacht worden und es fehlt demgemäss jeder Anhalt, um die Grösse des Wärmeverlustes durch Strahlung von der blanken Eisoberfläche aus zu bemessen. Erwägt man aber, dass während des grössten Theiles der Wintermonate der Gletscher von einer meterhohen Schneedecke überzogen ist, so findet man, dass gerade diese einen vorzüglichen Wärmeschutz für den Gletscher darstellt, da einerseits ihr reicher Luftgehalt sie zu einem sehr schlechten Wärmeleiter macht und andererseits weisse Oberflächen erfahrungsgemäss die geringste Ausstrahlung aufweisen.

Ebenso bietet aber der Gletscher selbst einen Wärmeschutz gegen Ausstrahlung gegenüber dem Boden. Die Durchlässigkeit des Eises für Wärme ist so gering, dass schon in der ersten, 1 cm dicken Schichte 94 % der zugestrahlten Wärme verschluckt werden. Es kann also der vom Gletscher bedeckte Boden nicht in gleicher Weise, wie der neben dem Gletscher seine Temperatur durch Ausstrahlung erniedrigen und die Null-Isotherme des Gletscherbettes wird unter dem Gletscher im Winter fast dieselbe Lage haben, wie im Sommer. Nur in den Randgebieten kann eine Abkühlung des Gletschers in der Weise eintreten, dass ein Anfrieren desselben an den Untergrund stattfindet, denn hier wird die niedrige Temperatur der Thalwandung eine Strecke weit einwirken und ausserdem ist hier wegen der geringen Dicke der Eismasse der Verlust durch Leitung am grössten. Wir können uns also den Gletscher während des Winters so vorstellen, als ob er mit einer dünnen, hart gefrorenen Kruste überzogen wäre, die in den Randgebieten fest am Untergrunde anliegen kann und gegen die Mitte immer mehr an Dicke verliert. Diese Kruste wird an der eigentlichen Gletscherbewegung, dem Fliessen, nur schwächer als das Innere theilnehmen können und darum muss vor Allem im Winter die Zerklüftung am Gletscher-

¹⁾ Für die Wärmeleitungsfähigkeit k ist nach Forbes und nach neueren Bestimmungen von Straneo: Rendiconti della Acad. dei Lincei (5) 1897 S. 262 der Werth von 0,0057 \sim 0,006 anzunehmen.

rande zunehmen und in den Theilen des Gletschers, die auch während des Sommers unter ähnlichen Bedingungen stehen, wie die übrigen Parteen im Winter, also an den nach Norden abfallenden Theilen der Firnumrahmung wird da die Randkluft auftreten müssen, wo die Mächtigkeit des Eises eben nicht mehr ausreicht, um den Wärmeverlust an die Luft und an die durchkälteten Bergflanken durch den bei der Bewegung erzeugten Wärmeverrath zu compensieren.

Dadurch nun, dass der Gletscher im Winter (und im Sommer während der klaren Nächte) mit einer dünnen Kruste überzogen erscheint, die natürlich, da in ihr das Eis nicht die Schmelztemperatur hat, geringere Bewegungsfähigkeit aufweist, wird auch eine Verlangsamung der Strömung der ganzen Eismasse herbeigeführt und hierauf mögen vielleicht die Unterschiede, welche bisher für die Gletscherbewegung zu verschiedenen Tages- und Jahreszeiten beobachtet wurden, zurückzuführen sein.

Wir können also wohl nicht davon sprechen, dass der Gletscher an seinen Untergrund Wärme abgibt. Dagegen weist uns die von verschiedenen Seiten durch Pegelbeobachtungen¹⁾ gewonnene Thatsache, dass die Gletscherbäche auch im Winter fließen, darauf hin, dass umgekehrt dem Gletscher aus dem Boden Wärme zufließt, so dass ein Theil des Eises geschmolzen wird. Aus diesen Pegelbeobachtungen ergibt sich nämlich, dass die Wassermengen, welche die Gletscherbäche im Winter liefern, mehr als den fünften Theil derjenigen des Sommers ausmachen. Beachten wir, dass die Niederschläge in den Einzugsgebieten dieser Pegel während des Winters fast nur in Form von Schnee fallen und nur die Gletscherbäche, nicht aber sonstige Rinnsale Wasser führen, dass ausserdem an der schneebedeckten Gletscheroberfläche keine Ablation eintritt, so finden wir, dass nur ein beträchtliches Abschmelzen des Eises am Untergrunde der Gletscher zur Erklärung dieser Erscheinung angenommen werden kann. Suchen wir nun einen Anhalt über die Grösse der Einwirkung der Erdwärme zu gewinnen, so können wir näherungsweise die folgende Rechnung anwenden. Laut freundlicher brieflicher Mittheilung des Herrn Prof. Finsterwalder beträgt die beim Pegel in Vent gemessene Wassermenge für 1890/91 203,500000 *cbm*. Das Einzugsgebiet des Pegels misst 158,8 *qkm*, so dass der Hintereisferner (mit Moränengebiet) etwa 10% desselben ausmacht. Vom Hintereis müssten also für den Venter Pegel jährlich 20,300000 *cbm* Wasser geliefert werden. Wie früher (S. 36) angegeben macht die durch Ablation abgehende Wassermenge jährlich 9,1 Mill. *cbm* aus. In dem 10,2 *qkm* messenden Gebiete der Gletscherzunge und der Moränen fallen nun 10,200000 *cbm* Niederschlag, wenn hier ebenfalls die für das Firnfeld ermittelte Niederschlagshöhe von ca. 1 *m* angenommen wird. Die den schmelzenden Niederschlägen und die dem abgeschmolzenen Eise der Zungenoberfläche entstammende Wassermenge beträgt also jährlich 19,300000 *cbm*, so dass ca. 1,000000 *cbm* Eis auf der 14,4 *qkm* betragenden Unterfläche des ganzen Gletschers geschmolzen werden müssten; d. h. die Erdwärme würde eine Erniedrigung der Gletschermasse von 0,07 *m* per Jahr veranlassen. Nehmen wir jedoch an, dass die Gesamtwassermenge des Venter Pegels mit 20% Unsicherheit gemessen wurde und 1894/95 um ein Fünftel grösser war, als 1890/91, so würde, die gleiche Niederschlagshöhe vorausgesetzt, der Abtrag durch die Erdwärme pro Jahr immer noch nur 0,35 *m* sein.

Dieser Betrag ist wohl als maximale Erniedrigung des Gletschers durch die Erdwärme anzusehen.

Damit nun im Laufe des Jahres 0,35 *m* Eis an der Unterfläche des Gletschers durch die aus dem Erdboden durch Leitung gelieferte Wärme abgeschmolzen werden,

¹⁾ Vergl. Finsterwalder: Die Pegelstation in Sulden. Mitth. d. D. u. Ö. A.-V. 1892, p. 90. Hess: Pegelstation in Ranalt. Mitth. d. D. u. Ö. A.-V. 1893, p. 19. Seeland: Möllpegel in Heiligenblut. Mitth. d. D. u. Ö. A.-V. 1896, p. 107.

müsste, die Leitungsfähigkeit des Gesteines zu 0,004 angenommen, in etwa $\frac{1}{2}$ m unter dem Eise eine constante Bodentemperatur von 1° C. herrschen. Wie weit dies mit der Wirklichkeit übereinstimmt, lässt sich, da entsprechende Beobachtungen fehlen, leider nicht sagen. Unwahrscheinlich ist es nicht, da dies Resultat ja einen Mittelwerth für den ganzen Gletscheruntergrund vorstellt. Es zeigt also diese Überschlagsrechnung, zusammen mit den vorhergehenden Ausführungen, dass Niederschlag und Ablation im Gebiete der Zunge und die am Untergrunde stattfindende Abschmelzung durch die Erdwärme völlig ausreichend sind, um die Grösse der Wassermengen zu erklären, welche jährlich in den Gletscherbächen fließen und dass es unnöthig ist, eine innere Abschmelzung des Gletschers, oder ein Schmelzen der unteren Eisschichten infolge des Druckes anzunehmen (die vorübergehenden Verflüssigungen durch Druckschwankungen können einen irgendwie nennenswerthen Beitrag nicht liefern).

Es ist leicht zu übersehen, dass die vorstehenden Überlegungen nicht nur für den Hintereisferner zutreffen, sondern auch auf beliebige andere Gletscher (von genügender Mächtigkeit) angewandt werden können. Doch wollen wir besonders darauf hinweisen, dass auch für die Gletscher der Polarregion und ebenso für den riesigen Gletscher, der als grönländisches Inlandeis bezeichnet wird, mit wenig Änderung in den Zahlenwerthen dieselben Schlüsse zulässig sind, wie für Alpengletscher. Kam doch auch E. v. Drygalski auf Grund der Temperaturmessungen, die er bis zur Tiefe von allerdings nur 2,2 m am Karajak-Gletscher, einem Ausläufer des grönländischen Inlandeises, anstellte, zu dem Ergebniss¹⁾ »nur von Ende Oktober bis Ende Juni existierte im Eise ein Kältezustand; in den übrigen vier Monaten herrschte in der ganzen Masse Schmelztemperatur« — ein Resultat, das wir nach den vorausgehenden Darlegungen dahin erweitern zu dürfen glauben, dass das Eis, da wo es Gletscherbewegung ausführt, sobald seine Mächtigkeit etwa 15 m überschreitet, beständig die den jeweiligen Druckverhältnissen entsprechende Schmelztemperatur besitzt und nur in einer dünnen Schichte an der Oberfläche den jahreszeitlichen Temperaturschwankungen unterworfen ist, so dass also auch die Geschwindigkeit an den verschiedenen Punkten (auch der Oberfläche) des stationären Gletschers Jahr aus Jahr ein den gleichen Werth behält. Damit kommen wir allerdings in Widerspruch mit einer Anzahl von Beobachtungen früherer Forscher, wie Forbes,²⁾ Tyndall,³⁾ Schlagintweit,⁴⁾ Steenstrup⁵⁾ und anderen. Forbes und Tyndall haben Beobachtungsmethoden benützt, die nach unserer Meinung eine genaue Bestimmung der Verschiebungen nicht zulassen. Dazu kommt, dass Tyndall die Grösse der Verschiebung nur für je einen Tag oder gar nur einen Bruchtheil desselben misst. Forbes hat längere Zeiträume hindurch in der Zeit vom 26. Juni bis 28. September 1842 am Mer de Glace beobachtet, dafür aber die ungünstigere Messungsmethode angewandt, so dass die erhaltenen Unterschiede in dem Betrag der Geschwindigkeiten so ziemlich durch die Beobachtungsfehler gedeckt werden. Die beiden Schlagintweit haben, wie schon mehrfach bemerkt, so wenig Vertrauen erweckend gemessen, dass ihren Angaben über verschiedene Geschwindigkeiten unter dem Einflusse verschiedener Temperaturen kaum ein Werth beizulegen ist. Soweit wir Steenstrup's Messungen übersehen können, bei welchen theilweise

¹⁾ E. v. Drygalski: Grönlandexpedition der Gesellschaft für Erdkunde 1891—93. Bd. I., Berlin 1897, S. 473.

²⁾ Forbes: Reisen in den Savoyer Alpen, Stuttgart 1845. S. 119 f.

³⁾ Tyndall: Die Gletscher der Alpen, deutsche Ausgabe S. 333 f.

⁴⁾ Untersuchungen. S. 111.

⁵⁾ Vergl. Bidrag til Kjendskab til Braeerne og Brae-Isen i Nord-Grønland af K. I. V. Steenstrup 1878—80 S. A., S. 90, und vorher.

von einer 60 bis 80 *m* langen Basis bis auf Entfernungen von 2 bis 4 *km* durch Vorwärtseinschneiden die Marken bestimmt wurden, sind bei denselben auch ziemlich bedeutende Fehler in der Einmessung dieser Marken möglich und die Angaben für die fünf verschiedenen Gletscher an der Westküste Grönlands, für welche zu verschiedenen Jahreszeiten die Geschwindigkeiten bestimmt sind, zeigen theilweise entgegengesetztes Verhalten der Gletscher an, so dass zwei während der Wintermonate schneller fließen, als im Sommer, während zwei andere umgekehrt im Sommer die grösseren Geschwindigkeiten haben und bei dem fünften die Unterschiede wahrscheinlich innerhalb der Grenzen der Beobachtungsfehler bleiben. Nehmen wir hiezu die Mittheilung des Ingenieurs Held, dass am Rhône-gletscher die Bewegung in vierzehn Tagen des Augusts 1883 genau gleich der mittleren Geschwindigkeit während des ganzen Jahres war und fügen wir hinzu, dass das Messungsergebnis der Rhône-gletschervermessung jedenfalls viel sicherer, als das früherer Messungen ist, so dürfen wir wohl den vorher ausgesprochenen Satz als den sicheren bisherigen Beobachtungen entsprechend betrachten.

Wachsthum des Gletscherkornes.

Da der Gletscher in seiner Hauptmasse Schmelztemperatur hat, so werden geringe Steigerungen des Druckes ein theilweises Schmelzen des Eises im Gefolge haben. Dort also, wo die stärksten Druckschwankungen eintreten, müssen am häufigsten solche Schmelzprozesse vorkommen; dieselben finden daher hauptsächlich in den Gebieten des Gletschers statt, in denen die Geschwindigkeit der Eisbewegung benachbarter Punkte die grössten Verschiedenheiten aufweisen. An den Grenzflächen und Kanten, welche verschiedenen Gletscherkörnern gemeinsam sind, werden also bei Druckänderungen kleine Wassermengen an den Stellen stärksten Druckes entstehen; sobald dieselben vorhanden sind, wird ein Druckausgleich auf grösserer Fläche eintreten; die Folge ist ein Wiedergefrieren der Wassermenge, bei welchem Vorgange die sich bildenden Eismoleküle mit ihren Krystallachsen sich parallel denen des untersten oder des grössten, oder des aus anderem Grunde günstigst wirkenden der betheiligten Gletscherkörner stellen, so dass dieses Korn auf Kosten seines Nachbarn an Masse gewinnt. Je häufiger also ein solcher Wechsel des Aggregatzustandes an der Grenze eines Kornes sich vollzieht, desto öfter kann für dasselbe ein Massenzuwachs eintreten; daraus erklärt es sich, dass in den Randgebieten und am Untergrunde die grössten Gletscherkörner gefunden werden. Dafür, dass nicht erst gegen das Ende der Gletscherzunge, sondern auch schon am Untergrunde des Firneises, wo ja ebenfalls starke Geschwindigkeitsänderungen auftreten müssen, grosse Gletscherkörner vorkommen, spricht eine Beobachtung, die der eine von uns am Gröbelferner in der Stubaier Gruppe machte.¹⁾ Dort war von dem kleinen Firnfeld, das zwischen den beiden wilden Feuersteinen liegt, eine grössere Eislawine auf den etwa 250 *m* tiefer liegenden östlichen Gröbelferner herabgestürzt. Die Eistrümmer, die mit Schnee verbacken, eine förmliche Übermuring der Gletscheroberfläche herbeiführten, enthielten Gletscherkörner bis zur Grösse von 10—12 *cm*.

Künstlicher Gletscher.

An einem Gletschermodell wollten wir zeigen, dass der Wärmezustand des Gletschers im Vereine mit der Wirkung der Schwerkraft völlig ausreicht, um das,

¹⁾ Vergl. Mittheilungen des D. u. Ö. A.-V. 1899, No. 10.

was man Gletscherbewegung nennt, also das Fliessen einer Eismasse, zu erklären. Wir stellten uns in 1 : 10000 ein Gipsmodell des Hintereisfernerbettes her, wie es

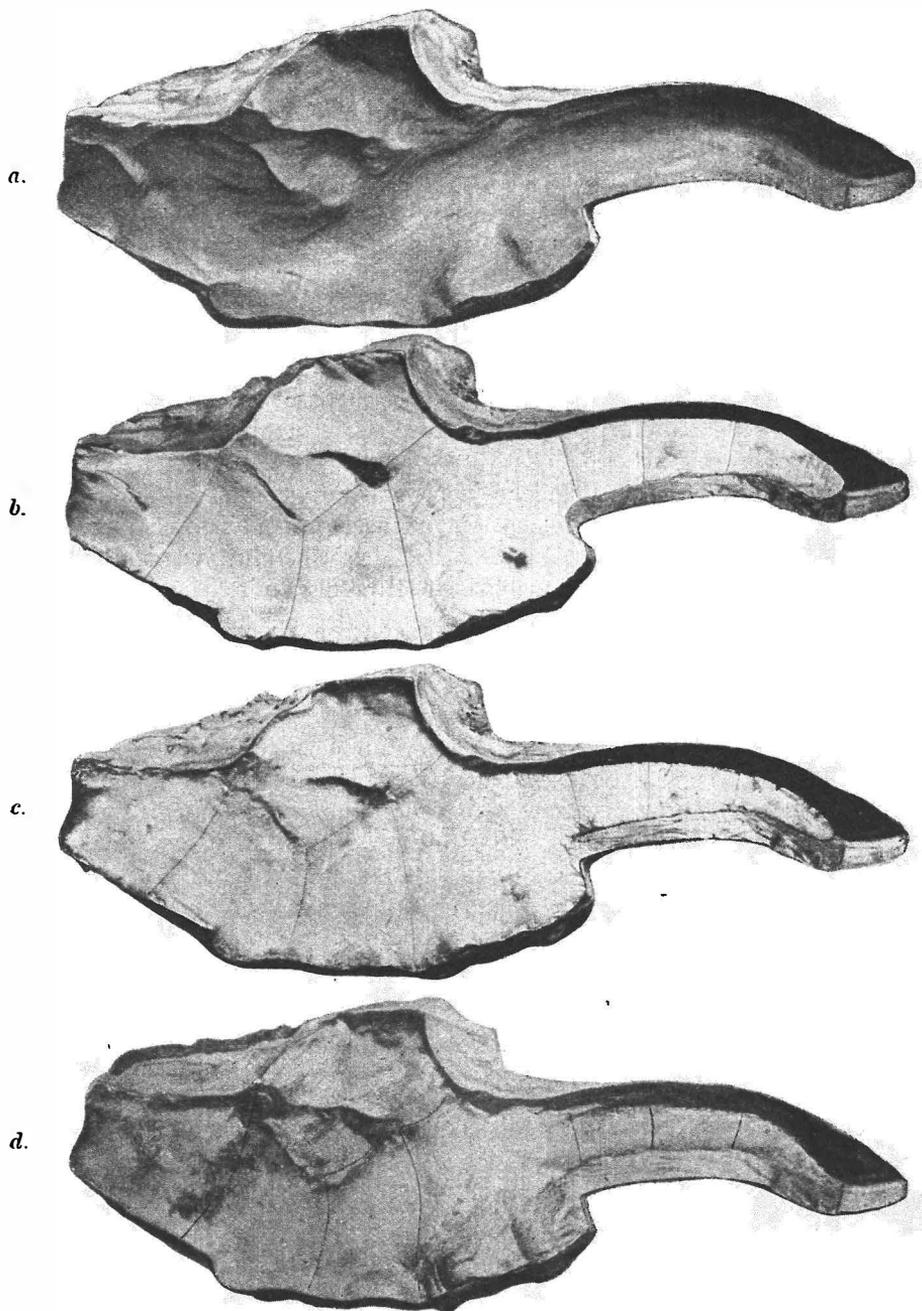


Fig. 14. Künstlicher Gletscher.

a. leeres Gletscherbett; *b.* vor dem Erwärmen; *c.* nach 177 stündigem Erwärmen; *d.* nach 480 stündigem Erwärmen.

nach den Profilen ungefähr sein müsste, die unsere Beobachtungen von 1894 und 1895 zu construieren erlauben. In die erhaltene Mulde gossen wir Paraffin, das dann

so herausmodelliert wurde, dass die Oberfläche der heutigen, d. h. 1894er Oberfläche des Hintereisgletschers ziemlich ähnlich wurde. An mehreren Stellen wurden durch rothe Farbe Linien auf der Paraffinfläche markiert, die den Steinreihen entsprechen, und also für Geschwindigkeitsmessungen verwendet werden konnten. Den so vorbereiteten Paraffingletscher steckten wir in einen doppelwandigen Blechkasten, in welchem zwischen den Wänden warmes Wasser cirkulierte, dessen Bewegung durch zwei kleine Turbinen betrieben wurde. Die Temperatur des Wassers war durch einen selbstthätigen Regulator constant gehalten, so dass im Inneren des Blechkastens nahezu die Schmelztemperatur herrschte. Leider musste während der Nacht immer die Heizung unterbrochen werden, so dass nur für 8—10 Stunden täglich der Modellgletscher sich nahe an dem Schmelzpunkte seiner Substanz befand. Es ist daher möglich, dass die vielen Zustandsänderungen, welche die Paraffinmasse während der Dauer der Versuche durchmachte (in 60 Tagen 480 Stunden Schmelztemperatur), quantitativ das Ergebniss der Bewegung des Paraffins beeinflussten. Qualitativ war das Resultat so, wie wir es erwartet haben. Die rothen Linien wurden genau so durchgebogen, wie die Steinreihen auf dem Gletschereise; es ist also die Bewegung an den Rändern der Paraffinmasse in ähnlicher Weise gehemmt, wie die Eisbewegung an den Rändern der Gletscher.

Da es sich nun darum handelte, in dem Firngebiete des Modellgletschers an Masse zu ersetzen, was durch den Abfluss nach unten verloren gieng, so dass ein stationärer Zustand für die ganze Masse herbeigeführt werden konnte, so wurde zeitweilig durch Auftragen flüssigen Paraffins (mit dem Pinsel) auf die kalte Hauptmasse die ursprüngliche Oberfläche wieder erzeugt. Durch die dünne Schichte des Auftrages waren die rothen Linien sichtbar und wurden durch »Durchpausen« neu gezogen, so dass, trotzdem immer andere Paraffintheilchen die Oberfläche bildeten, doch mit ziemlicher Sicherheit die Bewegung des anfangs markierten Profiles verfolgt werden konnte. Die Ablation auf der Gletscherzunge sollte event. durch Abschaben der von oben nachgerückten Masse bis auf die ursprünglich modellierte Form der Zunge ersetzt werden. Dies wurde jedoch niemals nothwendig. Sei es, dass an der Unterlage die Paraffinschichte sich so stark erwärmte, dass ein theilweises Schmelzen eintrat, sei es, dass das an der Oberfläche flüssig gewordene Paraffin bei seinem Abfließen neue Mengen verflüssigte, die Zunge unseres Modellgletschers kam von selbst in einen Zustand kräftiger Ablation und wurde immer kleiner und dünner, so dass wir also eigentlich den Bewegungszustand eines in starkem Rückgange befindlichen Gletschers nachahmten. Der Unterschied in den Bewegungsverhältnissen verschieden dicker Schichten trat dabei recht deutlich hervor. Auf der Gletscherzunge und vor allem gegen das Ende derselben waren die Verschiebungen, die unsere rothen Linien zeigten, wesentlich kleiner, als in dem das Firngebiet darstellenden Theil des Modellgletschers, in welchem die Dicke der Paraffinschichte bis zu 25 mm, gegen etwa 10—15 mm in dem Zungengebiete, betrug. Man könnte aus den Vergleichen dieser Verschiebungen wohl zu einem Schlusse kommen, der angenähert die Abnahme der Geschwindigkeit mit der Entfernung von der Oberfläche zu bestimmen erlaubt. Wir wollen jedoch eigentliche Maasszahlen nicht angeben, da wir die trotz der grossen Ausdehnung des Modells (es war über 1 m lang) ziemlich geringe Dicke zu brauchbaren Messungen für zu klein halten und da es uns doch nicht gelungen ist, in dem 1,2 m langen, 0,4 m breiten und 0,25 m hohen Blechkasten die Temperatur gleichmässig zu erhalten. Die beiden Maximumthermometer, von denen das eine oben, das andere unten, also nur in 0,20 m Entfernung vom ersten angebracht war, zeigten nämlich fast immer eine Differenz von 1,5 bis 2° C.; es wurden oben meist 47,5, unten 46° abgelesen.

Die Grösse der Durchbiegungen, welche die rothen Linien erfuhren, können aus den hier photographisch reproduzierten Bildern des Modellgletschers in seinen verschiedenen Stadien ersehen werden. Sie betragen auf der obersten Linie (grössere Neigung des Untergrundes) im Maximum 40, im Mittel 26 *mm*

auf der zweiten Linie von oben	„	„	31, „	„	26 „
„ „ dritten „ „ „ „ „	„	„	25, „	„	16 „
„ „ vierten „ „ „ „ „	„	„	18, „	„	15 „
„ „ oberen Zungenlinie	„	„	14, „	„	10 „
„ „ mittleren „ „ „ „ „	„	„	8, „	„	6 „
„ „ unteren „ „ „ „ „	„	„	3, „	„	2 „

Die Bewegungsverhältnisse dieses Modellgletschers zeigen also eine ziemlich weitgehende Analogie mit denen eines wirklichen Gletschers und wir glauben, dass ein qualitativer Unterschied zwischen beiden Bewegungsarten überhaupt nicht besteht, wenn wir uns auch nicht verhehlen, dass die physikalischen Eigenschaften von Eis und Paraffin, besonders soweit die Structur in Betracht kommt, nicht die gleichen sind. Jedenfalls ist unser Paraffingletscher nicht weniger geeignet, die Bewegungsverhältnisse zu veranschaulichen, als eine unter bedeutendem Drucke bewegte Pechmasse; er hat vor allem den Vorzug, dass seine Neigungsverhältnisse und die anderen äusseren Bedingungen seiner Bewegung denen eines wirklichen Gletschers entsprechen.

Geschwindigkeiten.

Wie bereits in der Einleitung erwähnt wurde, machte die Bestimmung der Geschwindigkeiten, die an den verschiedenen Punkten der Gletscheroberfläche herrschten, einen Haupttheil unserer Arbeiten im Jahre 1894 aus. Es wurde, wie bei früheren ähnlichen Messungen das Mittel der Steinlinien benützt, um möglichst richtige Ergebnisse zu erhalten. Dabei werden, wie bekannt, eine Reihe mit Ölfarbe bestrichener¹⁾ Steine so gelegt, dass sie unter sich verbunden die Schnittlinie einer Verticalebene mit der Gletscheroberfläche bilden. Diese Verticalebene wird nahezu senkrecht zur Achse des Gletschers gerichtet. In Abständen von etwa 40 *m* werden einzelne Steine der Steinlinie mit Nummern versehen und diese etwa handgrossen Nummersteine werden durch Vorwärtseinschneiden, oder auch auf anderem Wege eingemessen. Die Steine schmelzen etwas in das Eis ein und werden mit diesem thalwärts geführt. Infolge der ungleichartigen Bestrahlung des Eises um diese Steine bilden sich jedoch kleine Eissäulen, die dann die Nummersteine als Gletschertische tragen und beim Herabrollen von den Säulen werden die Steine kleine Verschiebungen erleiden, so dass sie nach Verlauf längerer Zeit merklich andere Lagen haben als die Eispartien, auf denen sie ursprünglich geruht haben. Sicherer als die Methode, mit Steinlinien Geschwindigkeiten zu messen, ist deshalb eine andere, bei der die in Bohrlöcher eingesenkten Holzstäbe als Signale für die Messungen dienen. Wir konnten beide Methoden für mehrere Punkte der Gletscheroberfläche nebeneinander benützen — wenigstens soweit der Zeitraum 1894—95 in Betracht kommt — da wir zwölf der für Ablationsbeobachtungen dienenden Bohrlöcher auch dabei verwenden konnten. Im Ganzen haben wir acht Steinlinien mit 103 Nummersteinen eingemessen; die oberste derselben, die in ungefähr 2730 *m* Höhe den Gletscher querte, wurde 1894 da gelegt, wo derselbe eben ausgeapert war; es zeigte sich 1895, dass wir damit die für uns praktikable Grenze eben erreichten, denn wir mussten, um diese Linie aufzufinden, noch ziemlich tiefen Schnee gründlich

¹⁾ Zur besseren Unterscheidung kamen für die acht Steinlinien vier Farben: ziegelroth (I u. V), grün (II u. VI), roth (III u. VII) und blau (IV u. VIII) in Anwendung.

durchwühlen. Hätten wir noch weiter hinauf die Steinreihen fortgeführt, so wäre ein Auffinden derselben zu der Jahreszeit, die unser Beruf für Gletscherbeobachtungen uns frei lässt, schwerlich gelungen. Die unterste Steinlinie zogen wir nahezu in der Richtung von unserem Signal II gegen die mittlere Guslarspitze. Weiter abwärts hofften wir durch Messungen aus den Photographieen von 1894 und 1895 genügend viele Anhaltspunkte für die Bestimmung der Geschwindigkeiten zu erhalten. — Da die Mittelmoräne in dem Bereiche der Steinlinien ziemlich hoch ist, so hätten wir, um die vom rechten Ufer des Gletschers ausgehenden Linien bis an den linken Rand fortzuführen, auf dem linken Ufer einen neuen Standpunkt für jede Linie auswählen müssen, um die jenseits der Mittelmoräne liegenden Nummersteine sehen und einmessen zu können. Das war einerseits sehr zeitraubend und dann, wegen des steilen Hanges, der auf dem linken Ufer fast durchweg da ist, nicht leicht. Wir begnügten uns deshalb mit der Führung der Linien bis auf den Rücken der Mittelmoräne und konnten dies um so leichter, als fast immer mehr als drei Viertel der Breite der Gletscherzunge in den Bereich der Beobachtungen gezogen wurden. Da der rechte Rand des Hintereisferners starke Schuttbedeckung zeigt, so konnten wir nur dadurch, dass wir auf einer grossen Zahl benachbarter Steine die Richtung der Steinreihe markierten, hoffen, die Randgeschwindigkeit zu erhalten. Allein wegen des beständigen Abrutschens des Schuttes auf der steilen Eisunterlage lagen schon bei der Nachmessung von 1895 die Steine in diesem Gebiet ganz durcheinander, so dass es, da ausserdem noch einige Nummersteine in Spalten geraten waren, unmöglich wurde, die Randgeschwindigkeit zu bestimmen. Konnten auch aus praktischen Gründen in den höheren Lagen der Gletscherzunge keine Steinlinien mehr gelegt werden, so haben wir doch noch den Versuch gemacht, die Geschwindigkeit an einzelnen Stellen im Firn dadurch zu messen, dass wir Stangendreikante aufstellten, deren Verschiebung im Laufe eines Jahres bestimmt werden konnte. Die 6 m langen Stangen, die das Dreikant bilden, wurden unter sich durch Latten versteift und so hofften wir, dass unsere Signale den Stürmen während eines Jahres Widerstand leisten würden, nachdem sie während unserer Anwesenheit im Arbeitsgebiete zwei starken Stürmen getrotzt hatten. Bei der Nachmessung von 1895 stellte sich jedoch heraus, dass wir die Dreikante etwas zu steil gestellt hatten. Nur eines von neun blieb stehen; alle anderen wurden um eine Kante des Grunddreieckes umgeklappt und die Stangen theilweise durch den Schneedruck zerbrochen. Wie wir bei näherer Besichtigung fanden, ist eine weitere Verschiebung durch Abrutschen nicht eingetreten. Im schlimmsten Falle hätten wir die Verschiebungen, welche die einzelnen Dreikante erfuhren, um höchstens 3 m zu gross gemessen. 1895 wurden die Dreikante auf breiterer Basis aufgestellt, so dass sie dem Winde Stand halten mussten. Dafür konnte jetzt der Schneedruck um so stärker auf ihre Festigkeit wirken und thatsächlich konnte 1896 nur das unterste, das ganz platt gedrückt war und eben etwas aus dem Schnee hervorragte, gefunden werden. Die übrigen staken noch tief im Schnee und waren sehr wahrscheinlich auch flach gedrückt. Auch bei den Nachmessungen von 1898 konnte nur das unterste Dreikant, das nun auch bereits aus dem Bereiche des Firnes herausgerückt ist, gefunden werden. Die Hölzer der übrigen werden bei späteren Nachmessungen, wenn auch etwas deformiert, noch gefunden werden können und man wird dann die mittlere Geschwindigkeit für einen längeren Zeitraum ermitteln können. Der Versuch, die Geschwindigkeiten an mehreren Stellen in den flacheren Theilen des Firngebietes für den Zeitraum eines Jahres zu bestimmen, ist jedenfalls als geglückt anzusehen. Ursprünglich wollten wir in den Firn einzelne Stangen stecken, die dem Winde und dem Schneedrucke gegenüber widerstandsfähiger wären. Wir glaubten jedoch,

dass wir nach den Erfahrungen, die wir bei den Bohrungen auf der Gletscherzunge machten, wegen des Wassermangels im Firn zu grosse Schwierigkeiten hätten, um in kurzer Zeit Löcher von 2—3 *m* Tiefe zu bohren. Dass man am Rhône-gletscher den Versuch mit Erfolg gemacht hat, war uns damals noch nicht bekannt, sonst würden wir wohl weniger Bedenken getragen und dafür die dreifache Zahl von Signalen erhalten haben, mit denen wir dann auch ein grösseres Gebiet des Firnes hätten beherrschen können.

Am Kesselwandferner haben wir erst 1895 Bohrungen und Geschwindigkeitsmessungen angestellt. Es wurden zwei Steinreihen auf dem unteren Theil des Gletschers in der Nähe unseres Signales VI gelegt und bei vier Punkten derselben Bohrlöcher von 6 bezw. 5 *m* Tiefe gemacht.

Was nun das Ergebniss der Geschwindigkeitsmessungen anlangt, so wollen wir zunächst die Messungen von 1894 und 1895 vergleichen. Aus den Tabellen S. 73 u. f., welche die Positionen der einzelnen Nummersteine in den verschiedenen Jahren enthalten, ist auch die Grösse der Verschiebung jedes solchen ersichtlich. Es findet sich bei allen Steinlinien eine Abnahme der Geschwindigkeit von der Gletschermitte gegen den Rand. Ausserdem zeigt sich, dass die Bewegung der Gletscheroberfläche sich gegen das Gletscherende hin bedeutend verringert, so dass die Geschwindigkeit, welche an den oberen Steinlinien in der Mitte zu 50 *m* bestimmt wurde, in der Mitte der untersten Steinlinie nur mehr 30 *m* beträgt und gegen das Gletscherende rasch auf 4 *m* abnimmt.

Dabei wollen wir gleich bemerken, dass die Unsicherheit, welche sich aus der Messung im Durchschnitt für die Lage eines Nummersteines ergibt, ca. 1,5 *m* beträgt. Fügen wir hinzu, dass durch öfteres Tischen der Nummersteine dieselben gegen die Bohrlöcher um ca. 1 *m* pro Jahr verschoben werden, so findet sich, dass wir mit unserer Messung innerhalb der Grenze geblieben sind, welche die hauptsächlich angewandte Methode zur Bestimmung der Geschwindigkeit zulässt.

Verbindet man alle Punkte der Gletscheroberfläche, für welche die gleiche Geschwindigkeit beobachtet wurde, durch eine Linie, so erhält man ein sehr anschauliches Bild von den Bewegungsverhältnissen der Gletscheroberfläche. Man sieht, wie sich die Linien gleicher Geschwindigkeit am Gletscherrande zusammendrängen, und die Zwischenräume benachbarter Linien gegen die Achse des Gletschers immer grösser werden. Von der Mitte aus nach beiden Seiten ist für ein weites Gebiet die Veränderung der Geschwindigkeit sehr gering. Die Bewegung hat für den Zeitraum 1894—95, ebenso wie für 1895—96 bei der vorletzten oberen Steinlinie ihr Maximum von 50 bezw. 45 *m* erreicht; in grösserer Höhenlage schliessen sich die Linien gleicher Geschwindigkeit wieder. Können auch mangels genügender Zahl von Messungen diese Curven nicht über 2730 *m* hinaus mit Sicherheit gezeichnet werden, so zeigen doch die für die Dreikante im Firn gefundenen Verschiebungen, dass auf eine weite Strecke (4 *km*) die Gletscheroberfläche in der Mitte um mehr als 40 *m* per Jahr vorrückt. Übrigens lassen diese Messungen noch erkennen, dass die Geschwindigkeit auch im Firn gegen die Umrandung des Gletschers hin abnimmt und zwar ebenso nach der Seite, wie in der Achse.

Die Linien gleicher Geschwindigkeit für den Zeitraum 1895—96 haben im Wesentlichen dieselbe Form wie die für 1894—95; jedoch ist der Betrag der Verschiebung durchweg ein geringerer als im ersten Jahre. Die Ursache liegt nur zum Theil darin, dass 1895—96 nur etwa elf Monate zwischen beiden Messungen lagen, gegen zwölf Monate in 1894—95. Wollten wir für das zweite Beobachtungsjahr auf die gleichen Geschwindigkeiten kommen, wie fürs erste, so müssten wir durchschnittlich um den achten Theil die Beträge von 1896 erhöhen. Man müsste also annehmen, dass von Mitte Juli bis Mitte August der Gletscher um den achten

Theil der Strecke thalwärts schiebt, um welche seine Masse während des ganzen Jahres vorschreitet, und damit käme man zu dem Schlusse, dass während der Zeit von Mitte Juni bis Mitte Oktober, während welcher die Gletscher ausgeapert sind, die Hälfte des jährlichen Vorschreitens stattfinden würde, oder dass die Sommergeschwindigkeit doppelt so gross wie die Wintergeschwindigkeit ist. Der Umstand, dass über die ganze Gletscheroberfläche fast derselbe theilmässige Unterschied in den Geschwindigkeiten beobachtet wurde, spricht allerdings zu Gunsten der Annahme, dass die Geschwindigkeiten in den verschiedenen Jahreszeiten zwischen ziemlich weiten Grenzen schwanken. Überblicken wir jedoch die Ergebnisse der 1898er Nachmessungen, so beobachten wir, dass die jährlichen Geschwindigkeiten für den Zeitraum 1896—98 durchweg beträchtlich kleiner sind, als die für 1894—95 und dass auch hier ein ähnlicher Betrag zu ergänzen wäre wie für 1896, um die Werthe der ersten Beobachtungen zu erhalten. Dass die Fehler, welche den Messungen anhaften, nicht diesen Betrag ausmachen können, haben wir bereits erwähnt, und dass sie sich gerade so systematisch zu den wirklichen Maasszahlen addieren, ist durchaus unwahrscheinlich. Es bleibt also nur die eine Erklärung übrig, dass die Oberflächengeschwindigkeiten seit 1894 in beständiger Abnahme sind. Sehen wir von jahreszeitlichen Schwankungen vollständig ab und rechnen wir die Verschiebungen für 1895—96 auf ein volles Jahr um, so dass die für 1896—98 um die betreffende Differenz zu verkleinern sind, so finden wir, je einen Stein von der Mitte und einen vom Rande herausgreifend:

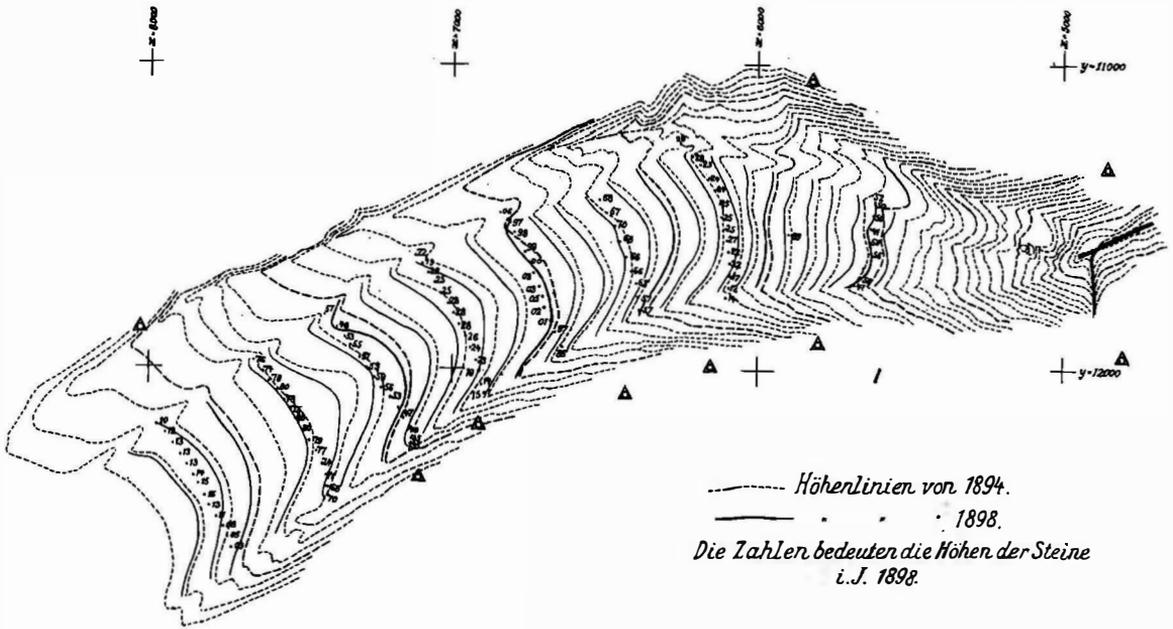
Geschwindigkeiten :
Mitte des Gletschers

Linie	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	tiefes Bohrloch
Stein Nr.	6	8	7	8	9	10	10	9	
1893—94			34.7						
1894—95	29.5	40.7	41.2	44.3	48.0	49.4	50.9	49.8	—
1895—96	27.9 (29)	37.4 (40)	38.7 (41)	40.8 (44)	46.5 (48)	43.5 (51)	47.4 (51)	—	30.5
$\frac{1}{2}$ (1896—98)	26.8 (28)	33.9 (38)	38.0 (41)	39.4 (43)	39.0 (47)	41.0 (50)	44.2 (51)	46.4 (51)	31.7

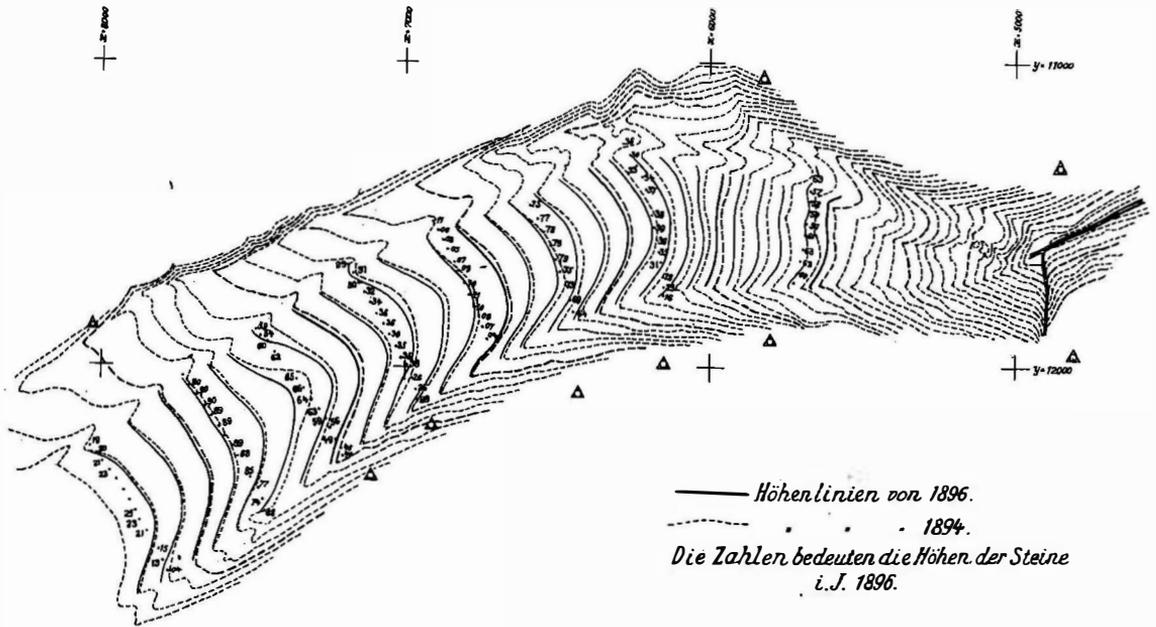
Rand des Gletschers

Stein Nr.	2	3	2	3	3	3	2	3
1893—94			28.7					
1894—95	28.4	36.5	37.0	38.4	45.4	45.0	41.1	46.6
1895—96	26.4 (26)	32.2 (35)	32.1 (35)	37.8 (38)	46.8 (44)	40.8 (45)	42.0 (40)	42.9 (46)
$\frac{1}{2}$ (1896—98)	14.5 (22)	30.9 (32)	31.3 (33)	35.2 (37)	34.1 (42)	38.7 (43)	39.9 (40)	41.5 (45)

Die eingeklammerten Zahlen geben die Werthe der Geschwindigkeit, welche für 1894 bis 1895 den Punkten entsprechen, deren Horizontalprojection dieselbe ist, wie die der Nummersteine für 1896 bzw. 1898.



Mafsstab · 1:25000.



Dasselbe Resultat erhalten wir, wenn wir für jede der acht Steinlinien die mittlere Geschwindigkeit aufsuchen, indem wir mit dem Planimeter das Flächenstück zwischen der Anfangs- und Endlage für den betreffenden Zeitraum bestimmen und die gefundene Grösse durch die mittlere Länge der Steinlinie dividieren.

Steinlinie	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Mittlere Geschwindigkeit								
1894—95	26·0	34·1	35·6	39·9	42·9	43·3	42·9	45·0
1894—98	22·5	29·8	33·0	34·2	37·4	36·8	39·1	39·5
Abweichung in %	13·5	12·7	7·3	14·2	12·9	15·0	8·9	12·2

Bei der Beurtheilung der beiden Tabellen bleibt allerdings noch zu berücksichtigen, dass die Steinlinien während ihrer Wanderung ja doch in tiefere und damit langsamer bewegte Gebiete der Gletscheroberfläche kommen; es reicht jedoch auch dies nicht hin, um die beobachtete Abnahme der Geschwindigkeit für den ganzen Gletscher zu erklären, wie die Zahlen deutlich erkennen lassen, die in der Tabelle Seite 50 in Klammern beige setzt sind, obgleich die Unterschiede für die Randpunkte bedeutend kleiner sind, als für die der Gletscherachse.

Nur eine Abweichung von dem vorstehenden Ergebniss muss erwähnt werden. Für das tiefe Bohrloch von 1895 ergeben sich nämlich folgende Coordinaten:

	x	y	z	r
1895	5991,1	11553,0	2505,2	—
1896	5963,4	11553,7	2501,7	28,0
1897	5931,0	11554,0	2498,0	32,6
1898	5900,4	11555,4	2494,6	30,8

Aus denselben berechnen sich die den zugehörigen Zeiträumen entsprechenden Verschiebungen r ; wenn die für die elf Monate Ende August 1895 bis Ende Juli 1896 gefundene Geschwindigkeit von 28,0 m um $\frac{1}{11}$ vermehrt, also auf den Werth 30,5 m , wie er für den Zeitraum eines Jahres sich finden würde, erhöht wird, so zeigt sich, dass die Geschwindigkeit an dieser Stelle eine geringe Zunahme erfahren hat. Es sei ausdrücklich hervorgehoben, dass diese Beobachtung eine ganz sichere ist, weil das Bohrloch jedesmal nach mehr als vier Punkten eingemessen wurde.

Am Kesselwandferner wurden die Steine der oberen (blauen) Linie 1896—1898 auch weniger weit verschoben, als nach den für 1895—96 ermittelten Geschwindigkeiten zu erwarten gewesen wäre. Bei der unteren (rothen) Linie dagegen war die Verschiebung nahezu dieselbe geblieben.

Die eingemessenen Punkte jeder Steinlinie erlauben nun für jede der drei Nachmessungen die Einsenkungen der Gletscheroberfläche in dem Bereiche der Steinlinien und, da besondere Unregelmässigkeiten nicht beobachtet wurden, mit ziemlicher Annäherung für den ganzen, zwischen den Steinlinien liegenden Theil des Gletschers anzugeben. Vergl. Taf. IV. Daraus ergibt sich, dass die Senkung der Gletscheroberfläche seit 1894 ziemlich stetig war und im Mittel den Betrag von 3 m für die vier Jahre ausmacht, wobei natürlich auf die thalab gelegenen Punkte grössere Antheile (bis zu 6 m bei Steinlinie I) treffen. Der Gletscher ist also annähernd stationär

geblieben und da die Geschwindigkeit durchweg geringer geworden ist, so muss nothwendig auch die Ablation kleiner geworden sein, als sie 1894—95 beobachtet wurde, womit die Beobachtungen über die Ablation übereinstimmen. (Vergl. oben S. 35.)

Auch im Firn ist die Veränderung der Höhenlage der einzelnen Signale derart, dass der Schluss berechtigt ist: in dem von den Dreikanten beherrschten Gebiete war die Oberfläche des Gletschers von 1894—98 annähernd stationär.

Hier mag auch noch der früheren Geschwindigkeitsmessungen gedacht werden, welche 1847 von den Brüdern Schlagintweit¹⁾ und 1874 von Götsch²⁾ vorgenommen wurden. Die erstgenannten Beobachter haben vom 30. August bis 21. September am »Zuflusse der Kesselwände« 2219 *m* vom Gletscherende und 241 *m* vom linken Ufer entfernt, die Bewegung eines Pfahles verfolgt und die Verschiebung desselben zu 2,42 *m* gefunden. Daraus würde sich eine jährliche Geschwindigkeit von 44 *m* berechnen. Allem Anscheine nach wurde die Ortsbestimmung des betreffenden Punktes aus der Karte entnommen und nicht mit der »Triangulation«, die von den Forschern am Hintereisferner ausgeführt war, in Zusammenhang gebracht. Es lässt sich daher auch nicht mit Sicherheit angeben, wo wir in unserer Karte die Lage des Punktes zu zeichnen hätten. Nach der dem Schlagintweit'schen Werke beigegebenen Karte würde man etwa da, wo unsere untere Steinlinie auf dem Kesselwandferner liegt, den Punkt einzuzichnen haben; doch stimmt dazu die Entfernung vom ehemaligen Gletscherende durchaus nicht. Für die betreffende Stelle wurde für 1895—96 (elf Monate) ca. 17, für das ganze Jahr also ca. 19 *m* Verschiebung beobachtet. Da die heutige Gletscheroberfläche an dieser Stelle etwa 70 *m* tiefer liegt, als die damalige, so wäre die Reduction der Geschwindigkeit von 44 auf 19 *m* nicht unmöglich; leider kann nach dem Vorstehenden diese Änderung nicht als sicher betrachtet und zu Schlüssen über die Abnahme der Geschwindigkeit unter der Oberfläche verwendet werden.

Für den zweiten Punkt, bei der Rofnerhütte, 638 *m* vom Gletscherende und 472 *m* vom linken Ufer entfernt (der Gletscher ist an der betreffenden Stelle nur 450 *m* breit; in der Schl.-Karte ist der Punkt aber näher am linken als dem rechten Ufer und seine Entfernung von ersterem ist dort ca. 80 *m*) fand sich für die drei Wochen eine Verschiebung von 1,64 *m*, fürs Jahr demnach 28 *m*. Dass eine derartige Geschwindigkeit in der betreffenden Entfernung vom Gletscherende auftrat, ist auch wahrscheinlich; da aber auch für diesen Punkt die Lagebestimmung ganz unzuverlässig ist, so mussten wir auf die Verwerthung auch dieses Schlagintweit'schen Beobachtungsergebnisses für die Construction der Linien gleicher Geschwindigkeit am Maximalgletscher verzichten. (Vergl. unten S. 61.)

Noch weniger konnte an eine Verwerthung der Beobachtung von Götsch gedacht werden. Nach den Berichten alter Führer hat derselbe seinen Versuch überhaupt nur angestellt, um für sich selber den Beweis von der beständigen Bewegung des Gletschereises zu erhalten. Sein Bericht enthält folgende Stelle:

»Am 11. August 1874 steckte ich gleich unter der Vereinigung des Kesselwandfernens mit dem Hintereisgletscher etwa 500 Fuss über der Gletscherzunge eine gerade Linie ab, welche bei 22° Neigung den Gletscher rechts kreuzte und bohrte auf dem Grate der Mittelmoräne einen 6 Fuss langen Stock 2 1/2 Fuss tief in das Eis ein; ein zweiter Stock wurde rechts im Neusberge und ein dritter links im Rofenberge in festen Erdgrund eingeschlagen. Nach 14 Tagen zeigte sich, vom Stocke im Rofenberg gesehen, dass der Stock auf dem Gletscher um 4 Fuss tiefer

¹⁾ Untersuchungen etc., Seite 107.

²⁾ Mittheil. des D u. Ö. A.-V. 1875, S. 164.

stand, als der im Neusberg. Da aber dieser Stock um einen dritten Theil weiter von dem auf dem Gletscher befindlichen Stocke entfernt stand, als der im Rofenberge, so betrug die wirkliche Verrückung des Stockes auf dem Gletscher nur 16 Zoll, also in 24 Stunden $1\frac{1}{7}$ Zoll, was allerdings noch keine grosse Bewegung ist.«

Wir fassen die Entfernungsbestimmung, die hier gegeben wird, so auf, dass die Verbindungslinie der beiden festen Stäbe am Rofenberg und am Neusberg durch den Stock auf der Mittelmoräne im Verhältniss 4 zu 3 getheilt wurde. Dann ergäbe sich aber für die Verschiebung desselben ein Werth von $\frac{4}{7} \times 48 = \text{ca. } 29$ Zoll in 14 Tagen und daraus eine jährliche Geschwindigkeit von 16 *m*. Im Jahre 1894 war an der betreffenden Stelle die Geschwindigkeit etwa 25—30 *m*; 1874 müsste sie wohl, da die Dicke der Eismasse damals noch beträchtlich grösser war, über 30 *m* betragen haben.

Bewegungslinien.

Die Taf. V, in welcher die Einzellagen der Nummersteine eingetragen sind, giebt gleichzeitig eine Anzahl Linien, welche die Horizontalprojectionen der Bahnen darstellen, die die Steine zurückgelegt haben. Setzen wir voraus, dass der Gletscher für den entsprechenden Zeitraum seinen Bewegungszustand nicht ändert, also stationär bleibt, dann wird es möglich sein, durch Interpolation zwischen die bekannten Stücke der Bahnen, die ganze Bahn eines beliebigen Punktes der Eisoberfläche in ihrer Horizontalprojection darzustellen. Auf diese Weise ist das System der Bewegungslinien Taf. V entstanden, welche den Wegen der Nummersteine der obersten Steinreihe zugeordnet sind. Ausser den Bewegungsrichtungen der eingemessenen Steinlinienpunkte geben auch die Moränenzüge auf der Gletscherzunge, da sie selber als Bewegungslinien aufgefasst werden können, einen wichtigen Anhalt für die Construction dieses Curvensystems, das ein sehr deutliches Bild von der Strömung des Eises liefert. Für die gegen das Gletscherende sehr breite grosse Mittelmoräne wurde in dieser Figur die Kammlinie gesetzt; die sonst eingetragenen schwächeren Moränen konnten ziemlich sicher in ihrer eigentlichen Bewegungsrichtung allenthalben eingetragen werden. Ganz in der Nähe des Gletscherendes verbreitern sich allerdings auch die beiden kleinen, gegen das rechte Ufer ausmündenden Schuttstreifen so, dass eine gewisse Unsicherheit in der Festlegung der Bewegungsrichtung an den einzelnen Stellen auftritt. In diesem Gebiete, unterhalb der Steinlinie I, sind ausserdem nur einige zerstreut liegende Punkte photogrammetrisch für 1894 und 1895 bestimmt, so dass im Allgemeinen für das Gletscherende, trotz der bis 1898 fortgesetzten Beobachtungen an den Steinlinien, die Genauigkeit, mit welcher die Einzeichnung der Bewegungslinien erfolgen kann, geringer ist, als in den übrigen Theilen der Gletscherzunge. Hier kommt uns vor Allem der Umstand zu Gute, dass die Beobachtungen von 1898 noch verwerthet werden konnten, weil die Gletscheroberfläche von 1894 an nur geringe Veränderungen erfahren hat. Es ist daher fast für die halbe Oberfläche der Gletscherzunge die Strömungsrichtung der einzelnen Eistheilchen bekannt. Trotzdem bleibt immer noch eine gewisse Freiheit in der Führung dieser Linien, besonders in den Randgebieten. Als nur die Beobachtungen bis 1896 vorlagen, wurde das System der Bewegungslinien auch schon gezeichnet; allein, da die einzelnen Curvenstücke, die man aus den drei Positionen der Nummersteine für 1894, 95 und 96 erhielt, nur etwa halb so lang waren, als die jetzt bekannten, so war die Unsicherheit für die Construction des Curvensystems eine sehr grosse und thatsächlich musste das damals erhaltene Bild und alle daraus abgeleiteten Constructionen verworfen werden, weil es eben die Ende 1898 erreichbare Genauigkeit nicht aufwies.

Leider fehlen auch auf dem links von der grossen Mittelmoräne liegenden Theile des Hintereisferners, also für den Langtaufererzufluss, die Geschwindigkeitsmessungen und damit die Elemente, die zur sicheren Angabe der Bewegungslinien verwendet werden können. Es bleiben daher die in diesem Gebiete des Gletschers eingezeichneten Curven ebenso problematisch, wie die Linien gleicher Geschwindigkeit an diesen Stellen, wenn auch, wie wir früher schon bemerkten, die getroffenen Annahmen im Allgemeinen richtig sein mögen und mit der Erfahrung im Einklang sind.

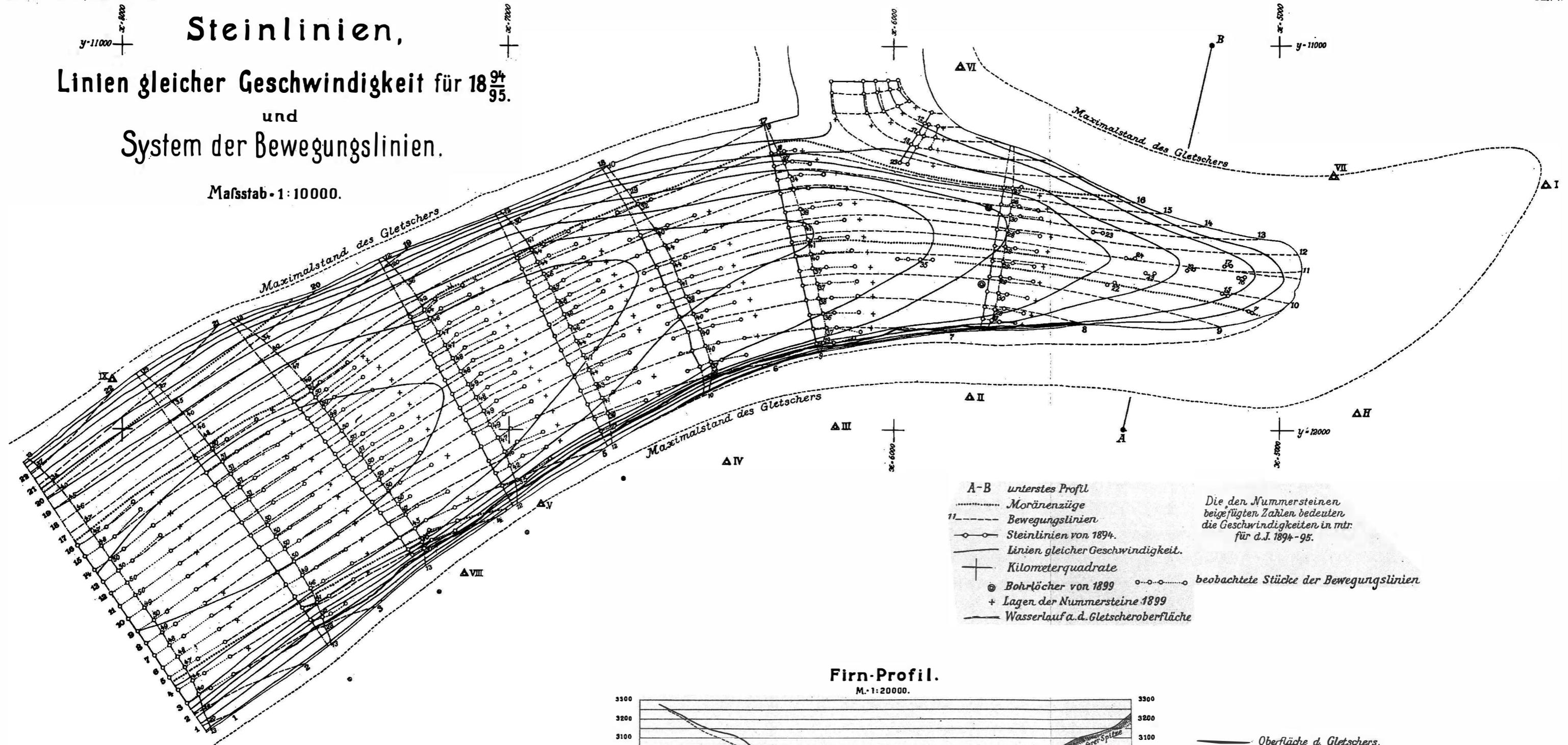
Auffällige Richtungsänderungen zeigen die Bewegungslinien an den Steinlinien V und VI für den Zeitraum 1895—96. Wir waren zuerst zu der Annahme geneigt, dass ein Beobachtungsfehler oder ein Rechenfehler vorliegt, der für beide Linien in gleicher Weise ins Gewicht fällt. Die Controlmessungen aber, welche gelegentlich der Einmessung der Steinlinien jederzeit gemacht wurden, belehrten uns, dass derartige systematische Fehler nicht gemacht worden sind. Es muss also die Richtungsänderung in der Gestalt des Untergrundes ihre Ursache haben. Dass solche kleine wellenförmige Durchbiegungen der Bewegungslinien auftreten, zeigt übrigens auch der Verlauf der grossen Mittelmoräne gerade bei den Steinlinien V und VI.

Für den Zufluss des Kesselwandferners waren die Messungen von 1898 besonders werthvoll, da durch sie die charakteristische Umbiegung der Bewegungslinien festgestellt wurde. Diese Linienformen zeigen, wie wir glauben, sehr deutlich, dass nicht etwa ein Überdecken des linken Hintereisfernerandes durch die Eismassen des Kesselwandferners stattfindet, sondern dass sich die Massen beider Gletscherarme in ganz derselben Weise vereinigen, wie die Gewässer zweier sich vereinender Flüsse, bei denen die Verschiedenheit der Wasserfarbe allein noch auf weite Strecken hinaus die Herkunft der einzelnen Wassertheile bestimmen lässt, während schwimmende Gegenstände mit gleicher Sicherheit die Stromlinien festzustellen erlauben, wie unsere Nummersteine dies für das Eis zulassen. Dass sich die Massen des Kesselwandferners in ihrer Bewegungsrichtung an die des Hintereisferners anbequemen, ist theilweise durch die Thalform begründet, hauptsächlich aber die Folge der weit grösseren Mächtigkeit des letzteren Zuflusses.

Übrigens wollen wir doch darauf hinweisen, dass bereits Agassiz über das Verschmelzen der Eismassen zweier Gletscherzuflüsse ebenso gedacht und seiner Anschauung in den Figuren 6—11 Tafel VII des seinem „Système glaciaire“ beigegebenen Atlas Ausdruck gegeben hat. Diese Zeichnungen sind so instructiv, dass wir sie hier als Fig. 14 wiedergeben. Wenn auch die Umformung der Schichten, welche Agassiz durch Parallelfächen zum Thalboden ausschneidet, möglicherweise eine andere, als die von ihm angedeutete ist, so ist doch gerade der Zusammenfluss sehr gut charakterisiert und die Theilung des Gletschers in die durch die Oberflächenmoränen gekennzeichneten Einzelzuflüsse folgerichtig behandelt. Zu einer auf dieselbe Anschauung zurückgehenden Erläuterung der Moränenbildung hat sich Agassiz allerdings nicht durchgerungen. Hier hat erst Finsterwalder in seiner Strömungstheorie des stationären Gletschers (Vernagtferner Seite 51 und fg.) den entscheidenden Schritt gethan und damit einen Erfolg erzielt, der die Uebertragung der geometrischen Beziehungen, wie sie für Flüssigkeiten, die sich in stationärer Strömung befinden, geläufig sind, auf die Bewegungsverhältnisse des Eises gerechtfertigt erscheinen lässt, selbst wenn der Unterschied dieser letzteren Bewegungsart gegen die der Flüssigkeiten auch ein qualitativer wäre. Dass aber auch eine innere Berechtigung vorliegt, das Verhalten des bewegten Gletschereises mit dem einer Flüssigkeit von grosser innerer Reibung zu vergleichen, zeigen einerseits die vielerlei Beobachtungen über die Geschwindigkeitsverhältnisse an Gletscheroberflächen; andererseits sprechen zu

Steinlinien, Linien gleicher Geschwindigkeit für $18\frac{94}{95}$ und System der Bewegungslinien.

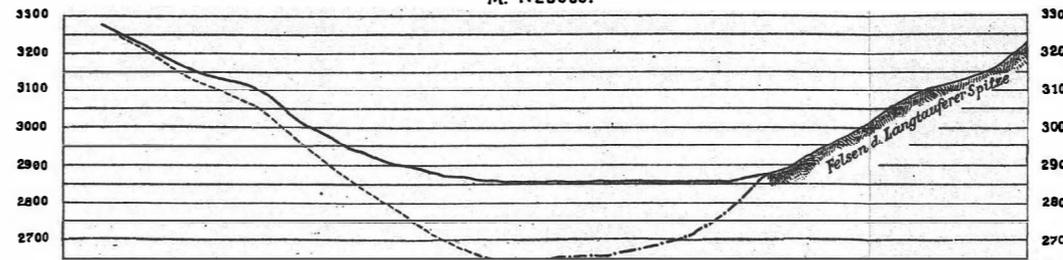
Maßstab • 1:10000.



- A-B unterstes Profil
 - Moränenzüge
 - Bewegungslinien
 - Steinlinien von 1894.
 - Linien gleicher Geschwindigkeit.
 - + Kilometerquadrate
 - ⊙ Bohrlöcher von 1899
 - + Lagen der Nummersteine 1899
 - Wasserlauf a. d. Gletscheroberfläche
- Die den Nummersteinen beigegeführten Zahlen bedeuten die Geschwindigkeiten in mtr. für d. J. 1894-95.
- beobachtete Stücke der Bewegungslinien

Firn-Profil.

M. 1:20000.



- Oberfläche d. Gletschers.
- Profil des Gletscherbettes:
aus den Beobachtungen abgeleitet.
- - - - - mutmaßlich.

Gunsten eines solchen Vergleiches die Versuche, welche in jüngster Zeit Hele-Shaw¹⁾ über das Strömen von Flüssigkeiten ausgeführt hat und deren eines, recht beachtenswerthes Ergebniss das ist, dass die auf Grund der Theorie für reibungslose Flüssigkeiten zu erwartenden Formen der Strömungslinien gerade für eine zähe Flüssigkeit, wie Glycerin experimentell am besten in voller Uebereinstimmung mit der Theorie erhalten werden, während für Wasser, dessen innere Reibung viel kleiner ist, die deshalb möglichen Wirbelbewegungen längs der Stromfäden ein Ineinanderfließen derselben begünstigen. Für die Flüssigkeit mit der grösseren inneren Reibung bleiben also praktisch die durch die Theorie geforderten geometrischen Beziehungen besser und deutlicher erhalten; ein Umstand, auf den auch Finsterwalder selbst ausdrücklich hinweist.²⁾ Da wir nun dazu übergehen wollen, die Strömung in der als stationär angesehenen Zunge des Hintereisferners näher zu behandeln, so sei in Kürze die Grundlage dieser Betrachtungen, eben die Finsterwalder'sche Strömungstheorie hier angeführt, so weit es zum Verständniss der folgenden Darlegungen nöthig erscheint.

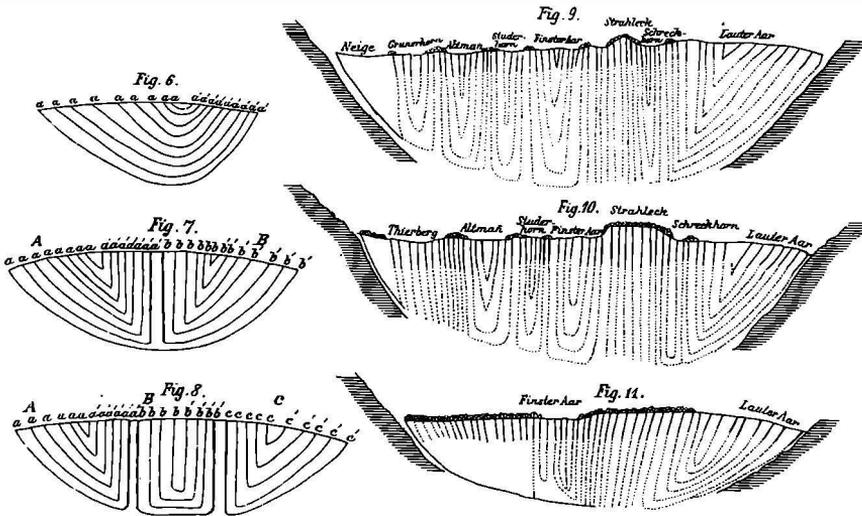


Fig. 14. Profile zusammengesetzter Gletscher nach Agassiz.

Der Gletscher wird aufgefasst als ein durch den Thalboden abgegrenzter Theil stationär und stetig bewegter Masse, in welchen im Firngebiete Materie in Form von Schnee eintritt, während im Abschmelzgebiete Materie in Form von Wasser austritt. Im Verlaufe der Bewegung beschreibt jedes Massentheilchen eine Stromlinie. Benachbarte Theilchen beschreiben benachbarte Stromlinien, deren Form und Lage, da eben stationäre Strömung vorausgesetzt ist, von der Zeit unabhängig sind und die mit der Gletscheroberfläche nur Anfangs- und Endpunkt gemeinsam haben, im übrigen aber innerhalb der Eismasse verlaufen. In einer von lauter Stromlinien begrenzten Röhre muss durch jeden Querschnitt in derselben Zeit dieselbe Masse befördert werden. Durch diese Annahmen ist eine eindeutige Abbildung des Firngebietes auf das Abschmelzgebiet bestimmt, wenn Vernichtung oder Neubildung der bewegten Eismassen am Grunde oder im Innern ausgeschlossen ist. Die Umrandung des Firnfeldes bildet sich dabei auf die Umrandung der Gletscherzunge ab, da die

¹⁾ Vgl. Hele Shaw, Nature 58, S. 34-36 1898, und das Referat von B. Walter in 'Prometheus', 1899 Nr. 499 u. f., S. 485 u. f.

²⁾ Vernagtferner, S. 48.

zugehörigen Stromlinien immer auf dem Grunde verlaufen. Die Firnlinie geht in sich selbst über und den Firnpunkten, die nahe an der Firnlinie liegen, entsprechen Punkte der Gletscherzunge, die ebenfalls nahe an der Firnlinie liegen. So, wie das Firnfeld auf die Zunge, kann auch irgend ein Querschnitt des Gletschers auf einen tiefer oder höher gelegenen durch Stromlinien abgebildet oder auch auf die tiefer oder höher gelegene Gletscheroberfläche bezogen werden, die ja auch als ein gegen die Stromlinien geneigter Querschnitt aufgefasst werden kann.

Firnfeld und Gletscherzunge können in kleine Bezirke getheilt werden, von denen die einen die Abbildungen der anderen sind. Haben die des Firnfeldes in gleicher Zeit denselben Zuwachs an Material, so wird in denen der Zunge die Abschmelzung den gleichen Betrag ausmachen. Zwei zusammengehörige Bezirke stehen durch Stromlinien mit einander in Verbindung. Fallen diese mit der Geschwindigkeit V unter dem Winkel Φ gegen die Firnfläche ein und treten sie mit der Geschwindigkeit v unter dem Winkel φ gegen die Zungenoberfläche aus, dann bestehen, wenn dF und df die Flächen der Bezirke, A den Auftrag, a die Abschmelzung pro Zeiteinheit bedeuten, folgende Gleichungen:

$$A : a = dF : df, \quad \sin \Phi = \frac{A}{V}, \quad \sin \varphi = \frac{a}{v}.$$

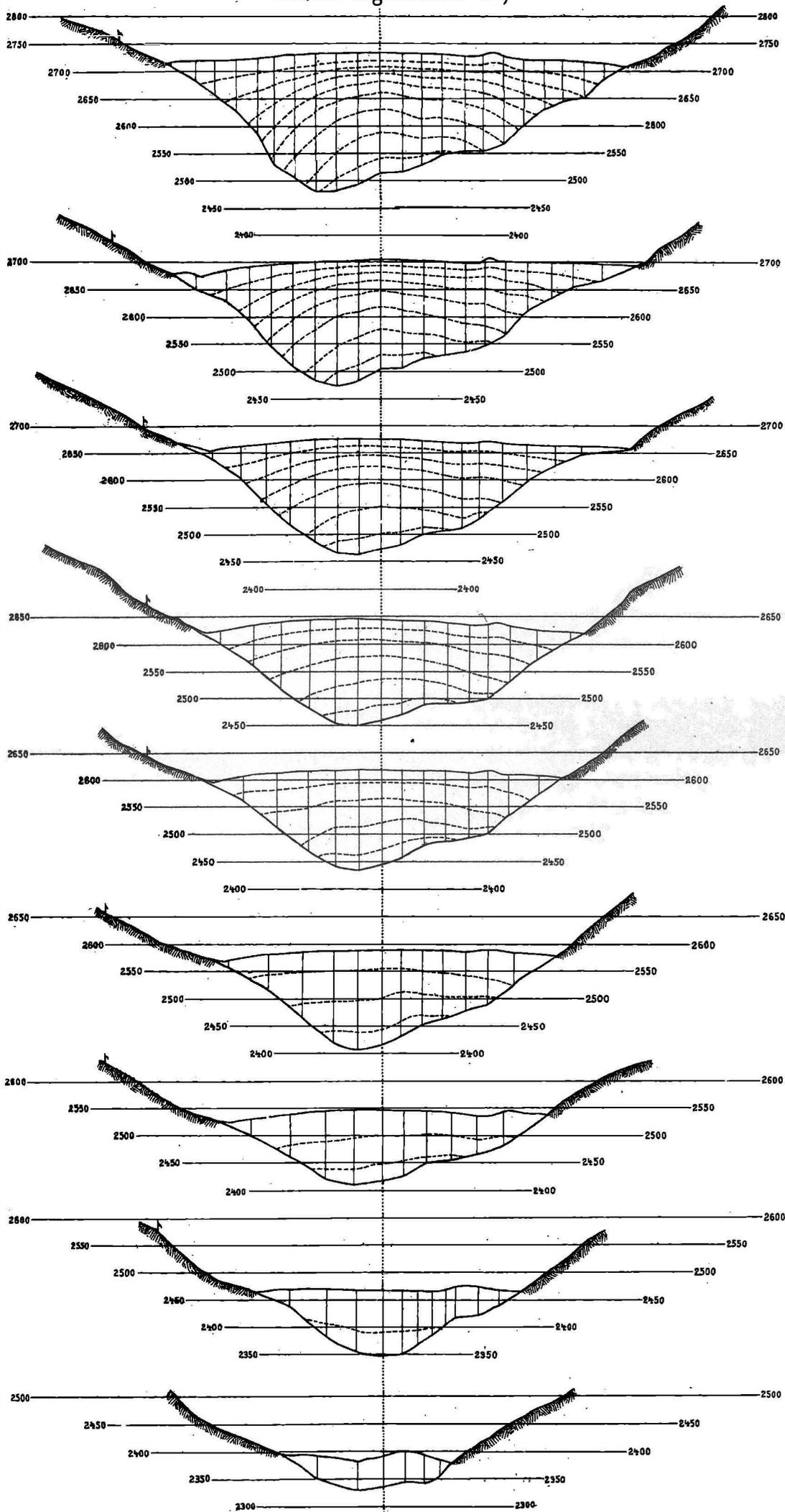
Von diesen kann im vorliegenden Falle allerdings nur die dritte Verwendung finden; da unterhalb der Steinlinie VIII für die Zunge des Hintereisferners an allen Punkten Ablation und Geschwindigkeit bekannt sind, so lassen sich die Winkel, unter denen die Stromlinien gegen die Oberfläche des Gletschers austreten, berechnen. Die anderen beiden, ganz oder theilweise für das Firnfeld geltenden Beziehungen aber können wir nur auf einen kleinen Bereich desselben und da nur mit roher Annäherung anwenden, weil die Geschwindigkeiten nur für wenige Firnpunkte bekannt sind, für den Auftrag nur der Mittelwerth von ca. 1 m gefunden wurde und deshalb auch eine Fortführung der Querschnitts- und Stromlinienbestimmungen, wie sie für die Gletscherzunge durchgeführt werden konnten, unterlassen werden musste.

Für die Eintheilung des Gletschers in Bezirke können die Bewegungslinien, die Bahnen von Punkten der Firnlinie, die ihren Weg über die Abschmelzungsfläche zu Randpunkten derselben ausführen, genommen werden. Der Verlauf derselben kann durch Steine, deren Lage zeitweise bestimmt wird, experimentell ermittelt werden. Zu ihrer Fortführung in den Firn würden Firnsignale, wie unsere Dreikante, dienen können. Durch diese Bewegungslinien würde eine Theilung des Gletschers in beliebig viele Längsstreifen vollzogen, ähnlich wie durch die Moränen und deren muthmaassliche Fortsetzung im Firn eine solche Zerlegung in einzelne Zuflüsse bereits früher durchgeführt wurde. Jeder dieser Theilgletscher wäre ein selbständiger Theil des ganzen Gletschers in dem Sinne, dass keinerlei Masse von einem zum Nachbartheil gelangen kann.

Handelt es sich nun darum, die Bewegung in der Gletscherzunge weiter zu verfolgen, so findet sich zunächst, dass bei einem Gletscher, dessen Zunge gegenüber der Breite und Dicke grosse Länge besitzt, die Stromlinien zur Gletscherachse, zum Untergrund und, von den Rand- und Oberflächenpartieen abgesehen, auch zur Gletscheroberfläche nahezu parallel sind. Ist die Neigung des Gletschers gering und seine Längsachse nur schwach gekrümmt, so können aufeinanderfolgende Querschnitte vertical und nahezu senkrecht zu den Stromlinien angenommen werden, welche durch die Stromlinien punktweise ineinander abgebildet werden. Bei dieser Abbildung entsprechen mittleren Theilen des einen auch mittlere Theile des andern und randlichen Theilen des einen auch Randgebiete des anderen Querschnittes. Sind nun dF ,

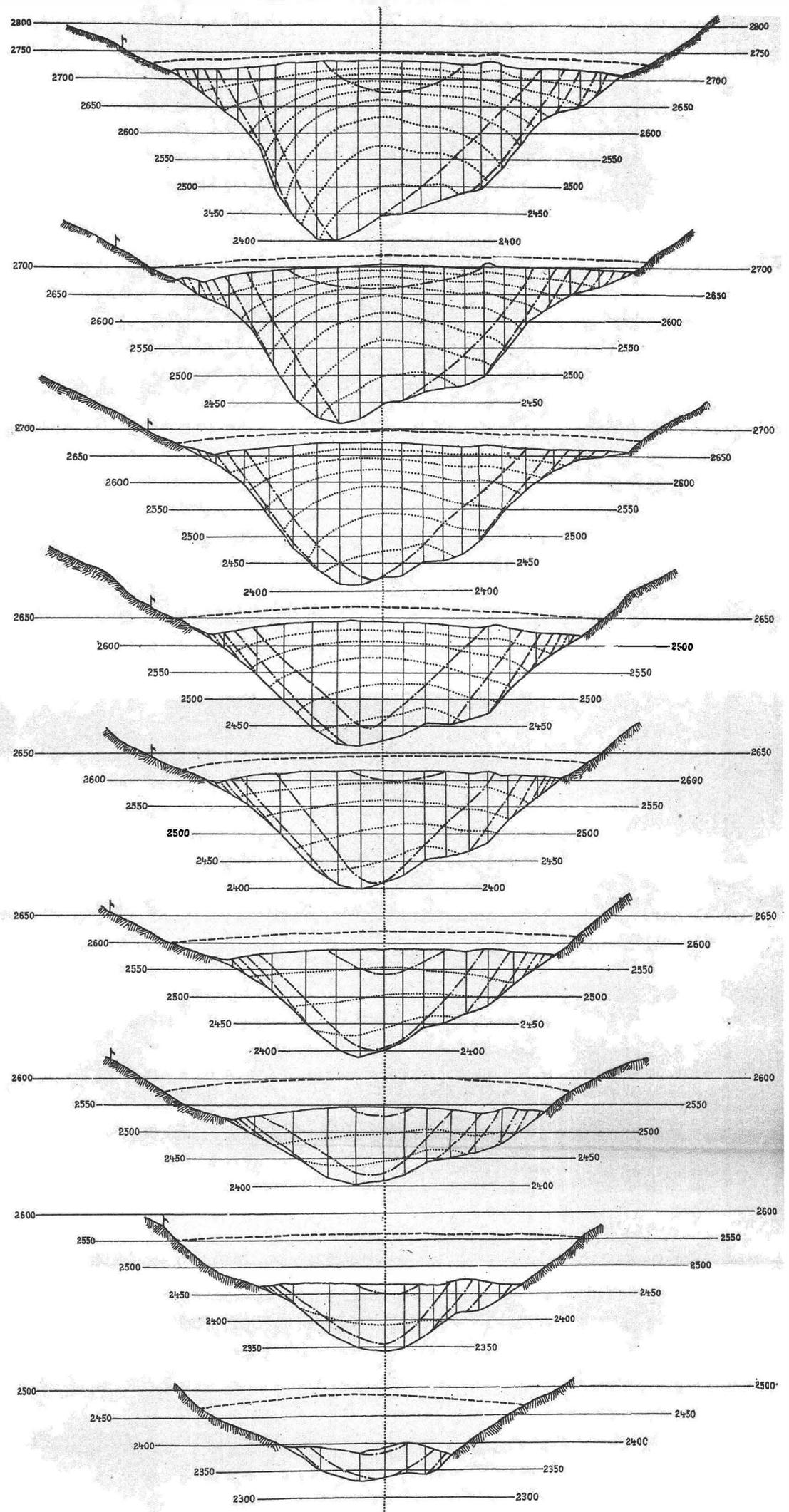
Querschnitte bei den Steinlinien

(wenn die Oberflächengeschwindigkeit für die tiefgelegenen Punkte ebenfalls angenommen ist.)



Querschnitte bei den Steinlinien

wahrscheinliche Form und Grösse.



Mafsstab - 1:10000.

 Profil der Thalwände.
 des Gletscherbettes.

 Profil der Thalwand.
 des Gletscherbettes.

 Linien gleicher Geschwindigkeit.
 Oberfläche z.Z. des Maximalstandes

und v_1 bzw. dF_1 und v_2 Fläche und Geschwindigkeit entsprechender kleiner Stücke der beiden Querschnitte, dann muss für den Fall stationärer Strömung sein

$$dF_1 \cdot v_1 = dF_2 \cdot v_2$$

weil durch beide Stücke der Querschnitte in gleichen Zeiten dieselbe Eismenge gehen muss. Für die Abbildung der Querschnitte in einander sind dann ausser der Kenntniss des Verhältnisses $v_2 : v_1$ noch zwei einander entsprechende Curvenscharen nothwendig. Solche ergeben sich aus der Annahme, dass die Stromlinien senkrecht untereinander befindlicher Theilchen dieselben Horizontalprojectionen liefern. Es gehen dann verticale Linien des einen Querschnittes in vertikale Linien des anderen über.

Sind nun für die einzelnen Punkte der Gletscheroberfläche die Geschwindigkeiten und die Beträge der Ablation pro Zeiteinheit bekannt, so lassen sich die Eisdicken berechnen, welche an den verschiedenen Stellen des oberen Randes eines Querschnittes durch Abschmelzen verloren gehen, bis das Eis den folgenden, unteren Querschnitt erreicht. Kennt man also den einen der beiden Querschnitte, so kann der andere gefunden werden und die oben beschriebene Abbildung giebt die Geschwindigkeitsvertheilung in diesem, so bald dieselbe im ersteren gegeben ist.

Profile.

Das sind die Grundzüge der Finsterwalder'schen Theorie. Mit ihrer Hilfe hat Finsterwalder die Strömung in der Zunge des Suldenferners und in der des Vernagtferners für die Maximalstände dieser Gletscher studiert. Dort sind die Querschnitte bekannt, so weit es die jetzt eisfreien Gebiete betrifft, über denen der Gletscher früher lagerte. Dagegen mussten die Beträge der Ablation und die Vertheilung der Geschwindigkeiten in einem Querschnitte nach den Erfahrungen angenommen werden, welche an verschiedenen Gletschern gemacht wurden. Es konnten die Linien gleicher Geschwindigkeit, sowie das System der Stromlinien durch Construction gefunden werden. Für beide Gletscher ergaben sich Stromlinien, welche sich der Thalform gut anschliessen und sich bei tiefen Stellen des Gletschers zusammendrängen; es fand sich ferner in beiden Fällen, dass die Stellen grösster Geschwindigkeit etwas oberhalb der Stellen grösster Neigung liegen. Die Abnahme der Geschwindigkeit der Eisbewegung gegen das Gletscherende fand eine ungezwungene Erklärung.

Für den Hintereisferner liegt die Sache insoferne anders, als die Geschwindigkeiten, die Ablation und die Bewegungslinien auf der Gletscheroberfläche gegeben sind. Unbekannt sind die Querschnitte und wir haben nun die umgekehrte Arbeit gemacht, indem wir uns unter Anwendung der Finsterwalder'schen Theorie die Formen und Grössen der Querschnitte construierten. Durch die Bewegungslinien der Nummersteine unserer obersten Steinlinie VIII und die angenommenen Bewegungslinien für den Langtauferer Zufluss wurde der Gletscher in 22 Theilgletscher zerlegt, welche durch acht in den Richtungen der Steinlinien von 1894 und einen in der Nähe des Gletscherendes geführten Querschnitt geschnitten wurden. Zwischen je zwei aufeinanderfolgenden Querschnitten eines Theilgletschers musste während der Eisbewegung eine Eisschicht abschmelzen, deren Dicke aus der Ablation und der Geschwindigkeit, wie sie im Mittel zwischen beiden Profilen herrschte, berechnet wurde. Es konnten also für die neun Profile die Linien eingetragen werden, welche jedesmal in dem nächstfolgenden Profil den Oberflächenrand bilden müssen. Für den Übergang von einem tieferen zum nächsthöheren Profil war dann die Tiefe zu

bestimmen, welche der weiter unten zur Abschmelzung gelangenden Eisschichte zukam. Es ergab sich für diese Berechnung aus: $dF_1 : dF_2 = v_2 : v_1$ und $dF_1 = b_1 d_1$, $dF_2 = b_2 d_2$:

$$d_2 = \frac{b_1}{b_2} \cdot \frac{v_1}{v_2} \cdot d_1$$

wobei die Breite b_1 , Geschwindigkeit v_1 und Dicke d_1 im unteren Querschnitt und die Breite b_2 , sowie die Geschwindigkeit v_2 im oberen Querschnitt bekannt waren. Zunächst wurde nämlich angenommen, dass der Gletscher auch in den tiefer gelegenen Schichten dieselbe Geschwindigkeit besitze, wie an der Oberfläche. Nachdem so für jeden Theilgletscher jede der gefundenen Abschmelztiefen schrittweise durch alle Profile übertragen wurde, fanden sich die Querschnitte in Form und Grösse — allerdings zu klein, denn es ist wohl sehr wahrscheinlich, dass die mittlere Geschwindigkeit für einen ganzen Querschnitt kleiner ist, als die mittlere Oberflächengeschwindigkeit für denselben. Für die Ermittlung dieser Querschnitte ist es natürlich von grösster Wichtigkeit, die Bewegungslinien neben den anderen Daten möglichst genau zu kennen. Die in Taf. VI abgebildeten (zu kleinen) Querschnitte sind auf Grund der bis 1898 reichenden Beobachtungen über die Verschiebung der Steinlinien und der für 1894—95 geltenden Grössen für die Geschwindigkeiten und die Abschmelzung an den verschiedenen Punkten der Gletscheroberfläche ermittelt worden. Die Grösse dieser Querschnitte ist durch die Geschwindigkeiten und Ablationszahlen im Wesentlichen bestimmt; ihre Form dagegen wird durch den Verlauf der Bewegungslinien stark beeinflusst und so sehen dieselben auch etwas anders aus, als die aus den bis 1896 reichenden Beobachtungen an den Steinlinien gefundenen, während, wie sich durch die Messungen herausstellte, der Flächeninhalt nur etwa $\pm 2\%$ Änderung erfahren hat. Das heisst nichts anderes, als dass die Menge der Substanz, welche die gegenwärtige Gletscherzunge unterhalb der Steinlinie VIII ausmacht, für die 1896 und 1898 er Beobachtungen nahezu als dieselbe gefunden, und nur ihre Vertheilung im Gletscherbette unter Benützung der Messungen von 1898 eine andere wurde als vorher. Die grössten Unsicherheiten bestehen dabei immer in den Randgebieten, einmal weil dort die Breite der einzelnen Theilgletscher, ebenso wie der Zug der Bewegungslinien nicht ganz bestimmt ist und dann auch, weil gerade an diesen Stellen die eigentlichen Messungen der Geschwindigkeiten fehlen.

Bis daher gieng die Construction der Querschnitte ohne weitere Annahmen ganz gut unter Benützung der Finsterwalder'schen Theorie. Da aber, wie aus mechanischen Analogieen und aus der Beobachtung hervorgeht, dass die Randgeschwindigkeit an der Gletscheroberfläche wesentlich kleiner ist, als die Geschwindigkeit der Gletscherachse, höchst wahrscheinlich die Geschwindigkeit des Eises auf dem Grunde kleiner ist, als die an der Oberfläche, so musste doch noch versucht werden, zu ermitteln, wie Form und Grösse der Profilflächen werden für den Bewegungszustand, der im Gletscher muthmaasslich wirklich vorhanden ist. Da es sich bei unserer Construction der Querschnitte doch immer darum handelte, von den Randgebieten und der Oberfläche allmählich in die centralen Theile des Gletschers vorzudringen, so befanden wir uns ausserhalb des Bereiches, für den die Finsterwalder'sche Theorie Geltung beansprucht, weil für diese Theile des Gletschers die Stromlinien nicht mehr als unter sich, zum Gletschergrund und zur Gletscherachse parallel angenommen werden können. Demnach waren wir zur Ermittlung der Vertheilung der Geschwindigkeiten in einem Querschnitte darauf angewiesen, erfahrungsgemäss vorzugehen und eine Art empirische Ausgleichung auf graphischem Wege vorzunehmen. Maassgebend war dabei, dass an der Oberfläche des Gletschers in jedem

Querschnitte die grösste Geschwindigkeit vorhanden sei. Man hätte unter möglichster Annäherung an Finsterwalder's Voraussetzungen, dass für die äquivalente Abbildung eines Querschnittes in den anderen das Verhältniss der entsprechenden Einzelgeschwindigkeiten gleich dem der mittleren Geschwindigkeiten für die betreffenden Querschnitte gesetzt werden muss, das Verhältniss der mittleren Oberflächengeschwindigkeiten als bestimmend annehmen können. Dabei stellte sich jedoch heraus, dass in vielen Fällen für tiefer liegende Partien der Eismasse grössere Geschwindigkeiten angenommen werden müssten, als für höher liegende. Deshalb wurde zur Gewinnung der Geschwindigkeiten der einzelnen Strömungslinien in den verschiedenen Profilen das Mittel von Anfangs- und Endgeschwindigkeit zwischen aufeinanderfolgenden Querschnitten übertragen, so, dass für jeden Theilgletscher das bekannte Verhältniss der Oberflächengeschwindigkeiten gleich dem der mittleren Geschwindigkeiten gesetzt wurde. Wo es nöthig schien, wie in den Randgebieten, wurden entsprechende Correcturen angebracht. Die gefundenen Werthe für die Geschwindigkeiten wurden übrigens als Mittelwerthe für die in Betracht kommenden Stücke der einzelnen Profilflächen angesehen und auch im Bilde dementsprechend in die Mitte der betreffenden Flächenstücke eingetragen. Die auf Grund dieser langwierigen Ausgleichung erhaltene Vertheilung der Geschwindigkeiten in den Querschnitten, ebenso wie diese letzteren in ihrer wahrscheinlichen Gestalt sind in Taf. VI wiedergegeben. Die Querschnitte erscheinen danach alle tiefer, als die vorher gezeichneten und es bleibt vorläufig dem persönlichen Ermessen des Einzelnen überlassen zu beurtheilen, ob diese ermittelten Querschnitte bei der theilweise gegebenen Thalform möglich sind oder nicht. Entscheiden kann hier nur das Experiment, indem man, wie wir es wollten, an einem Querschnitte die Tiefen durch Bohrungen wirklich bestimmt. Eine Theorie, welche die geometrischen Grundlagen der Finsterwalder'schen in sich aufnehmen müsste und derzufolge auch kleinere, wesentlich kleinere, Querschnitte als möglich erscheinen würden, müsste trotzdem auf ihre Brauchbarkeit auch erst experimentell geprüft werden. So würde z. B. die Annahme, dass das Maximum der Geschwindigkeit in jedem Querschnitte unter der Oberfläche liegt, möglicherweise eine geringere Tiefe der Querschnitte ergeben. Dass dies aber der Fall ist, darüber fehlen bisher alle bestätigenden Beobachtungen; wir können sogar eine Beobachtung dagegen anführen, denn es zeigte sich, dass die zweite der 7 *m* langen Stangen, welche wir 1894 in das 16 *m* tiefe Bohrloch am Gletscherende einsenkten, 1895 nicht mehr vertikal stand, sondern mit der Senkrechten einen Winkel von ca. 40° thalwärts bildete. Übrigens würden schon kleinere Ablationszahlen, als die für das warme Jahr 1894/95 beobachteten, bereits kleinere Querschnitte liefern. Am tiefen Bohrloch betrug damals die Ablation 4,5 *m*; für 1895—98 ergibt sich im Mittel 3,9 *m*, also eine Abnahme um ca. 12%. Doch ist hiebei noch in Betracht zu ziehen, dass für den gleichen Zeitraum auch eine durchschnittliche Abnahme der Geschwindigkeit von ca. 11% constatirt wurde. Demnach dürfte daraus höchstens 1—2% Änderung in den Profiltiefen zu erwarten sein.

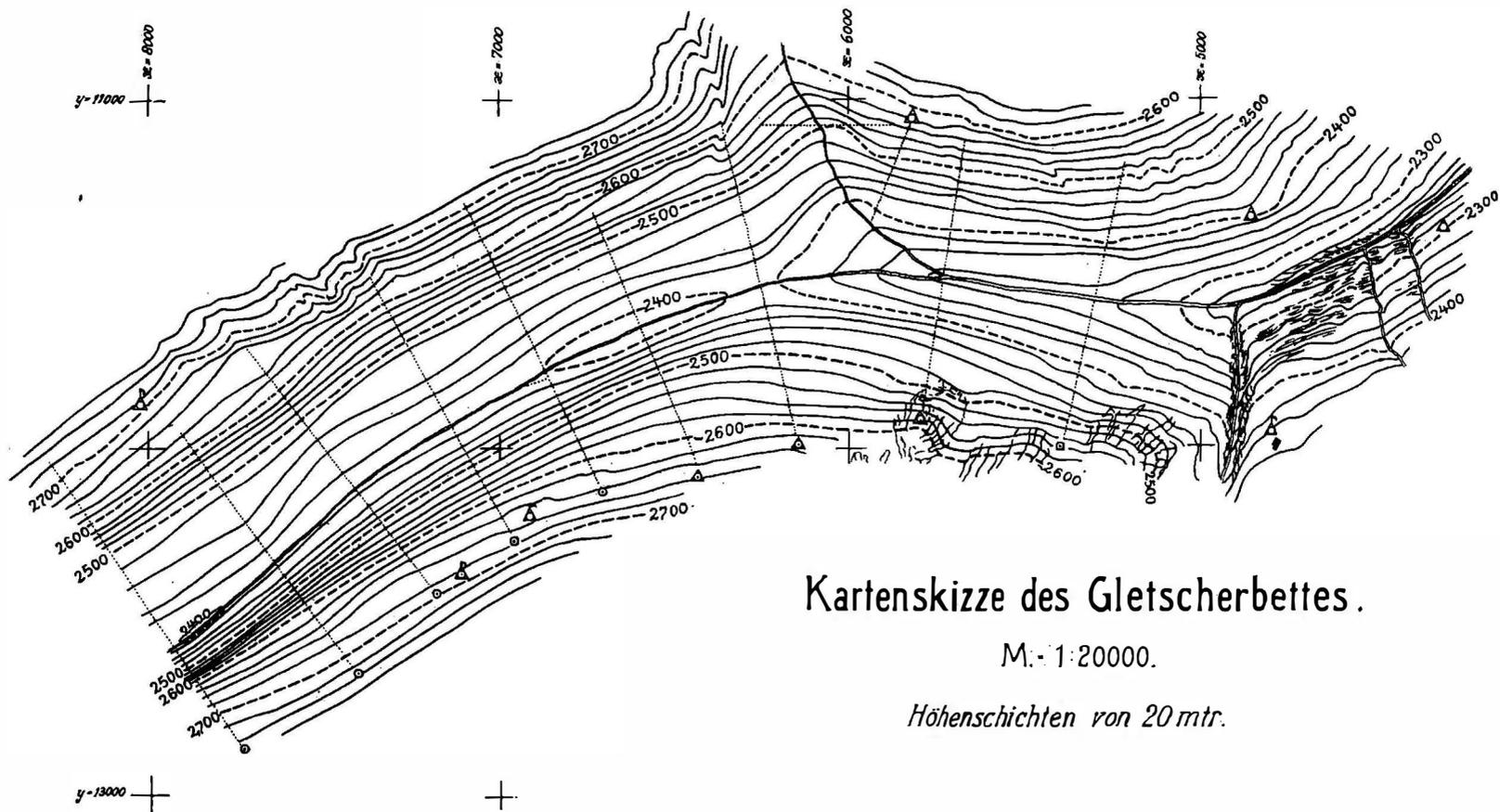
Inwieweit die von uns durchgeführte Abbildung der Querschnitte in einander eine äquivalente genannt werden kann, mag aus folgender Tabelle entnommen werden, in welcher das Verhältniss der mittleren Geschwindigkeiten mit dem der einander entsprechenden Profilflächen verglichen ist. Die hier in Betracht kommenden Profilflächen wurden immer so ermittelt, dass der Theil eines Querschnittes, welcher bis zum nächstfolgenden durch Abschmelzung verloren geht, nicht einbezogen wurde, so dass also für einen Verlust φ die Fläche F_2 des oberen Profiles in $f_2 = F_2 - \varphi$ übergeht, welche Fläche dann im folgenden unteren Profile in F_1 abgebildet wurde. Die mittleren Geschwindigkeiten, deren Verhältniss in der Tabelle angeführt ist,

wurden aus den wahrscheinlichen Profilen Taf. VI mit Hilfe des Planimeters gefunden. Wie man sieht, ist das Verhältniss der Flächen sehr nahe gleich dem umgekehrten Verhältniss der zugehörigen mittleren Geschwindigkeiten — die Grundbedingung der äquivalenten Abbildung ist demnach hinreichend erfüllt.

Profil	Fläche <i>m</i> ²	Davon in den folgenden Querschnitt abgebildet <i>m</i> ²	Mittlere Geschwindigkeit des Querschnittes <i>m</i>	Verhältniss der äquivalenten Flächen <i>F</i> ₁ : <i>F</i> ₂	Verhältniss der Geschwindig- keiten <i>v</i> ₂ : <i>v</i> ₁
IX	152 000	133 250	44·2	0·96	1·01
VIII	129 500	114 500	44·7	0·96	1·00
VII	100 000	98 000	44·8	0·99	1·03
VI	97 000	82 750	43·6	1·01	1·12
V	83 500	64 500	39·0	1·07	1·11
IV	69 000	46 000	35·2	1·12	1·08
III	51 200	25 950	32·6	1·35	1·32
II	35 000	7 800	24·8	1·52	1·64
I	11 800	—	15·5	—	—

Oberhalb der Steinlinie VIII sind, von Moränenzügen abgesehen, die Bewegungslinien bis zur Firnlinie hinauf, also auf ca. 2 *km*, nur mit geringer Sicherheit zu zeichnen; für den Bereich, in welchem die Firndreikante aufgestellt waren, ist dieselbe etwas grösser und wir haben natürlich versucht, die Tiefe des Gletschers in diesem Theile wenigstens mit der Annäherung zu bestimmen, welche die vorliegenden Geschwindigkeitsmessungen zulassen. Dabei wurde, wie für die Theilung des Gletschers in einzelne Zuflüsse (vgl. Taf. I), angenommen, dass die Bewegungslinie des unteren Firndreikantes $z = 2855$ mit der des Punktes 11 der oberen Steinlinie nahezu zusammenfällt; die mittlere Abschmelzung wurde für die 2 *km* lange Strecke bis zu dieser Linie zu 0,8 *m* p. Jahr angenommen und das Verhältniss der mittleren Querschnittsgeschwindigkeiten gleich dem der Oberflächengeschwindigkeiten für die beiden in Betracht kommenden Schnitte der Theilgletscher gesetzt. Die Form, welche dann der Querschnitt annimmt und von der wirklichen Gestalt desselben wahrscheinlich nicht wesentlich abweicht, ist auf Taf. V wiedergegeben. Die Tiefe, die sich im Maximum zu 205 *m* bestimmt, scheint uns wenigstens auf 10% sicher zu sein, während die Tiefe an den Profilen bei den Steinlinien mit ca. 5% Genauigkeit bestimmt ist. Man könnte selbstverständlich auch etwas weiter oben noch einen Firnquerschnitt legen, müsste dazu aber doch soviel der Bestimmungsgrössen durch „Annahmen“ festlegen, dass wir davon abgesehen haben. Die Tiefe beim obersten Dreikant kann jedoch, auch auf etwa 10% genau, zu 130 *m* angegeben werden.

Aus den in den Profilen gefundenen Tiefen des Gletschers gewinnt man für 9 quer über denselben gehende Linien die Höhenlagen des Gletscherbettes, so dass sich dasselbe im Bereiche der Steinlinien mit ziemlicher Sicherheit kartographisch darstellen lässt. Diese Darstellung bietet Taf. VII, zu deren Construction auch

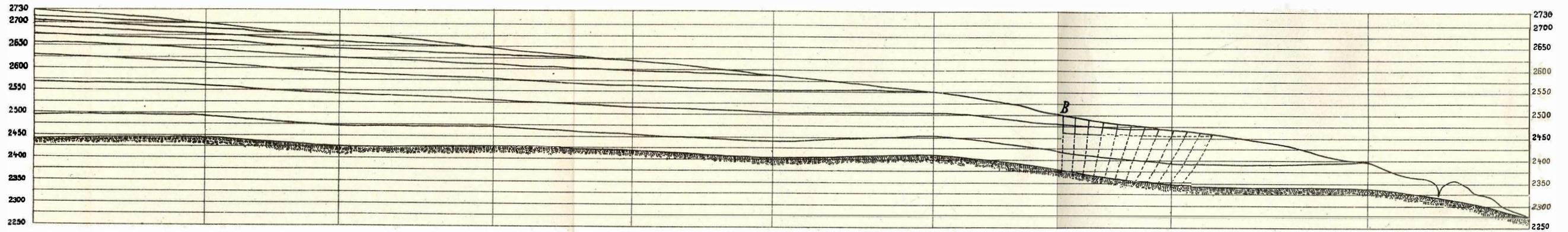


Kartenskizze des Gletscherbettes.

M. : 1:20000.

Höhenschichten von 20 mtr.

Längsprofil nach Bewegungslinie 11. M. 1:10000



 *Untergrund.*

B-tiefes Bohrloch in aufeinander folgenden Stellungen.

die den Steinlinien am Kesselwandferner entsprechenden Profile verwerthet wurden. Sie wird ergänzt durch ein der Bewegungslinie des Punktes 11 der obersten Steinlinie entsprechendes Längsprofil, in welches die an den unteren Steinlinien ausmündenden Strömungslinien eingetragen sind. Ausserdem findet sich das 40 m tiefe Bohrloch in den verschiedenen Stellungen eingezeichnet, welche es einnehmen wird, bis durch die Abschmelzung sein Grund auf die Gletscheroberfläche kommen wird. Das wird bei einer jährlichen Abschmelzung von ca. 4 m in weiteren 7 bis 8 Jahren der Fall sein. Ist die Vertheilung der Geschwindigkeiten in den Querschnitten annähernd richtig, so steht zu erwarten, dass die Stäbe, welche zuletzt ausschmelzen, nicht mehr senkrecht die Eisoberfläche durchbrechen, sondern mit derselben einen Winkel (thalwärts gemessen) von ca. 80°, mit der Verticalen aber einen Winkel von nahezu 20° einschliessen, da die Neigung der Gletscheroberfläche selbst an der betr. Stelle ca. 10° beträgt. Für einen 2 m langen Stab wird daher die Abweichung ganz gut messbar werden. Die Kartenskizze des Gletscherbettes zeigt, dass bei Steinlinie VIII der mittelste Theil des Thalbodens fast horizontal verläuft und eine Senkung desselben gegen die oberen Gletscherpartien eintritt. Da der Gletscher noch etwa 400 m weiter oben in fast gleicher Breite, wie bei Steinlinie VIII dahinfließt, so ist es wahrscheinlich, dass diese Senkung auf etwa ebensoviele Meter sich erstreckt und das Eis bei etwa 2750 m Höhe der Oberfläche seine grösste Tiefe erreicht, denn die Geschwindigkeiten nehmen schon von Steinlinie VIII an langsam ab. Da, wie schon mehrfach bemerkt wurde, von Linie VIII an die Messungen und der Zug der Bewegungslinien fehlen, so wurde eine Weiterführung dieser Kartenskizze unterlassen.

Dagegen benützten wir die für die Profile empirisch ermittelte Geschwindigkeitsvertheilung zur Fortführung der Linien gleicher Geschwindigkeit in den Profilen bis an die Oberfläche des Gletschers, wie sie zur Zeit des Maximalstandes wahrscheinlich war. Wir erhielten dadurch das System der Linien gleicher Geschwindigkeit für die Oberfläche des damaligen Gletschers, wie es in Taf. IX abgebildet ist. Dass dabei für die Querschnitte in dem Moränengebiete eine Vertheilung der Geschwindigkeit angenommen wurde, wie sie gleich grossen, unter den nämlichen Bedingungen stehenden Querschnitten des jetzigen Gletschers zukommt, sei nebenbei erwähnt. Wären die Geschwindigkeitsmessungen der Brüder Schlagintweit einigermassen zuverlässig, vor allem die Ortsbestimmung für diese Messungen brauchbar, so hätte man wohl eine ganz gute Controle für die richtige Durchführung unserer Construction. So müssen wir uns eben mit der »Wahrscheinlichkeit« ihres Ergebnisses zufrieden geben.

Nachdem die Karte des Gletscherbettes gezeichnet werden kann, lässt sich auch die Grösse der Eismasse bestimmen, welche von dem Profil der Steinlinie VIII an abwärts die Gletscherzunge bildet. Es findet sich (unter Benützung der Minimalquerschnitte), dass dieselbe 207,6 Mill. *cbm* beträgt; benützt man die »wahrscheinlichen« Profile bezw. die aus denselben hervorgegangene Kartenskizze Taf. VII, so finden sich 221,5 Mill. *cbm*. In beiden Fällen ist der Theil der Kesselwandfernerzunge von 2520 m an aufwärts nicht berücksichtigt. Die Masse der ganzen Gletscherzunge bis zur Firnlinie dürfte demnach auf etwa 400 Mill. *cbm* zu schätzen sein.

Aus der Vertheilung der Geschwindigkeit, wie sie sich für unsere Profile ergibt, haben wir versucht, die mittlere Oberflächengeschwindigkeit und die mittlere Geschwindigkeit am Gletscherboden als Funktion der Eisdicke darzustellen. Zu diesem Zwecke wurde die mittlere Tiefe für jedes Profil aufgesucht, wobei wir die Breite, die dasselbe an der Oberfläche hat, zu Grunde gelegt haben. Die Ergebnisse dieses Versuches enthält die folgende Tabelle:

Profil	Fläche qm	Breite m	Mittlere Tiefe m	Mittlere Geschwindigkeit	
				an der Oberfläche m	am Grund m
IX	152 000	852	179	39·6	37
VIII	129 500	860	151	39·4	36
VII	110 000	810	136	38·6	36
VI	97 000	730	133	37·7	33
V	83 560	670	125	35·5	30·5
IV	69 000	650	106	32·6	26
III	51 000	624	82	28·3	19
II	35 000	488	72	22·5	18·5
I	11 800	300	39	15·0	10

In Fig. 15 sind die entsprechenden Zahlen als Coordinaten einzelner Punkte zweier Curven aufgetragen, deren wahrscheinlicher Verlauf dann gezeichnet wurde. Die zu den maximalen Werthen der Geschwindigkeit gehörigen Tiefen in den oberen Profilen wurden in gleicher Weise eingetragen und die erhaltenen Punkte ordnen sich ziemlich ungezwungen in die weiter geführten Curven ein. Die beiden Linien zeigen sehr deutlich, wie mit zunehmender Tiefe die Geschwindigkeiten am Untergrunde sich immer weniger (procentual) von denen der Oberfläche unterscheiden, während bei geringeren Tiefen der Unterschied einen beträchtlichen Antheil der Oberflächengeschwindigkeit ausmacht.

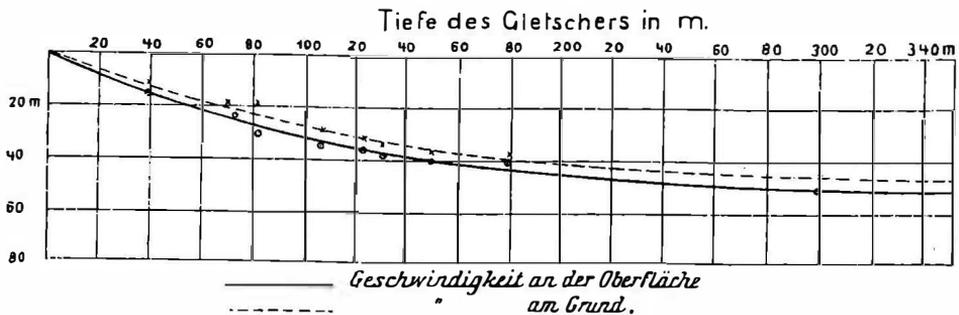
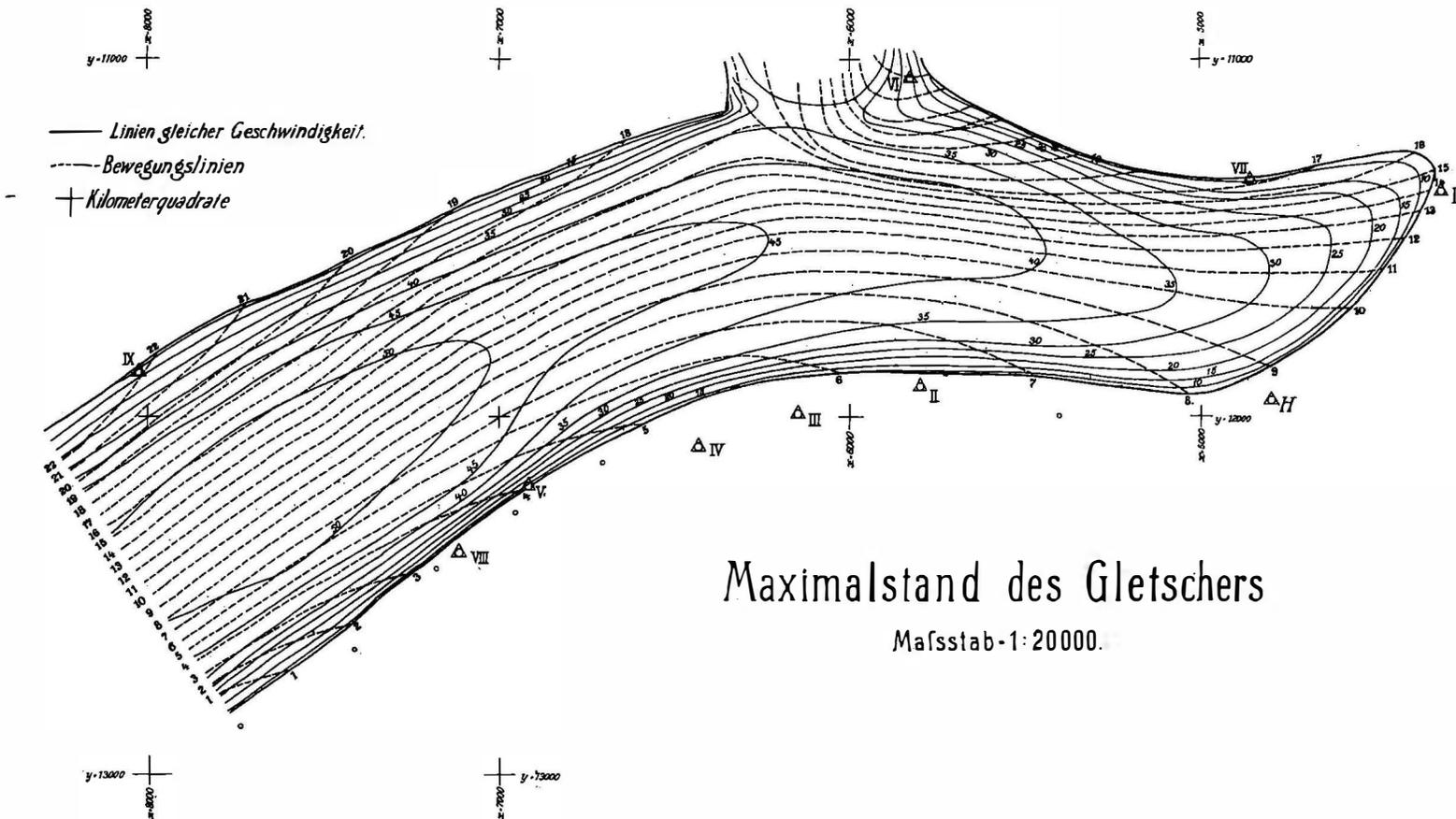


Fig. 15. Die Geschwindigkeit als Funktion der Eistiefe.

Wenn wir nun die Bewegung des Gletschereises als im Wesentlichen identisch mit der einer Flüssigkeit mit innerer Reibung ansehen, so wird natürlich auch die theoretische Behandlung dieselbe sein müssen, wie für letztere. Es wären also die Gleichungen, welche die Bewegung des Wassers in Flüssen und Kanälen darstellen, auch auf den Fall des Gletschers anzuwenden, wobei nur die von den Widerständen abhängigen Größen andere Werthe erhalten, als für Wasser, während die bewegende Kraft, die Schwerkraft, die gleiche ist. Die Bewegungswiderstände sind die Reibung am Umfange des Bettquerschnittes und die inneren Reibungen der mit verschiedenen Geschwindigkeiten längs einander hinfließenden Stromfäden. Nun sind, wie Föppl



in seinen Vorlesungen über technische Mechanik, Bd. I, p. 378, sagt, für Wasser »die Erscheinungen so verwickelt, dass sie jeder genaueren theoretischen Behandlung spotten«. Die Ingenieure, denen es bei Wasserbauten vor allem darauf ankommt, die mittlere Geschwindigkeit für einen gegebenen Querschnitt bei bekanntem Gefälle anzugeben, haben daher zunächst durch Messungen in möglichst gradlinigen Flussläufen bei regelmässig gestalteten Querschnitten die mittlere Geschwindigkeit festgestellt und die Ergebnisse dieser Messungen werden auch in einer Formel verwendet, die besonders dann angewendet wird, wenn man wissen will, welche Wassermenge durch einen neuanzulegenden Querschnitt abgeführt werden kann. Als Leitsätze für die Aufstellung der Formel gelten dabei: 1. Die bewegende Kraft in Fluss- und Kanalbetten strömenden Wassers rührt nur von der Neigung seiner Oberfläche her und 2. Wenn sich Wasser gleichförmig in offenen Kanälen bewegt, ist der Widerstand, welchen es erfährt, gleich der Bewegungs-Energie des Wassers.¹⁾

Die Formel wurde zuerst von Eytelwein in folgende Gestalt gebracht:

$$v = k \cdot \sqrt{\frac{q}{u} \cdot s}$$

wobei v die mittlere Geschwindigkeit des Querschnittes q , der längs der Strecke u (benetzter Umfang) vom Flussbette begrenzt wird, s das Gefälle bezeichnet. k ist eine Grösse, welche von der Rauigkeit des Bettes, und wie zahlreiche Versuche gelehrt haben, auch von der Geschwindigkeit abhängig ist. Sie kann nur durch Messungen gefunden werden und schwankt für Wasser zwischen 36,4 und 55,9 $m^{1/2} sec^{-1}$, wenn v zwischen 0,1 und 3,0 $m \cdot sec^{-1}$ liegt.

Benützen wir diese Aufstellungen auch für die lang entwickelte Zunge eines Gletschers, unbekümmert darum, welche Bewegungsvorgänge im Sammelbecken stattfinden müssen, damit das Eis im Zungengebiete als majestätischer Strom langsam und gleichförmig abfließt, so können wir die Ergebnisse, welche die Querschnittsbestimmungen an Hintereisferner liefern, zur Ermittlung des Faktors k verwenden. In der folgenden Tabelle sind die nöthigen Einzelgrössen übersichtlich geordnet. Fläche, benetzter Umfang, Gefälle und Geschwindigkeit sind aus unseren vorausgehenden Darlegungen zu entnehmen.

Profil	Fläche m^2	ben. Umfang m	Gefälle	Geschwindigkeit $m : Jahr$	K $m^{1/2} : Jahr$
IX	152 000	1090	0·153	44·2	9·8
VIII	129 500	1050	0·171	44·7	9·7
VII	110 000	1035	0·175	44·8	10·6
VI	97 000	880	0·180	43·8	9·8
V	83 500	810	0·181	39·0	9·1
IV	69 000	760	0·182	35·2	8·7
III	51 200	660	0·195	32·6	8·4
II	35 000	560	0·198	24·8	7·0
I	11 800	360	0·300	15·5	5·0

¹⁾ Vgl. Rühlmann, Hydromechanik, 2. Aufl. Hannover 1880. S. 395 u. ff.

Man sieht, der Werth von k wächst mit dem von v , wie auch für Wasser erfahrungsgemäss feststeht. Er ist natürlich wesentlich kleiner als der für Wasser und berechnet sich, wie letzterer auf Sekunden bezogen, zwischen 0,0000003 und 0,00000015. Trägt man die zusammengehörigen Werthe von v und k als Co-ordinaten einzelner Punkte einer Curve auf, so findet man, dass diese einen flachen Bogen darstellt, der sich mit wachsendem v immer weiter von der v -axe entfernt und auch mit einiger Sicherheit über den Bereich hinausgeführt werden kann, für welchen die vorliegenden Messungen gelten. In erster Annäherung kann diese Curve durch eine gerade Linie ersetzt werden, deren Gleichung durch

$$k = a + b \cdot v$$

aus zweien der in der obigen Tabelle enthaltenen Werthe von k bestimmt werden kann. Nehmen wir hiezu die Werthe für die Profile IV und IX, so ergibt sich

$$k = 4,41 + 0,122 v$$

und daraus

$$v = 4,41 \cdot \frac{\sqrt{rs}}{1 - 0,122 \sqrt{rs}}$$

wobei r für den Quotienten $\frac{q}{u}$ gesetzt ist. (Diese Grösse wird in der Lehre vom Wasserbau als Profilradius oder hydraulische Tiefe bezeichnet.) Aus der Form der Curve ergibt sich, dass für Werthe über 44,2 m und unter 35,2 m für v , sowohl k , als v zu gross gefunden werden müssen. Die Formel für v , welche wir erhalten haben, zeigt weiter die Eigenthümlichkeit, dass sie nur so lange positive Werthe von v liefert, als \sqrt{rs} kleiner als $\frac{1}{0,122}$ oder kleiner als 8,2 ist. Das würde heissen, dass für sehr grosse Profilradien, also für sehr tiefe und breite Gletscher die Neigung nur eine geringe sein kann.

Zu dem gleichen Resultate gelangen wir, wenn die Curve, welche den Zusammenhang zwischen k und v giebt, als Parabel angenommen, also $k = a + bv + cv^2$ gesetzt wird; der Ausdruck, welcher sich dabei für v findet, ist so umständlich, dass es angesichts des geringen Beobachtungsmaterials, das bisher zu seiner weiteren Prüfung vorliegt, nicht lohnt, denselben hier wiederzugeben.

Wir wollen nicht unterlassen, zu bemerken, dass unsere Formel zunächst nur für den Hintereisferner den Zusammenhang zwischen mittlerer Geschwindigkeit, Oberflächenneigung und Querschnitt angenähert wiedergiebt unter der Voraussetzung, dass die Querschnitte in Form und Grösse richtig sind. Stellt sich z. B. durch länger fortgesetzte Bestimmungen der Ablation oder auf anderem Wege heraus, dass die von uns gefundenen Querschnitte zu tief sind, so ist es möglich, dass auch die Profilradien andere werden. Doch glauben wir, dass auch für diesen Fall die Curve (k, v) denselben Charakter haben wird, wie die von uns auf Grund der jetzigen Querschnitte und der anderen Daten angegebene.

Für die Anwendung der Formel auf andere Gletscherzungen ist zu beachten, dass dieselben so wenig gekrümmt sein müssten, wie die des Hintereisferners und dass Eisbrüche und sonstige grosse Spaltensysteme in der Nachbarschaft der in Betracht kommenden Querschnitte fehlen müssten. Auch dann noch kann unsere Formel nur Annäherungswerthe geben, da die verschiedene Beschaffenheit der Felsunterlage des Gletschers, wenn auch einen verhältnissmässig kleinen, so doch einen Einfluss auf dessen Bewegung ausübt, also einen anderen Werth für k bestimmt.

Leider liegen bisher von anderen Gletschern keine Angaben vor, die geeignet

wären, mit Sicherheit auf den Werth der Formel schliessen zu lassen. Am geeignetsten wären die Beobachtungen am Rhône-gletscher; ein Grund mehr, dass dieselben bald der Öffentlichkeit übergeben werden.

Profile und Profilradien können für frühere Gletscher mehrfach ermittelt werden. Für die Zunge des Vernagtferners, als er bis in das Rofenthal herausreichte, können die Querschnitte angegeben werden. Die Neigungsverhältnisse der Oberfläche können näherungsweise aus Fig. 32 in Finsterwalder's »Vernagtferner« oder aus der Finsterwalder'schen Karte entnommen werden, wenn man die »wahrscheinlichen« Höhenlinien der ehemaligen Gletscheroberfläche einzeichnet. So finden wir für einen durch den Punkt 2470,0 der Finsterwalder'schen Karte gelegten Querschnitt $r = 71,3$, $s = 0,4$; daraus würde sich $v = 67,9$ auf Grund unserer Formel ergeben. Finsterwalder selbst giebt in Fig. 33 (Vernagtferner) für diesen Querschnitt $v = 61,2$ m. Die Übereinstimmung ist nur eine scheinbare, denn Finsterwalder's Construction der stationären Strömung in der alten Zunge des Vernagtferners ist nicht mit beobachteten, sondern angenommenen Ablationszahlen ausgeführt.

Für den alten Inn-gletscher haben wir ein Profil durch die Spitze des Patscherkofels senkrecht zur Thalrichtung gezogen. Die Höhe der alten Gletschergrenze nahmen wir auf beiden Thalseiten zu 1670 m (nach Penck: Vergletscherung der Ostalpen, pag. 53) an. Es fand sich $q = 9050000$ qm, $u = 11300$ m aus Leuzinger's Reliefkarte von Südbayern und Tirol, also $r = 800$ m. Zur Ermittlung der Neigung benützten wir die Mittheilung von Penck, dass am Solstein in 2000 m Höhe noch erratische Blöcke auftreten; das Gefälle am Rande des Gletschers bis Hötting betrug also ca. 300 m. Da die mittlere Neigung für die ganze Oberfläche grösser ist, als die des Gletscherrandes, so nahmen wir $s = 0,06$ und erhielten dadurch $v = 203$ m. Bei dieser mittleren Geschwindigkeit würden also jährlich etwa $200 \cdot 9 = 1800$ Mill. cbm Eis das Innthal bei Innsbruck passiert haben, so dass auf dem, dem Innsbrucker Zufluss entsprechenden, abwärts gelegenen Theil der Fläche des alten Inn-gletschers, der schätzungsweise 1100 qkm umfasst (ebenfalls nach Leuzinger's Karte), die Ablation per Jahr im Mittel ca. 1,5 m betragen haben müsste. Das ist eine Zahl, die natürlich keinen Anspruch auf Genauigkeit machen kann, da die Elemente zu ihrer Ermittlung nur als Näherungswerthe von unbekanntem Genauigkeitsgrade angenommen sind. Zieht man aber in Betracht, dass zur Eiszeit die Schneegrenze jedenfalls wesentlich tiefer lag als heute, so gewinnt der Werth wenigstens einige Wahrscheinlichkeit.

Für den grossen Karajak-Gletscher, einen Ausläufer des Grönländischen Inland-eises, giebt E. v. Drygalski in seinem Grönlandwerke, Bd. 1. S. 274, einige Profile. Für das im Absturz zur Tasiusak-Stufe gezeichnete wäre r ungefähr 400. Aus Drygalsky's Messungen der Oberflächengeschwindigkeiten liesse sich an diesen Stellen auf eine mittlere Querschnittsgeschwindigkeit von etwa 2000 m schliessen. Setzen wir diese Werthe in unsere Formel ein, so würde sich ergeben, dass die mittlere Neigung der Gletscheroberfläche für dies Profil etwa den Werth 0,162 haben müsste, was nach Drygalski's Karte nicht ganz unwahrscheinlich ist.

Selbstverständlich wollen wir damit nicht den Geltungsbereich unserer Formel von 40 m Geschwindigkeit bis auf 2000 m ausdehnen. Es sollte nur gezeigt werden, dass es sehr wohl denkbar ist, unter den Voraussetzungen, die wir für die Eisbewegung machten, eine Formel aufzustellen, welche mit ähnlicher Sicherheit die Bestimmung der mittleren Geschwindigkeit eines Gletscherquerschnittes gestattet, wie sie der Eytelwein'schen Formel für den Wasserbau zukommt, wenn hier wie dort der Werth von k aus einer genügend grossen Zahl von Messungen, die ein möglichst weites Intervall der Geschwindigkeiten umfassen, bestimmt ist.

Sonstige Beobachtungen.

Schliesslich möchten wir noch einige Beobachtungsreihen besprechen, welche wir 1894 und 95 anstellten.

Daher gehören in erster Linie 3 Bestimmungen des specifischen Gewichtes von Gletschereis, das in verschiedenen Höhenlagen des Gletschers entnommen wurde. Mit Hilfe eines 10 *cm* weiten Kronenbohrers stellten wir uns cylindrische Eisstücke her, deren Volumen durch Rechnung aus den Dimensionen und deren Gewicht ca. 350 *g* mit einer leicht transportablen Schnellwaage auf 1 *g* genau bestimmt wurden. Es ergaben fünf Beobachtungen am Ende des Hintereisferners, also für eine Höhenlage von ca. 2300 *m*, die Werthe 0,899; 0,870; 0,920; 0,901; 0,901, also im Mittel 0,898 ± 0,016. In der Nähe des tiefen Bohrloches, bei ungefähr 2500 *m* Höhe, ergaben 2 Messungen 0,900 und 0,899; am Guslarferner, bei einer Höhe von ca. 2850 *m*, fanden wir aus 3 Messungen 0,87; 0,90 und 0,92. Bis auf 500 *m* Höhenunterschied fanden wir also keine Abweichung des specifischen Gewichtes, die grösser als der Beobachtungsfehler wäre. Unsere Ergebnisse aber ordnen sich ganz schön in die Reihe ein, welche J. Vallot aus seinen Beobachtungen am Mer de glace vom Jahre 1895 anzugeben vermag.¹⁾ Er fand die Dichte des Schnees in 4359 *m* zu 0,40, in 3020 *m* zu 0,48; Firn in 15 *m* Tiefe bei 4792 *m* 0,86, Eis in 3020 *m* 0,88, in 1850 *m* 0,91.

Die Tabelle auf Seite 85 enthält die Beobachtungen an 3 Psychrometern. Davon war eines ein Registrierinstrument,²⁾ dessen Angaben mit denen der beiden anderen Instrumente verglichen bezw. nach denselben korrigiert wurden; es war in einem improvisierten Jalousiehäuschen vor dem Hochjochhospiz aufgestellt. Die beiden anderen Psychrometer waren auf dem Gletscher in der Nähe des tiefen Bohrloches senkrecht über einander aufgestellt und zwar befand sich das eine immer möglichst nahe am Eis, das zweite ca. 1,5 *m* über demselben. Die Thermometerangaben sind alle auf ein bei der phys. techn. Reichsanstalt geprüftes Instrument bezogen. In der Tabelle bedeutet ↑ einen aufsteigenden, ↓ einen absteigenden Luftstrom; 0, 1, 2, 3, 4 sind die Grade der Bewölkung, und zwar von 0 wolkenlos bis 4 ganz bedeckt, *Rg.* Regen, ▲ Graupeln, ≡ Nebel.

Die Temperaturen, welche das trockene Thermometer des oberen Psychrometers auf dem Gletscher aufweist, sind, mit einer einzigen Ausnahme, höher als die des unteren trockenen Instrumentes. Die Temperaturschwankungen für die Luft über dem Gletscher sind geringer, als die für die Luft am Hospiz. Zur Beurtheilung, ob die Luft Feuchtigkeit von der Oberfläche des Gletschers aufnimmt, oder ob letzterer condensierend auf die Luft über ihm einwirkt, wurde der Thaupunkt derselben bestimmt. Der Höhenlage des Beobachtungsortes entsprechend, wurde zu diesem Zwecke die Spannkraft *a* des Wasserdampfes nach der Formel

$$a = e' - 0,456 (t - t')$$

berechnet, wobei *e'* die Spannkraft bei *t'* °C und 760 *mm* Barometerstand, *t* und *t'* die Angaben des trockenen und feuchten Thermometers bedeuten. Nur wenn der Thaupunkt der Luft über 0° liegt, kann der Gletscher condensieren; im anderen Falle muss die Luft Wasserdampf von der Gletscheroberfläche her aufnehmen. Auf die 55 Beobachtungen, welche wir anstellten, treffen nun 29 Fälle, bei denen der

¹⁾ Vgl. Meteorol. Zeitschrift 1899, p. 203.

²⁾ Dasselbe war uns gleichzeitig mit einem Registrierbarometer in liebenswürdigster Weise von Herrn Prof. Dr. E. Pfeiffer in München überlassen worden; wir sagen dafür auch an dieser Stelle den verbindlichsten Dank.

Thaupunkt über 0° liegt, 26 Fälle mit Thaupunkt 0° und unter 0° (unteres Psychrometer). 26mal ist der Thaupunkt am unteren Psychrometer niedriger beobachtet worden, als der am oberen; in diesen Fällen musste also der Feuchtigkeitsgehalt der Luft nach oben zunehmen. In 23 anderen Fällen zeigte sich umgekehrt der Thaupunkt für das obere Instrument niedriger als fürs untere. Es lässt sich also nach diesen Beobachtungen sagen, dass für die Zeit, auf die sich dieselben erstrecken, der Gletscher ebenso oft Wasserdampf aus der Luft aufnahm, als er solchen an sie abgab. Leider fehlen Beobachtungen während der Nacht; die Sicherheit unseres Beobachtungsergebnisses ist deshalb eine verhältnissmässig geringe.

Zur Messung der Niederschlagsmengen stellten wir 1895 beim Hospiz einen Regenschirm auf, wie er bei den bayer. Wetterwarten in Gebrauch ist. Es wurden 1896 vom 23./7. bis 13./9. 328,7 mm gemessen. Die stärksten Niederschläge per Tag wurden beobachtet am 29. 7. 96 mit 49,5 mm.

Einen zweiten Regenschirm mit 2 qdm Auffangfläche und einem grossen Sammelkübel stellten wir etwas oberhalb des ersteren, auf der Schutzmauer des Hospizes auf. Er sollte die in einem Jahre fallende Niederschlagsmenge ansammeln. 1896 fanden sich im Kübel 7,6 l Wasser, was einer jährlichen Niederschlagshöhe von ca. 400 mm entsprechen würde. Ein ähnlicher Betrag (370 mm) fand sich auch für den Zeitraum 1896/97. Das Ablaufrohr des Auffangtrichters war ziemlich eng und gieng bis fast auf den Boden des Kübels, so dass die Verdunstung durch dasselbe nur gering sein konnte. Trotzdem glauben wir, dass die Niederschlagsmenge von 400 mm viel zu klein ist und unser Sammelkübel für zuverlässige Messungen durch ein anderes Instrument ersetzt werden müsste.

Endlich wollen wir noch eine Beobachtungsreihe erwähnen, welche 1894 ausgeführt wurde, um die Abhängigkeit der Ablation auf der Gletscheroberfläche von der Stärke der Sonnenstrahlung kennen zu lernen. Die Ablation wurde an 2 Pegeln durch möglichst häufige Messungen bestimmt (vgl. oben S. 35). Zur Messung der Stärke der Sonnenstrahlung sollten die Angaben eines Thermometerpaares dienen, dessen Kugeln in luftleeren Glasröhren steckten. Die Kugel des einen Thermometers war berusst, die des anderen blank. Beide Instrumente waren horizontal so gelegt, dass die Kugeln stets von den Sonnenstrahlen getroffen werden konnten. Die Ablesungen besorgte der Wirthschafter des Hospizes. Es stellte sich heraus, dass mit ± 15 Procent Fehler die Grösse der Ablation proportional der mittleren Differenz in dem Stande der beiden Thermometer war. Die Grösse des Fehlers rührt einerseits davon her, dass die Messung der Ablation für kurze Zeiträume ziemlich unsicher ist und dass ausserdem die verwendete Methode zur Bestimmung der Strahlungsintensität nur annähernd brauchbare Werthe liefern kann.

Ergebniss der Arbeiten am Hintereisferner i. J. 1899.

Da die Drucklegung der vorstehenden Abhandlung noch in unsere Ferienzeit hinein verschoben wurde, so entschlossen wir uns im Anschluss an die Beobachtungen am Vernagt- und Hochjochferner auch die Messungen am Hintereisferner auf 1899 auszudehnen und vor allem die Bohrungen wieder aufzunehmen. Weil wir einen guten Erfolg der letzteren erwarten konnten, so hofften wir damit den eigentlichen Abschluss unserer Arbeiten am Hintereisferner zu erreichen.

Wir mussten mit den verfügbaren Geldmitteln und ebenso mit unserer Zeit rechnen und ergänzten deshalb das vorhandene Bohrgestänge nur so weit, dass wir in den Stand gesetzt waren, bis zu einer Tiefe von 90 m in das Eis einzudringen; auch eine zweite Pumpe wurde beschafft, welche im Verein mit der vorhandenen

die nöthige Spülwassermenge liefern sollte. Für die Benützung der Bohrlöcher zu Temperaturmessungen verschafften wir uns ein Thermometer, dessen Construction im Wesentlichen dieselbe war, wie bei dem 1895 verwendeten Instrument — nur wurde die Scala so eingerichtet, dass in dem Bereich von -1° bis $+0,4^{\circ}$ eine Theilung in Hundertstel-Grade vorhanden war, so dass also noch Tausendstel-Grade geschätzt werden konnten. Damit eine bequemere Ausspülung der Bohrlöcher erzielt würde, wurden die Bohrer so umgearbeitet, dass sie ein Loch von 8 *cm* Durchmesser lieferten, gegen 5 *cm* von 1895.

Um durch die Bohrungen eine möglichst gute Controle der aus den Ablations- und Geschwindigkeitsbeobachtungen ermittelten Eistiefe zu erreichen, mussten wir in einem der Profile von 1894 oder nahe an demselben die Bohrlöcher anbringen. Wir konnten unter den gegebenen Umständen, wenn wir bis auf den Grund des Gletschers kommen wollten, nur Profil II, das von Punkt 2584,5 zur Mittleren Guslarspitze zieht, wählen, weil wir weiter oben zu sehr gegen den Rand der Gletscherzunge hätten gehen müssen. Die Stellen, an denen gebohrt wurde, mussten überdiess so ausgesucht werden, dass wir voraussichtlich die Eismasse durchdringen konnten, ohne durch eingelagerte Steine gehindert zu werden. Es wurden solche Stellen gewählt, die auf Bewegungslinien lagen, welchen am Gletscherrande noch schuttffreies Eis entsprach. Ausserdem musste auf die Nachbarschaft grösserer Wasserläufe Rücksicht genommen werden und auch darauf, dass die Aufstellung des Bohrapparates ohne besonders grosse Planierungsarbeit an der schiefen und unebenen Gletscheroberfläche erfolgen konnte. Da wir auch nicht in unmittelbarer Nähe einer wieder geschlossenen Spalte bohren wollten, so erklärt es sich, dass wir die beiden Bohrlöcher nur ungefähr in die Ebene des Profils II brachten. Die Abweichungen sind jedoch nicht so bedeutend, dass für die beiden Stellen wesentlich andere Eistiefen anzunehmen wären, als die den zugehörigen Bewegungslinien im Profil II entsprechenden. (Vgl. Tafel V.) An der Stelle des ersten Bohrloches haben wir 70—75 *m* Tiefe erwartet, unter der Voraussetzung, dass die Oberfläche des Gletschers gegen den Stand von 1894 keine wesentliche Änderung erfahren hätte; die zweite Bohrstelle wählten wir so aus, dass das vorhandene Gestein vielleicht eben noch ausreichte. Aus den Einmessungen beider Bohrlöcher ergeben sich folgende Coordinaten für dieselben:

Bohrloch	<i>x</i>	<i>y</i>	<i>z</i>	Eistiefe
I.	5777,0	11623,5	2469,5	66,5 <i>m</i>
II.	5758,1	11423,3	2468,2	84,5 „

Den entsprechenden Stellen der Gletscheroberfläche von 1894 kommen die Höhenzahlen 2476 bzw. 2475 *m* zu, so dass also bei Bohrloch I eine Einsenkung der Gletscheroberfläche um 6,5, bei II um 6,8 *m* zu verzeichnen wäre. Zieht man diese Grössen ab von den Tiefen 72,5 und 93,5 *m*, die im Profil II den entsprechenden Bewegungslinien zukommen, so erhält man die Werthe 66,0 *m* bzw. 85,7 *m* als die aus den Ablations- und Geschwindigkeitsmessungen für 1894—95 berechneten Tiefen des Gletschers an diesen Punkten.

Setzen wir also voraus, dass wir thatsächlich bis auf den Grund des Gletschers gebohrt haben, so finden wir zwischen den auf zwei ganz verschiedene Weisen ermittelten Tiefen der Eismasse eine sehr gute Übereinstimmung. Für das zweite Bohrloch halten wir es als sicher, dass wir auf den Felsuntergrund gekommen sind, denn der zugehörigen Bewegungslinie entspricht ein gänzlich schuttffreies Stück des Gletscherrandes (der Schutt an der betr. Stelle des Gletscherendes stammt ausschliesslich von der grossen Mittelmoräne). Hier ist also keine Innenmoräne und dementsprechend

auch keine Grundmoräne zu erwarten, da wohl kaum der Gletscher jemals soweit zurückgegangen war, dass hier eisfreies Gelände lag und demgemäss die Verwitterung zur Erzeugung einer Grundmoräne führen konnte. ¹⁾ Bei Bohrloch I kann möglicherweise eine kleine Innenmoräne vorhanden sein, doch dürfte, wie sich aus den Schuttstreifen am rechten Gletscherrande schliessen lässt, die Höhe derselben über dem Thalboden in der Richtung des Bohrloches den Betrag von 2 *m* kaum überschreiten.

Das Ergebniss der Bohrungen spricht demnach einerseits für die Richtigkeit der Finsterwalder'schen Strömungstheorie, andererseits zeigt es die Zulässigkeit der Annahmen, welche wir zur Ermittlung der Geschwindigkeitsvertheilung in den Profilquerschnitten gemacht haben. Das Letztere ist um so wichtiger, als in dem ziemlich weit unten geführten Querschnitt sich allenthalben der Einfluss der Randgebiete und des mit nur wenigen zuverlässigen Geschwindigkeitsmessungen bedachten Zungenendes überwiegend bemerklich macht. Ist also hier eine so gute Übereinstimmung zwischen der theoretisch und praktisch ermittelten Tiefe erzielt, so lässt sich annehmen, dass die Sicherheit, mit welcher die angegebenen Tiefen in den weiter oben liegenden Querschnitten als richtig bezeichnet werden dürfen, eine noch grössere ist, da dort der Einfluss der unsicheren Bestimmungselemente weitaus geringer ist.

Trotzdem möchten wir es empfehlen, dass an einigen weiter oben gelegenen Stellen die bisher ermittelten Tiefen von mehreren hundert Meter durch Bohrungen controliert würden. Allerdings würde eine derartige Arbeit beträchtliche Mittel beanspruchen, denn es stellte sich heraus, dass alles in allem 1 *m* Bohrloch auf etwa 10 M. zu stehen kommt. Ist auch das Material verhältnissmässig leicht zu bearbeiten, so vertheuern doch die grossen Transportkosten und die hohen Arbeitslöhne ein solches Unternehmen bedeutend, besonders da selbst bei günstiger Witterung in der Höhenlage, in der wir bohrten, nur eine achtstündige Arbeitszeit angesetzt werden kann, weil während der übrigen Stunden des Tages Mangel an Wasser vorhanden ist. Wir konnten allerdings einmal an einem Tage um 25 *m* ins Eis eindringen und glauben auch, dass bei Anwendung eines noch solider construirten Bohrapparates, als es der unsrige war, diese Tiefe als Durchschnittsleistung für täglich 8 Stunden angesetzt werden darf. Da an unserem Kurbelgetriebe sich einige Defecte einstellten, so blieben wir leider bald um 6—7 *m* hinter dieser Leistung zurück und mussten, zum Theil unter Aufwand grosser körperlicher Anstrengung, für Entlastung des Bohrers sorgen, wenn der Betrieb sonst möglichst wenig gestört werden sollte.

Die beiden Bohrlöcher blieben, nachdem das Bohren eingestellt worden war, mit Wasser gefüllt. Die Wasserzufuhr von oben wurde abgelenkt; nachher haben wir die Löcher wieder zu Temperaturmessungen benützt. Das neue Thermometer hat leider gleich beim ersten Versuch, wahrscheinlich infolge von Spannungszuständen im Glase, nachdem es etwa 8 Stunden in 66 *m* Tiefe war, einen Sprung des äusseren Glasrohres aufgewiesen. Durch denselben war trübes Wasser in das Innere der Röhre gekommen, so dass die Ablesungen an der Scala vereitelt wurden. Mit vieler Mühe gelang es uns, das Instrument zu retten und den Sprung einigermaassen zu schliessen; da wir später die Vorsichtsmaassregel gebrauchten, dasselbe nicht mehr bis ganz auf den Grund einzusenken, wo der im Spülwasser enthaltene feine Schlamm sich sammelte, so bekamen wir nur mehr eine kleine Menge reinen Wassers in das Innere des Instrumentes. Infolge seines zerbrechlichen Zustandes mussten wir

¹⁾ Vgl. S. 27.

darauf verzichten, dasselbe bei der physikalisch-technischen Reichsanstalt aichen zu lassen. Da wir glücklicherweise das 1895 verwendete und bereits geprüfte Thermometer mitgenommen hatten, so konnten wir wenigstens beide miteinander vergleichen und gleichzeitig in die Bohrlöcher einsenken. Die Ergebnisse der Temperaturmessungen enthalten die folgenden Tabellen. Man kann sie als eine Bestätigung des früher schon aufgestellten Satzes (S. 43) ansehen, wenn auch die Abweichungen zwischen den beobachteten und den theoretischen Temperaturen $0,007^{\circ}$ C. mittleren Fehler aufweisen.

Tag	Dauer der Aussetzung des Thermometers	Tiefe	Beobachtete Temperatur	
			$^{\circ}$ C.	$^{\circ}$ C.
			altes Thermometer	neues Thermometer
20. VIII.	Nachts — 1 ³⁰ p.	66 m	— 0,060	—
„	1 ³⁰ p. — 7 ⁰ p.	„ „	— 0,060	—
21. VIII.	Nachts — 9 ²⁰ a.	„ „	— 0,060	— 0,043
„	9 ²⁰ a. — 6 ¹⁰ p.	54 „	— 0,045	— 0,043
22. VIII.	Nachts — 10 ⁵ a.	„ „	— 0,050	— 0,048
„	11 ⁰ a. — 6 ³⁰ p.	42 „	— 0,040	— 0,035
23. VIII.	Nachts — 9 ²⁵ a.	„ „	— 0,040	— 0,038
„	9 ²⁵ a. — 6 ⁴⁰ p.	30 „	— 0,020	— 0,024
24. VIII.	Nachts — 9 ³⁰ a.	„ „	— 0,025	— 0,025
„	9 ³⁰ a. — 6 ⁵⁰ p.	18 „	— 0,010	— 0,013
25. VIII.	Nachts — 10 ⁰ a.	„ „	— 0,005	— 0,012
„	10 ⁰ a. — 4 ⁰ p.	6 „	+ 0,010	+ 0,007
26. VIII.	Nachts — 7 ³⁰ a.	82 „	— 0,060	— 0,068
„	8 ⁰ a. — 6 ²⁰ p.	82 „	— 0,055	— 0,065

In der nachfolgenden Tabelle sind die Mittelwerthe der einzelnen obigen Angaben zusammengestellt als die beobachteten Werthe der Temperatur. Die berechneten Werthe wurden so gefunden, dass pro Atmosphäre eine Schmelzpunktniedrigung von $0,0075^{\circ}$ C. angesetzt wurde.

Tiefe	Temperatur		Differenz	
	beobachtet	berechnet		
18 m	— 0,012 $^{\circ}$ C.	— 0,015 $^{\circ}$ C.	+ 0,003 $^{\circ}$ C.	Mittlerer Fehler $0,007^{\circ}$ C.
30 „	— 0,023 „	— 0,020 „	— 0,003 „	
42 „	— 0,038 „	— 0,029 „	— 0,009 „	
54 „	— 0,046 „	— 0,037 „	— 0,008 „	
66 „	— 0,055 „	— 0,045 „	— 0,010 „	
82 „	— 0,062 „	— 0,056 „	— 0,006 „	

Da die beobachteten Werthe der Temperatur um so mehr von den berechneten abweichen, je tiefer die Messung vollzogen wird, so müsste der Schluss gezogen werden, dass der Druck an den einzelnen Stellen im Gletscher nicht nur gleich dem der vertical darüber lastenden Eismassen ist, sondern dass auch noch Componenten anderer, aus der Bewegung resultierender Druckkräfte in Betracht kommen. Allein, da unser genaueres Instrument nicht geprüft, das andere aber nur mit einer in Zehntel-Grade getheilten Scala versehen war, so ist bei dem ermittelten Fehler von $0,007^{\circ}$ C. den Abweichungen keine besondere Bedeutung beizulegen.

Beide Bohrlöcher wurden nach Beendigung der Temperaturmessungen mit Holzstangen ausgefüllt, so dass sie für künftige Ablationsmessungen verwendet werden können. ¹⁾ An dem Bohrloch von 1895 wurden die Ablationsbeobachtungen

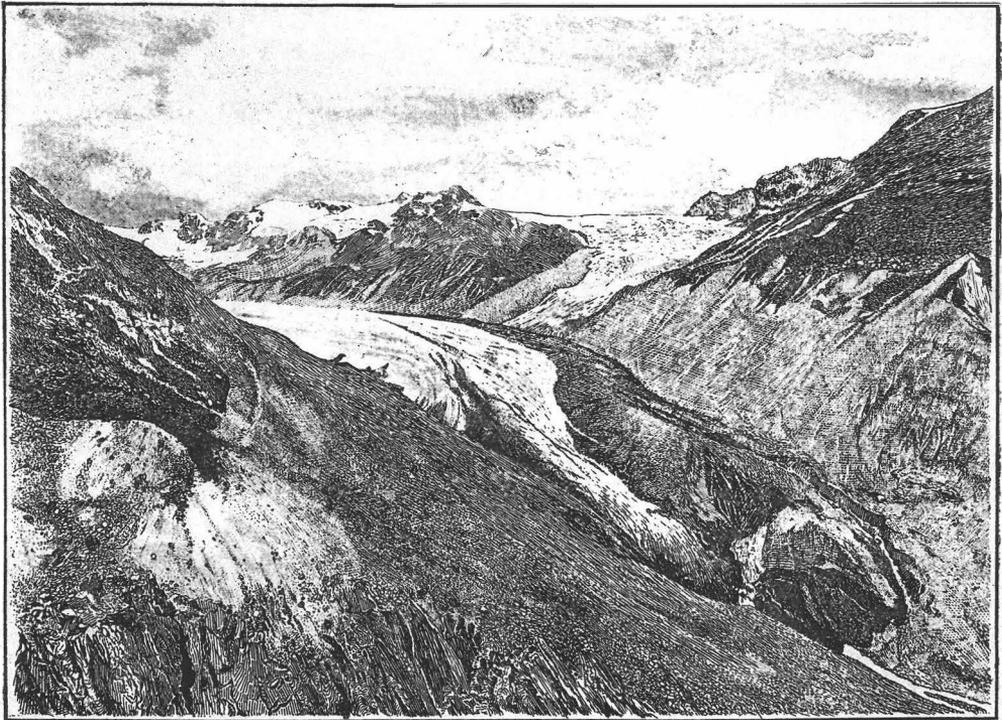


Fig. 16. Der Hintereisferner vom Hochjochospiz. 1899.

durch den Rofenschäfer gemacht; nach seinen Angaben betrug die Ablation

vom 15. September 1898 — 6. Juli 1899	40 cm	} 376 cm.
„ 6. Juli 1899 — 7. September 1899	336 „	

Vom 7. September an musste wegen starken Schneefalles der Schäfer das Gebiet des Rofenthalles verlassen.

Nach Abschluss der Bohrungen, welche im Ganzen 14 Tage in Anspruch

¹⁾ Die Stäbe sind fast alle 2 m lang, an ihrem oberen Ende mit einer Platte aus Zinkblech und eingebunzter Nummer versehen und theilweise oben roth angestrichen. Bohrloch I enthält von unten nach oben Nr. 1—5 roth; 6—11 weiss (6 und 7 sitzen nebeneinander); 12—16 roth; 17—19 weiss; 20—21 roth; 22—26 weiss; 27—31 roth und 32—34 weiss.

Bohrloch II. No. 35—39 à 3 m weiss (zwei Stäbe stecken nebeneinander); 44—75 je 2 m und zwar 40—44 roth, 45—49 weiss, 50—54 roth, 55—59 weiss, 60—65 roth, 66—74 weiss, 75 roth.

nahmen, wurden auch noch die Positionen der Nummernsteine der acht Steinlinien eingemessen. (Die Coordinaten sind auf S. 82—84 angegeben.) Wir hatten noch die Möglichkeit, die Positionen in die Tafel V aufzunehmen, welche das System der Bewegungslinien enthält. Man sieht, dass mit ganz wenigen Ausnahmen die Punkte auf die Bewegungslinien treffen, welche dem System der Linien angehören, wie es auf Grund der bis 1898 reichenden Beobachtungen gezeichnet wurde, d. h., dass dies System jedenfalls nur sehr wenig von der Wirklichkeit abweicht. Von den wenigen Punkten, die andere Lagen aufweisen, nach denen also grössere Correcturen an den benachbarten Bewegungslinien vorzunehmen wären, sind es nur 13 und 14 der Steinreihe II, bei denen wir Messungsfehler für ganz unwahrscheinlich halten. Es hat den Anschein, als ob die zugehörigen Bewegungslinien an der betreffenden Stelle eine stärkere Ausweichung gegen den Kesselwandferner aufweisen müssten, als es die der Tafel V thun. Spätere Nachmessungen werden hierüber vielleicht Auskunft geben können. Die Lagen der Nummernsteine bei den Kesselwandfernerlinien fallen dagegen wieder ganz gut auf die nach der Tafel zugeordneten Bewegungslinien. Also auch in Bezug auf die Bewegungslinien bestätigen unsere diesjährigen Beobachtungen die Richtigkeit unserer Zeichnungen und der darauf gegründeten Untertheilung des Gletschers.

Die Geschwindigkeiten ergeben sich durchschnittlich um ein siebentel grösser, als die für 1896—98. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, dass seit der Messung von 1898 13 Monate verflossen sind und deshalb eine Correctur um ein Zwölftel vorzunehmen wäre. Wir haben also für die ganze Gletscheroberfläche einen Zuwachs an Geschwindigkeit zu verzeichnen, der sich in besonderem Maasse bei dem Dreikant 2 constatieren lässt. Es lässt sich demnach sagen, dass in kurzer Zeit die Gletscherzunge auch wieder einen Massenzuwachs aufweisen muss. Ob derselbe ausreichen wird, um ein Vorschreiten des Gletscherendes zu bewirken, ist allerdings fraglich, da trotz der Geschwindigkeitszunahme die Einsenkung der Gletscheroberfläche fast durchweg die gleichen Beträge aufweist, wie für die Jahre vorher. Das Gletscherende ist noch immer im Rückgang und die Fig. 16, die als Federzeichnung nach einer Photographie angefertigt wurde, giebt im Vergleich mit Fig. 7 deutlich die Veränderungen zu erkennen, welche seit 1895 am Gletscherende eingetreten sind. Die östliche Wand des Trichters (S. 25) ist fast ganz abgeschmolzen; der Boden ist theilweise blossgelegt und die Schätzung der Tiefe des Loches, wie wir sie s. Z. gegeben hatten (S. 26), ist nahezu bestätigt. Auf der linken Thalseite ist noch ein kleiner Wall totes Eis sichtbar, das von der Hauptmasse des Gletschers durch einen kleinen Wasserlauf abgetrennt wird, welcher sich aus Oberflächenbächen des Gletschers bildet. Die Formen in den Moränenklüften, von denen wir früher sagten, dass sie sich leicht zu solchen Trichtern, wie der beschriebene entwickeln könnten, haben in dieser Bildung weitere Fortschritte gemacht und bestätigen uns, dass ihre Entstehung nur der Zerklüftung zuzuschreiben ist, welche durch die starke Umbiegung der randlichen Partien des Hintereisferners da hervorgerufen wird, wo der Kesselwandferner einfliesst.

Steinlinie I.

1894

	x	y	z	
1	5770·0	11712·7	2466	
2	5765·0	11680·6	2472·9	
3	5758·9	11641·5	2474·1	
4	5752·7	11601·7	2472·2	
5	5746·4	11561·2	2470·6	
6	5740·3	11522·1	2466·5	
7	5733·8	11480·3	2466·9	
8	5727·5	11439·9	2468·7	
9	5723·5	11413·9	2467·2	
10	5716·5	11368·8	2476·9	

Steinlinie I.

1895

	x	y	z	r ₉₄₋₉₅
1	5747·4	11715·1	2462·1	22·8
2	5738·4	11687·2	2466·0	28·4
3	5730·0	11648·0	2468·6	29·9
4	5724·3	11603·4	2466·5	28·8
5	5717·6	11563·0	2465·0	28·9
6	5711·4	11523·7	2461·1	29·0
7	5706·4	11481·4	2463·4	27·5
8	5697·9	11440·5	2462·5	29·6
9	5696·3	11415·5	2460·9	27·3
10	5692·3	11370·9	2469·7	24·3

Steinlinie I.

1896

	x	y	z	r ₉₅₋₉₆
1	5729·0	11719·9		19·0
2	5715·1	11688·7	2460·0	23·5
3	5708·0	11649·0	2463·2	22·0
4	5701·3	11607·2	2462·8	23·1
5	5693·4	11566·7	2460·8	24·5
6	5686·4	11527·9	2456·8	25·3
7	5681·5	11485·7	2458·9	25·2
8	5673·8	11443·7	2458·2	24·3
9	5675·3	11367·1	2463·1	21·7

Steinlinie I.

1898

	x	y	z	r ₉₆₋₉₈
1	5687·2	11721·0	2447·4	41·8
2	5666·3	11695·6	2449·8	49·3
3	5657·2	11655·9	2454·8	51·3
4	5649·8	11615·9	2454·0	59·1
5	5640·1	11572·8	2454·3	53·6
6	5632·2	11533·7	2450·6	54·5
7	5623·5	11492·6	2452·6	58·4
8	5620·2	11449·9	2456·4	54·0
9	5629·0	11426·4	2452·8	46·7

Steinlinie II.

1894

	x	y	z	
1	6203·3	11773·8	2527·9	
2	6212·2	11736·4	2533·6	
3	6220·9	11699·4	2538·4	
4	6229·9	11661·4	2542·2	
5	6238·8	11623·6	2545·6	
6	6247·7	11586·1	2547·8	
7	6256·7	11547·7	2549·9	
8	6265·6	11510·2	2550·0	
9	6274·7	11471·9	2548·8	
10	6283·8	11433·1	2548·2	
11	6295·0	11385·8	2545·3	
12	6303·9	11348·2	2542·8	
13	6312·6	11311·3	2538·0	
14	6319·9	11280·3	2541·0	

Steinlinie II.

1895

	x	y	z	r ₉₄₋₉₅
1	6185·1	11775·0	2521·8	18·4
2	6175·8	11735·3	2527·4	36·5
3	6185·0	11697·7	2532·5	36·0
4	6192·7	11658·8	2536·0	37·3
5	6201·3	11620·1	2539·5	37·7
6	6212·1	11590·1	2541·2	35·7
7	6217·5	11542·6	2543·7	39·5
8	6225·8	11505·2	2543·8	40·1
9	6234·3	11466·0	2542·8	40·6
10	6245·5	11426·2	2542·4	38·9
11	6262·4	11376·7	2542·0	(35)
12	6271·1	11340·9	2537·7	33·6
13	6286·6	11305·3	2534·0	27·0
14	6301·9	11277·4	2538·7	19·0

Pkt. 11 1895
liegt etwas
anders als 1894

Steinlinie II.

1896

	x	y	z	r ₉₅₋₉₆
1	6156·4	11776·4	2516·1	29·0
2	6148·6	11734·7	2523·1	27·3
3	6156·0	11695·6	2527·7	29·1
4	6162·4	11656·1	2531·4	30·4
5	6169·1	11617·4	2535·0	32·3
6	6176·3	11577·8	2536·4	38·0
7	6185·1	11538·6	2538·7	32·5
8	6192·1	11501·0	2538·1	33·8
9	6201·4	11461·6	2537·5	33·0
10	6212·2	11420·3	2537·1	33·5
11	6226·1	11370·6	2534·5	37·1
12	6243·5	11336·9	2533·7	27·9
13	6266·2	11301·7	2530·2	20·5
14	6287·3	11275·4	2535·9	19·7

Steinlinie II.

1898

	x	y	z	r ₉₆₋₉₈
1	6105·7	11758·5	2514·9	53·8
2	6088·0	11743·3	2513·6	60·2
3	6092·2	11694·8	2518·1	60·8
4	6094·1	11653·1	2521·7	58·4
5	6094·0	11614·8	2524·7	75·1
6	6102·3	11574·0	2523·7	75·5
7	6110·7	11529·6	2526·8	75·9
8	6121·5	11494·2	2526·8	71·8
9	6127·8	11451·8	2526·0	75·1
10	6139·2	11408·1	2525·4	74·9
11	6160·4	11366·0	2525·3	66·4
12	6181·5	11333·1	2525·9	62·6
13	6217·3	11304·3	2525·3	49·2
14	6255·4	11263·4	2530·9	33·0

Steinlinie III.

1893

	x	y	z	
2	6539·7	11845·8	2584·2	
3	6558·0	11805·2	2590·8	
4	6575·8	11765·7	2592·1	
5	6594·7	11723·7	2593·8	
6	6613·6	11681·7	2595·3	
7	6632·9	11638·9	2595·2	
8	6652·8	11594·9	2594·3	
9	6672·2	11551·8	2591·9	
10	6691·9	11507·9	2589·2	

Steinlinie III.

1894

	x	y	z	r ₉₃₋₉₄
2	6512·3	11837·4	2575·4	28·7
3	6527·2	11795·5	2581·8	32·4
4	6544·0	11753·7	2585·1	34·0
5	6561·3	11713·1	2586·4	35·0
6	6578·2	11667·4	2588·8	38·4
7	6600·1	11627·5	2588·8	34·7
8	6618·9	11581·6	2587·2	34·6
9	6640·0	11538·6	2586·0	34·8
10	6660·7	11495·3	2583·3	33·6

Steinlinie III.

1895

	x	y	z	r ₉₄₋₉₅
2	6478·5	11825·7	2566·0	35·8
3	6491·0	11784·1	2574·2	38·0
4	6506·0	11741·8	2579·7	39·8
5	6523·9	11701·8	2580·4	39·1
6	6542·1	11656·3	2583·5	37·7
7	6561·5	11614·2	2583·5	40·8
8	6578·4	11565·9	2581·9	43·3
9	6599·3	11522·3	2580·8	43·7
10	6623·5	11481·0	2578·4	39·8
11	6667·5	11415·2	2583·8	—

Steinlinie III.

1896

	x	y	z	r ₉₅₋₉₆
2	6450·0	11819·1	2563·7	29·1
3	6459·5	11776·3	2568·7	32·4
4	6472·8	11730·6	2573·4	35·1
5	6489·5	11690·4	2575·3	36·2
6	6509·0	11645·9	2578·6	34·8
7	6528·1	11602·9	2578·9	31·3
8	6544·8	11553·8	2578·3	35·9
9	6566·0	11509·5	2577·3	35·8
10	6591·7	11469·0	2574·9	34·1
11	6638·3	11403·9	2582·2	—

Steinlinie III.

1898

	x	y	z	r ₉₆₋₉₈
2	6387·2	11803·6	2555·3	[65·7
3	6391·4	11761·6	2556·9	79·5
4	6400·6	11713·3	2562·1	74·3
5	6416·6	11670·3	2565·8	75·6
6	6435·0	11624·3	2569·5	77·1
7	6457·3	11571·8	2561·5	77·3
8	6471·7	11528·1	2571·0	77·5
9	6491·7	11482·5	2574·3	79·1
10	6521·7	11443·8	2568·1	74·4

Steinlinie IV.

1894

	x	y	z	
1	6764·8	12007·0	2599·4	
2	6781·5	11971·9	2607·0	
3	6798·3	11936·9	2612·3	
4	6815·8	11900·5	2614·7	
5	6832·1	11866·5	2615·8	
6	6849·2	11830·7	2618·4	
7	6866·0	11795·5	2619·6	
8	6883·1	11760·0	2620·8	
9	6899·8	11724·9	2619·1	
10	6916·8	11689·1	2617·3	
11	6933·9	11653·8	2614·7	
12	6950·7	11618·8	2613·2	
13	6967·2	11584·2	2613·4	
14	6981·7	11553·9	2617·7	

Steinlinie IV.

1895

	x	y	z	r ₉₄₋₉₅
1				
2	6745·3	11959·9	2601·6	38·0
3	6761·2	11920·9	2608·0	40·4
4	6776·6	11884·7	2610·3	42·3
5	6793·4	11848·6	2609·9	42·9
6	6808·7	11809·8	2613·7	46·0
7	6828·7	11777·1	2614·7	41·7
8	6842·4	11739·3	2614·6	45·9
9	6857·7	11702·3	2613·7	48·0
10	6876·3	11668·7	2611·6	45·7
11	6892·3	11632·9	2609·3	46·8
12	6910·8	11598·4	2607·1	45·1
13	6927·9	11565·3	2609·9	43·9
14	6943·0	11535·4	2614·8	43·2

Steinlinie IV.

1896

	x	y	z	r ₉₅₋₉₆
1				
2				
3	6730·0	11906·5	2604·4	34·4
4	6744·3	11869·2	2607·4	35·8
5	6761·9	11832·8	2608·5	35·3
6	6776·3	11793·1	2610·5	36·7
7	6793·7	11758·2	2611·0	39·8
8	6809·6	11721·8	2610·3	37·2
9	6826·1	11684·6	2609·5	36·3
10	6842·9	11651·4	2607·0	37·6
11	6859·1	11614·9	2605·0	37·8
12	6877·8	11581·7	2602·8	37·0
13	6896·9	11549·9	2606·5	34·6
14	6912·8	11520·3	2611·2	34·7

Steinlinie IV.

1898

	x	y	z	r ₉₆₋₉₈
1				
2	6644·9	11922·2	2585·5	
3	6663·0	11877·4	2596·8	73·1
4	6671·3	11839·9	2598·2	78·7
5	6691·0	11802·6	2600·4	77·1
6	6705·9	11757·6	2602·0	78·8
7	6722·0	11724·3	2599·0	79·3
8	6737·1	11685·5	2600·6	81·3
9	6757·2	11643·9	2599·3	81·9
10	6770·4	11615·7	2598·3	80·8
11	6791·0	11573·5	2595·4	79·7
12	6803·2	11555·0	2593·9	79·2
13	6827·2	11522·1	2602·6	75·0
14	6847·9	11487·5	2608·4	72·7

Steinlinie V.

1894

	x	y	z	
1	7017·4	12148·5	2624·5	
2	7036 0	12114·5	2631·7	
3	7052·4	12084·7	2638·0	
4	7073·6	12045·9	2641·9	
5	7092·5	12012·5	2644·5	
6	7111·4	11976·9	2646·8	
7	7130·4	11942·4	2646·7	
8	7149·0	11908·4	2646·9	
9	7167·4	11874·7	2645·6	
10	7186·2	11840·5	2642·0	
11	7205·0	11806·4	2641·3	
12	7223·5	11772·4	2638·7	
13	7242·4	11738·0	2635·6	
14	7251·4	11721·8	2636·7	
15	7257·6	11710·2	2637·5	

Steinlinie V.

1895

	x	y	z	r ₉₄₋₉₅
1	6979·8	12134·9	2624·1	40·0
2	6998·8	12096·9	2626·5	41·6
3	7013 1	12062·0	2631·0	45·4
4	7028·3	12029·5	2635·8	47·9
5	7049·3	11989·8	2638·5	48·8
6	7067·3	11954·9	2642·7	49·3
7	7089·7	11919·9	2641·4	46·5
8	7106·2	11884·4	2641·8	49·1
9	7125·8	11850·8	2640·1	48·0
10	7145·0	11816·6	2638·2	47·6
11	7164·7	11782·3	2636·1	47·0
12	7183·3	11748·6	2633·7	46·7
13	7204·1	11713·1	2631·2	45·9
14				
15	7223·3	11690·0	2633·9	39·8

Steinlinie V.

1896

	x	y	z	r ₉₅₋₉₆
1				
2	6964·5	12072·5	2620·8	42·1
3	6979·0	12035·9	2625·6	42·9
4	6997·1	11999·7	2629·6	43·1
5	7014·8	11963·3	2632·7	43·5
6	7033·8	11927·6	2634·9	43·2
7	7055·5	11893·3	2636·0	43·3
8	7073·6	11857·6	2637·1	42·2
9	7093·4	11823·2	2636·0	42·6
10	7114·3	11789·4	2634·0	41·0
11	7134·5	11755·3	2632·0	40·5
12	7154·3	11724·8	2629·8	37·5
13	7176·2	11688·3	2630·7	37·3
14				
15	7192·2	11663·3	2629·1	40·9

Steinlinie V.

1898

	x	y	z	r ₉₆₋₉₈
1	6895·2	12077·0	2614·7	—
2	6904·3	12046·8	2614·3	65·5
3	6913·3	12007·6	2618·4	71·5
4	6928·6	11969·0	2622·3	75·1
5	6942·5	11928·3	2623·8	80·4
6	6961·6	11891·8	2626·2	80·6
7	6985·9	11855·0	2627·5	79·4
8	6998·6	11821·2	2628·4	83·4
9	7020·6	11791·1	2628·0	79·5
10	7040·5	11751·4	2625·4	83·0
11	7061·4	11718·0	2624·5	82·1
12	7082·4	11685·5	2622·4	82·1
13	7105·7	11650·4	2618·9	80·0
14	7116·4	11638·7	2617·8	—
15	7125·6	11628·2	2622·2	75·3

Steinlinie VI.

1894

	x	y	z	
1	7249·6	12328·5	2653·0	
2	7260·7	12314·1	2655·1	
3	7284·7	12283·2	2658·5	
4	7312·4	12247·6	2664·7	
5	7333·1	12221·0	2668·5	
6	7357·0	12190·2	2670·5	
7	7380·8	12159·2	2672·0	
8	7404·6	12128·7	2672·4	
9	7428·7	12097·7	2672·4	
10	7451·7	12066·9	2671·5	
11	7477·2	12035·3	2670·7	
12	7501·3	12004·3	2669·6	
13	7524·9	11974·8	2667·2	
14	7543·2	11950·3	2665·6	
15	7557·7	11931·5	2667·4	

Steinlinie VI.

1895

	x	y	z	r ₉₄₋₉₅
1	7223·5	12312·6	2650·6	30·3
2	7226·0	12295·0	2651·5	39·6
3	7249·0	12264·4	2654·0	40·3
4	7271·0	12225·7	2660·7	46·8
5	7289·3	12196·5	2663·4	50·2
6	7314·6	12163·6	2666·8	50·1
7	7338·7	12132·7	2668·6	49·7
8	7362·8	12101·8	2669·2	49·7
9	7385·9	12069·0	2669·0	51·5
10	7411·3	12038·4	2667·7	49·4
11	7436·0	12007·0	2666·1	50·0
12	7461·1	11975·9	2665·3	49·2
13	7484·8	11944·8	2663·2	50·1
14	7502·2	11920·9	2661·4	50·4
15	7515·8	11902·0	2663·5	51·2

Steinlinie VI.

1896

	x	y	z	r ₉₅₋₉₆
1	7200·3	12292·2	2645·9	30·9
2	7206·5	12265·1	2645·0	35·7
3	7214·5	12239·7	2649·3	42·4
4	7238·7	12202·3	2656·0	39·3
5	7256·6	12177·7	2659·5	37·7
6	7282·7	12140·0	2662·6	39·7
7	7306·7	12108·8	2664·4	39·9
8	7331·6	12077·6	2665·9	39·5
9	7354·4	12041·8	2665·4	41·6
10				
11				
12	7431·2	11951·8	2661·8	38·4
13	7455·3	11919·9	2660·0	38·6
14	7475·2	11899·2	2657·8	34·7
15	7491·5	11881·4	2659·3	31·8

Steinlinie VI.

1898

	x	y	z	r ₉₆₋₉₈
1	7144·3	12265·8	2636·6	61·9
2	7136·3	12239·4	2636·5	74·8
3	7142·3	12205·9	2641·3	79·7
4	7161·2	12166·5	2648·1	85·4
5				
6	7202·2	12105·7	2655·7	87·8
7	7227·5	12065·4	2657·2	90·6
8	7254·2	12031·7	2659·0	90·3
9	7277·1	11998·9	2659·0	88·6
10	7300·7	11966·7	2657·9	—
11				
12	7353·9	11902·9	2655·6	91·7
13	7378·4	11869·9	2653·5	92·0
14	7401·6	11845·2	2650·9	91·5
15	7420·1	11832·0	2653·4	87·0

Steinlinie VII.

Steinlinie VII.

1894

1895

	x	y	z		x	y	z	r ₉₄₋₉₅	
1					1	7485·6	12490·6	2670·3	—
2	7537·7	12465·7	2682·3		2	7499·0	12452·2	2676·3	41·1
3	7556·7	12438·7	2688·4		3	7516·5	12416·5	2680·0	45·9
4	7579·4	12406·4	2694·8		4	7540·6	12390·3	2688·0	42·2 ?
5	7602·1	12374·1	2690·0		5	7559·3	12347·4	2690·9	50·5
6	7624·9	12341·6	2699·5		6	7582·9	12314·7	2694·8	49·9
7	7647·3	12309·7	2699·8		7	7605·5	12282·5	2694·2	49·9
8	7669·7	12277·7	2700·3		8	7627·8	12255·8	2694·3	47·3
9	7692·5	12245·3	2700·1		9				
10	7715·7	12212·3	2699·5		10	7672·5	12185·4	2694·3	50·9
11	7737·5	12181·2	2700·5		11	7695·0	12153·1	2695·3	51·0
12	7760·8	12148·1	2701·2		12	7718·1	12120·4	2695·8	50·9
13	7783·1	12116·2	2699·6		13	7740·3	12088·0	2694·7	51·3
14	7808·7	12079·9	2700·7		14	7767·1	12053·8	2695·0	49·1

Steinlinie VII.

Steinlinie VII.

1896

1898

	x	y	z	r ₉₅₋₉₆		x	y	z	r ₉₆₋₉₈
1	7463·8	12479·7	2668·1	24·5	1	7433·5	12453·3	2670·3	40·1
2	7469·3	12435·6	2673·8	34·0	2	7410·6	12391·0	2668·8	73·7
3	7483·8	12396·2	2677·1	38·5	3	7415·1	12350·1	2671·3	82·7
4	7502·0	12362·0	2685·1	47·4 ?	4	7430·0	12313·6	2674·9	86·8
5					5	7451·5	12273·9	2677·6	—
6	7547·7	12291·5	2688·2	42·8	6	7472·0	12242·0	2679·1	90·0
7	7569·8	12258·1	2688·8	43·2	7	7496·7	12204·5	2679·9	90·6
8					8	7516·2	12171·9	2680·0	—
9	7613·8	12193·3	2688·8	94·4	9	7536·8	12143·5	2679·3	91·7
10	7636·1	12161·8	2688·8	43·4	10	7564·5	12104·2	2678·3	91·9
11	7658·4	12128·0	2688·7	44·4	11	7579·9	12073·9	2681·1	95·4
12	7681·9	12096·1	2689·9	43·6	12	7607·0	12042·5	2677·6	92·1
13	7704·6	12062·2	2689·9	44·1	13	7623·7	12023·5	2675·5	89·7
14	7731·9	12029·7	2689·2	42·7	14	7652·5	11980·0	2677·4	84·1

Steinlinie VIII.

1894

	x	y	z	
1	7832·2	12713·2	2715·6	
2				
3	7876·4	12648·4	2725·2	
4	7893·6	12623·5	2727·7	
5	5915·2	12591·9	2729·4	
6	7937·3	12559·3	2730·8	
7	7959·4	12527·2	2731·7	
8	7981·1	12495·4	2731·2	
9	8003·2	12463·2	2730·3	
10	8025·5	12430·6	2730·3	
11	8047·2	12398·9	2730·3	
12	8069·1	12366·9	2729·2	
13	8191·0	12334·9	2725·9	

Steinlinie VIII.

1895

	x	y	z	r_{94-95}
1	7799·6	12691·2	2708·7	39·3
2	7817·1	12657·0	2716·9	—
3	7837·5	12622·7	2720·3	46·6
4	7855·2	12594·0	2722·7	48·4
5	7875·1	12564·7	2725·2	48·5
6	7896·8	12531·9	2726·8	48·9
7	7918·4	12499·3	2728·1	49·6
8	7940·4	12467·0	2727·8	49·4
9	7962·5	12434·4	2727·3	49·8
10	7984·6	12401·7	2726·6	50·1
11	8006·6	12369·8	2726·1	50·0
12	8028·6	12338·1	2725·6	49·7
13	8052·2	12306·2	2723·1	48·3

Steinlinie VIII.

1896

	x	y	z	r_{95-96}
1	7768·7	12676·4	2704·1	34
2	7785·8	12637·5	2713·1	36·9
3	7804·5	12601·3	2715·4	39·3
4				
5	7840·6	12541·9	2621·0	41·3
6	7861·8	12509·2	2723·0	41·7
7	7883·8	12476·3	2724·6	41·5
8				
9				
10				
11	7971·4	12345·4	2723·1	43·1
12	7993·4	12314·5	2721·1	42·4
13	8018·0	12283·4	2719·6	41·1
14	8039·0	12256·8	2718·9	—

Steinlinie VIII.

1898

	x	y	z	r_{96-98}
1				
2	7715·6	12598·2	2702·9	80·5
3	7731·1	12560·3	2706·3	84·1
4	7745·8	12527·0	2708·7	
5	7765·3	12492·1	2711·8	90·3
6	7784·7	12455·9	2714·0	96·8
7	7806·3	12425·2	2715·5	92·8
8	7828·4	12391·9	2715·3	
9	7849·1	12358·8	2713·9	
10	7872·2	12324·8	2714·5	
11	7899·2	12283·9	2714·0	88·7
12	7917·8	12260·1	2713·7	93·1
13	7951·4	12218·8	2713·2	91·2
14	7970·6	12199·3	2711·8	89·4

Kesselwandferner

obere Linie:

Punkt	1895			1896			r 95-96	1897			r 96-98
	x	y	z	x	y	z		x	y	z	
1	6163·4	11091·2	2557·8	6162·3	11121·9	2544·6	33·4	6157·4	11172·5	2526·3	54·2
2	6080·4	11090·1	2558·1	6077·2	11124·4	2545·8	36·6	6067·0	11187·2	2527·2	65·7
3	6047·5	11089·7	2558·5	6042·7	11119·8	2545·2	33·1	6024·7	11175·7	2525·4	62·0
4	6016·4	11089·3	2557·5	6009·2	11113·4	2546·2	27·6	—	—	—	—
5	5989·4	11088·9	2558·4	5986·9	11112·6	2541·2	29·4	5960·0	11144·0	2524·5	44·6

Kesselwandferner

untere Linie:

Punkt	1895			1896			r 95-96	1898			r 96-98
	x	y	z	x	y	z		x	y	z	
1	5901·7	11171·2	2502·1	—	—	—	—	—	—	—	—
2	5920·1	11199·8	2502·7	5909·6	11203·7	2498·0	12·1	5886·0	11207·2	2488·5	25·7
3	5937·4	11226·7	2502·9	5922·8	11233·0	2496·8	17·0	5897·1	11237·8	2488·5	30·8
4	5955·3	11254·5	2505·0	5940·9	11261·0	2500·2	16·5	5908·0	11265·8	2491·9	34·3
5	5986·1	11302·4	2511·9	5966·0	11305·6	2507·4	20·8	—	—	—	—

Firn-Dreikante:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	
1894	x	9289·6	9475·5	9632·8	9827·6	9516·5	9440·5	9606·9	9914·6	10172·0
	y	13932·8	13839·2	13760·0	14095·7	14074·3	14245·4	14263·1	14275·2	14541·4
	z	2855·6	2855·2	2850·7	2880·3	2880·9	2897·1	2912·6	2914·3	2951·1
1895	x	9277·6	9454·8	9613·3	9807·2	9500·0	9427·0	9591·0	9893·5	10133·3
	y	13902·1	13801·0	13723·6	14056·0	14033·9	14208·9	14225·1	14241·1	14521·4
	z	2852·4	2850·7	2847·9	2873·8	2874·6	2892·3	2906·3	2907·5	2954·8
$r_{1894-95}$	33·0	43·4	41·3	44·6	44·5	38·9	41·2	40·1	34·9	

$\begin{matrix} & & x & & y & & z & & r \\ \text{Dreikant } 2: & 1896 & 9438\cdot9 & 13767\cdot9 & 2847\cdot5 & 36\cdot8 \\ & 1898 & 9404\cdot3 & 13683\cdot0 & 2843\cdot6 & 45\cdot9 \end{matrix}$

Mittel $r_{1894-98}$ 43·0.

Steinlinie I.

1899

	x	y	z	r_{98-99}
1	5667·0	11725·6	2437·4	23·0
2	5643·4	11702·6	2439·6	24·8
3				
4	5624·5	11617·7	2446·5	26·4
5	5611·3	11577·4	2442·2	31·6
6	5599·8	11538·2	2440·0	34·4
7	5593·1	11498·2	2443·3	32·3
8	5593·0	11455·7	2443·4	30·4
9	5605·9	11421·1	2443·8	25·4
10	5623·4	11384·5	2450·3	

Steinlinie II.

1899

	x	y	z	r_{98-99}
1				
2	6059·8	11737·2	2507·0	29·6
3	6056·5	11695·3	2508·0	40·3
4	6055·8	11652·7	2510·9	39·8
5	6056·0	11616·7	2511·7	40·2
6	6063·5	11575·1	2514·2	39·5
7	6069·1	11533·5	2516·2	43·1
8	6082·3	11491·3	2518·3	40·5
9	6089·3	11447·8	2517·7	39·6
10	6102·1	11404·8	2517·9	37·9
11	6126·3	11359·6	2518·8	35·3
12	6151·0	11325·8	2518·5	32·1
13	6200·6	11292·0	2520·4	21·3
14	6236·6	11268·0	2528·6	19·0

Steinlinie III.

1899

	x	y	z	r ₉₈₋₉₉
1				
2				
3	6353·9	11755·8	2549·2	38·7
4	6361·4	11705·8	2554·9	40·6
5	6375·6	11661·2	2558·6	42·6
6	6392·6	11617·0	2562·9	43·6
7	6417·6	11576·2	2564·6	41·0
8	6429·6	11518·0	2564·5	43·8
9	6449·7	11472·3	2564·0	44·4
10	6481·3	11434·1	2561·3	42·2

Steinlinie IV.

1899

	x	y	z	r ₉₈₋₉₉
1				
2	6610·5	11909·4	2576·0	38·3
3	6627·3	11863·6	2587·7	39·3
4				
5				
6	6665·3	11739·1	2596·7	44·9
7	6682·2	11706·1	2596·7	43·8
8	6694·8	11665·7	2295·0	47·0
9	6714·3	11629·8	2594·7	45·7
10	6730·2	11597·9	2591·6	44·5
11	6748·4	11563·0	2590·6	44·1
12	6766·8	11534·1	2589·2	42·4
13	6791·0	11504·2	2595·1	41·1
14	6809·3	11476·4	2599·3	41·2

Steinlinie V.

1899

	x	y	z	r ₉₈₋₉₉
1	6858·7	12060·1	2611·0	40·5
2	6866·0	12030·1	2608·6	42·2
3	6873·1	11990·6	2613·2	44·0
4	6888·7	11950·5	2617·2	44·3
5	6898·1	11908·9	2618·6	49·1
6	6919·6	11872·3	2620·9	46·8
7	6941·1	11840·3	2622·0	47·6
8	6955·0	11802·6	2622·7	47·7
9	6981·4	11762·2	2622·8	48·9
10	7000·4	11728·1	2620·8	46·6
11	7020·4	11695·8	2619·8	46·9
12	7041·6	11664·7	2617·5	46·1
13	7066·2	11630·9	2615·9	44·1
14				
15	7087·2	11608·5	2618·5	43·3

Steinlinie VI.

1899

	x	y	z	r ₉₈₋₉₉
1				
2				
3	7106·9	12185·5	2636·2	41·5
4				
5				
6	7161·3	12072·1	2650·0	53·2
7				
8	7212·3	12002·5	2653·3	51·4
9	7232·9	11970·3	2653·4	53·0
10	7257·7	11936·3	2652·5	53·0
11	7284·5	11909·3	2651·8	
12	7312·2	11874·0	2650·1	51·0
13	7336·1	11841·9	2645·8	51·3
14	7361·4	11820·1	2645·7	47·6
15	7380·1	11809·0	2645·7	46·8

Steinlinie VII.

Steinlinie VIII.

1899

1899

	x	y	z	r ₉₈₋₉₉
1	7403'9	12441'6	2668'4	31'9
2	7370'5	12374'5	2662'9	43'8
3	7369'5	12326'8	2665'3	51'6
4	7383'2	12291'1	2665'9	52'7
5	7404'1	12249'3	2671'1	53'7
6	7426'1	12217'3	2673'1	52'5
7	7446'2	12180'6	2673'0	56'3
8	7466'8	12146'3	2673'2	55'9
9	7494'6	12112'9	2672'6	52'6
10	7516'4	12090'0	2671'5	50'6
11	7536'6	12045'3	2669'4	52'6
12	7565'0	12014'6	2669'6	51'1
13	7586'9	11984'9	2667'1	47'4
14	7615'9	11952'8	2669'4	46'3

	x	y	z	r ₉₈₋₉₉
1	7669'3	12622'4	2686'4	
2	7677'4	12571'8	2697'8	48'5
3				
4	7707'0	12499'0	2704'0	48'1
5	7724'5	12464'1	2707'0	50'0
6	7746'5	12428'5	2708'5	49'5
7	7765'9	12393'2	2709'9	52'0
8	7788'0	12356'0	2709'7	54'3
9	7808'0	12321'5	2709'5	55'7
10	7831'5	12290'0	2709'3	53'8
11	7853'5	12255'5	2711'3	53'9
12	7877'0	12225'5	2708'4	53'8
13	7903'5	12193'5	2708'0	54'4
14	7928'5	12170'0	2708'4	50'6

Kesselwandferner

obere Linie:

untere Linie:

	x	y	z	r ₉₈₋₉₉
1	6152,6	11186,8	2514,8	19,1
2	6054,4	11202,7	2515,8	23,0
3	6009,6	11198,2	2514,4	30,0
4	5979,8	11175,3	2516,8	
5	5945,7	11156,6	2513,6	20,0

	x	y	z	r ₉₈₋₉₉
1				
2	5875,0	11211,2	2480,5	14,1
3	5874,6	11240,3	2483,4	23,3
4	5889,4	11270,7	2484,5	19,8
5	5998,1	11307,9	2496,5	

Dreikante

	x	y	z	r ₉₈₋₉₉
2	9390,3	13632,6	2842,2	52,3
3	9540,7	13549,2	2838,7	189,1

1895		Luftstrom	Bewölkung	Gletscher oben			Gletscher unten			Hospiz		
Tag	Zeit			Trockenes Ther- mometer	Feuchtes Ther- mometer	Thaupunkt	Trockenes Ther- mometer	Feuchtes Ther- mometer	Thaupunkt	Trockenes Ther- mometer	Feuchtes Ther- mometer	Thaupunkt
8. Aug.	150 p.	↓	4	4,4	2,9	+1,3	3,8	3,0	+1,3	1,7	-0,6	-3,6
	350 p.	↑	4	3,0	1,1	-0,6	2,6	1,0	-1,1	0,7	-0,3	-1,7
	520 p.	↑	4	5,8	3,8	+1,7	3,9	2,8	+1,7	7,1	5,4	+3,8
9. "	915 a.	↑	0	10,0	6,3	+2,5	8,0	5,0	+1,6	11,8	9,7	+8,0
	605 p.	↑	0	5,9	3,9	+1,7	4,6	3,0	+1,2	12,5	9,1	+7,3
13. "	1015 a.	↓	0	10,3	8,2	+7,6	6,8	5,0	+3,1	6,6	5,4	+4,2
	520 p.	↓	4	4,9	3,1	+1,0	3,4	2,1	+0,4	6,3	4,9	+3,8
14. "	20 p.	↑	4	6,7	2,6	-3,0	5,4	2,2	-1,9	—	—	—
	615 p.	↑	4	3,2	0,2	-4,0	2,3	0,05	-3,0	—	—	—
15. "	320 p.	↑	4	2,3	1,0	-0,5	2,0	1,0	-0,5	2,3	-0,8	-1,3
	55 p.	↑	4	1,6	0,3	-1,3	2,2	0,1	-2,8	-0,8	-2,9	-6,5
16. "	1230 p.	↓	2	4,4	1,9	-1,0	4,2	2,2	-0,2	2,2	1,5	+0,7
	425 p.	—	Rg. ▲ ≡	1,4	1,0	+0,7	1,4	0,7	+0,3	-3,0	-3,5	-4,0
17. "	910 a.	↑	0	8,8	5,0	+0,7	7,8	4,9	+1,8	-2,2	-3,8	-6,5*
	55 p.	↑	0	4,2	1,7	-0,5	3,6	1,2	-2,0	2,3	1,2	-0,3
19. "	745 a.	↑	0	4,8	2,1	-1,3	4,3	2,0	-0,7	—	—	—
	545 p.	↑	0	8,6	4,2	-0,7	6,4	3,1	-1,0	—	—	—
20. "	750 a.	↓	0	5,8	2,5	-0,5	5,1	2,6	-1,3	-0,6	-3,1	-10,0
	845 a.	↓	0	7,5	4,3	+0,7	6,9	4,4	+1,6	6,4	4,0	+1,2
	420 p.	↑	0	10,0	5,0	-0,7	7,4	3,8	-0,5	18,4	12,5	+8,2
21. "	825 a.	↑	0	8,2	4,5	0,0	6,6	4,2	+1,5	5,0	1,4	-3,3
	1045 a.	↑	0	8,7	4,2	-1,0	5,2	2,6	-0,8	10,2	5,2	-0,7
	440 p.	↑	1	6,4	3,8	0,0	4,3	2,4	+0,1	17,1	11,5	+7,2
22. "	550 a.	↓	0	4,8	2,9	0,0	3,2	2,0	+0,5	4,4	1,7	-1,7
	440 p.	↓	2	6,6	3,8	+0,3	5,0	3,0	+0,7	16,7	11,2	+7,7
23. "	945 a.	↓	0	7,8	4,7	+1,3	6,1	3,8	+0,7	10,5	6,2	+1,5
	130 p.	↓	0	10,2	6,6	+3,0	6,6	4,2	+1,5	14,8	8,0	+1,0
	335 p.	↓	0	8,4	5,2	+1,5	6,0	3,5	+1,5	13,2	7,2	+1,0
	510 p.	↓	0	7,6	4,2	+0,3	4,2	2,2	-0,2	15,4	9,4	+3,8
	60 p.	↓	2	5,9	2,8	-2,7	3,8	1,7	-0,9	13,7	7,7	+1,5
24. "	945 p.	↓	1	7,5	4,6	+1,3	6,4	4,0	+1,1	9,2	5,0	0,0
	1120 p.	↓	1	7,2	4,6	+1,2	6,4	4,2	+1,7	10,4	6,7	+2,7
	25 p.	↓	2	7,5	4,8	+1,7	6,2	3,9	+1,5	14,4	9,9	+6,2
	50 p.	↓	2	6,5	4,4	+2,5	4,9	3,2	+1,4	14,0	9,5	+6,2
25. "	930 a.	↑	4	7,4	4,2	+0,3	5,5	3,5	+1,0	7,2	5,7	+4,0
	1230 p.	↑	4 Rg.	3,2	2,6	+2,4	2,8	2,2	+1,5	0,4	-0,8	-1,3
26. "	855 a.	↑	0	7,0	3,0	-2,0	6,7	4,4	+2,0	4,2	1,5	-2,0
	1220 p.	↑	0	6,4	2,5	-2,7	4,8	1,0	-4,5	11,4	5,2	-1,0
	415 p.	↑	0	7,4	3,7	-1,3	4,1	1,8	-1,0	14,2	9,2	+4,5
	550 p.	↑	0	7,9	4,2	-0,3	3,3	1,5	-0,7	6,7	4,0	+1,0
27. "	910 a.	↓	0	8,8	4,4	-1,3	7,3	3,9	-0,1	12,0	6,7	+1,3
	145 p.	↓	0	8,2	4,2	-0,3	5,0	2,6	-0,5	14,6	9,8	+5,6
	30 p.	↓	0	8,4	5,2	+1,5	5,4	3,2	+0,7	15,2	10,4	+6,4
	450 p.	↓	3	5,6	3,7	+1,5	4,2	2,6	+0,3	10,9	7,3	+3,7
28. "	95 a.	↑	4	6,4	4,1	+1,5	5,7	3,0	-0,3	8,4	4,9	+1,0
	100 a.	↑	4	6,4	3,6	0,0	5,5	3,0	0,0	9,7	6,1	+3,3
	445 p.	↑	2	7,0	4,0	0,0	5,6	3,2	+0,3	9,7	6,7	+3,7
	545 p.	↑	1	8,6	4,8	+0,3	5,4	3,6	+2,5	8,0	6,5	+3,7
29. "	70 a.	—	0	6,1	1,7	-4,5	4,7	1,9	-1,7	0,9	-3,3	-14,0
	630 p.	↑	0	6,4	3,0	-1,5	4,8	2,2	-1,0	8,7	4,3	-1,0
30. "	635 a.	↓	0	4,8	-0,6	-10,0	2,0	-0,1	-3,3	4,0	-2,3	-18,0
	730 p.	↓	0	7,8	4,0	-0,5	5,3	2,3	-1,7	10,8	5,7	-0,3
31. "	1035 a.	↓	0	11,7	4,3	-6,0	8,2	3,6	-2,0	15,2	8,0	+0,3
	715 p.	↑	0	6,9	4,2	+2,5	5,2	3,3	+1,2	6,0	3,9	+1,5
1. Sept.	1255 p.	↑	0	9,6	5,7	+1,5	7,2	4,4	+1,3	17,4	11,5	+6,7

* Schnee auf dem Gletscher.