

III.

DIE GLETSCHER DES SAREKGEBIRGES
UND IHRE UNTERSUCHUNG

EINE KURZE ÜBERSICHT

VON

AXEL HAMBERG

MIT 4 TAFELN

STOCKHOLM

KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER

1910

101875

Inhalt.

| | |
|--|-----|
| Einleitung | 4. |
| Die klimatischen Bedingungen der Gletscher | 5. |
| Die topographischen Bedingungen der Gletscher und die Gletschertypen | 6. |
| Die Talgletscher | 7. |
| Plateaugletscher | 9. |
| Die Hängegletscher | 11. |
| Die Moränen | 12. |
| Die Schneeakkumulation im Sammelgebiet | 13. |
| Methode | 13. |
| Bestimmungen | 15. |
| Bestimmungen der Abschmelzungsgeschwindigkeit | 16. |
| Die Bewegungsgeschwindigkeit der Gletscher | 21. |
| Die Regeneration der Gletscher | 24. |
| Struktur der Gletscher | 24. |
| Die Schwankungen der Sareker Gletscher | 25. |

Einleitung.

Der Generalsekretär des XI. internationalen Geologenkongresses Professor J. G. ANDERSSON hat mich aufgefordert, im Zusammenhang mit den von der schwedischen geologischen Landesanstalt unterstützten Gletscheruntersuchungen in den Hochgebirgen von Jämtland, Lycksele Lappmark, Sulitelma und Torne Lappmark für die Gletscherpublikation des Kongresses auch eine Übersicht der von mir betriebenen Untersuchung über die Gletscher des Sarekgebirges zu liefern. Diese Untersuchung wurde vor jetzt vierzehn Jahren begonnen und ist eigentlich für eine besondere Publikation, »Naturwissenschaftl. Untersuchungen des Sarekgebirges«,¹ bestimmt. Einige vorläufige Mitteilungen über die Gletscher des Gebietes, die Parallelstruktur des Gletschereises und die Methoden der Gletscheruntersuchungen sowie die endgiltige Arbeit über die Eigenschaften der Schneedecke sind seitdem erschienen.² Das noch nicht veröffentlichte Material liegt noch meist unbearbeitet, und es ist mir nicht möglich, eine vollständige Bearbeitung desselben bei dieser Gelegenheit fertigzubringen. Mein Bericht muss sich deshalb darauf beschränken, eine kurze Übersicht der schon veröffentlichten Resultate nebst den Nachträgen zu geben, die ich ohne grösseren Zeitaufwand aus dem bearbeiteten Material schöpfen kann.

Das Sarekgebirge ist die ausgedehnteste Hochgebirgsgegend in Schwedisch-Lappland. Ihr Areal beträgt etwa 2,000 km². Innerhalb dieses Gebietes kommen etwa 100 selbständige Gletscher vor.

Eine zuverlässige Karte über das Hochgebirgsgebiet ist in Arbeit. Ehe diese fertig wird, kann das Areal der Gletscher nicht angegeben werden. Von einem geringeren Teil des Gebiets, nämlich von dem beschränkteren Bergmassiv, dessen höchste Spitze der Sarek-

¹ Erschienen bei C. E. FRITZE, Stockholm, und R. FRIEDLÄNDER & Sohn, Berlin.

² Die betreffenden Arbeiten sind hier zusammengestellt und mit Nummern versehen, die ich der Kürze wegen im folgenden für die Zitate benutze.

1. Om Kvikkjokksfjällens glacierer. — Geol. Fören. Förh., Bd. 18. Stockholm 1896.
2. Om Kvikkjokksfjällens glacierer. Förelöp. meddelande N:o 2. — Ibidem, Bd. 19. 1897.
3. Sarjekfjällen, en geografisk undersökning. — Ymer, Bd. 21. Stockholm 1902.
4. Zur Technik der Gletscheruntersuchungen. — Comptes rendus IX. Congrès geol. internat. de Vienne 1903, Bd. 2. 1904.
5. Die Eigenschaften der Schneedecke in den lappländischen Gebirgen. — Naturwiss. Untersuchungen d. Sarekgebirges in Schwedisch-Lappland, Bd. I, 3. Stockholm 1907.
6. Über die Methoden der Bestimmung der Gletscherenden und die Schwankungen der Sareker Gletscher in Schwedisch-Lappland. — Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. 3. Berlin 1908.
7. Die Geomorphologie und Quartärgeologie des Sarekgebirges. — Geol. Fören. Förh., Bd. 32. 1910.
8. Über die Parallelstruktur des Gletschereises. — IX. Congrès internat. de Géographie. Compte rendu, Bd. II. Genève 1910.

tjåkko ist, nahm ich schon im Sommer 1895 eine flüchtige Kartenskizze auf, die auch dieser Abhandlung beigelegt ist (Taf. 3). In diesem Bergmassiv nehmen die Gletscher etwa 20 % des ganzen Areals ein.

Die klimatischen Bedingungen der Gletscher.

Die atmosphärischen Niederschläge sind im allgemeinen in Schwedisch-Lapland nicht gross und betragen auf dem ausgedehnten Flachlande im Osten jährlich nur etwa 40 cm, von denen der grösste Teil als Regen im Sommer und Herbst fällt. Im Hochgebirge vergrössern sich die Niederschläge ganz beträchtlich, und da die Temperatur der Luft gleichzeitig fällt, tritt ein bedeutender Anwachs des als Schnee fallenden Niederschlags ein. Die Gesamtmenge von Schnee und Regen beträgt schon in 1,000 m Höhe über dem Meere etwa 75 cm und dürfte in 1,500—2,000 m Höhe ü. d. M. 200—300 cm Niederschlagsmenge erreichen (3, S. 259).

Bei 1,500 m fällt der Niederschlag selbst im Sommer nur ausnahmsweise als Regen, bei 2,000 m ist Regen eine Seltenheit. Bei der letzteren Höhe kommt auch eine ganz intensive Rauhrostbildung vor (5, S. 21), bei welcher der atmosphärische Wasserdampf sich direkt in erstarrenden, an den Boden festklebenden Tropfen ausscheidet. Der Betrag des Rauhrostes dürfte in 2,000 m Höhe nicht viel geringer sein als derjenige des Schnees. Die vertikale Mächtigkeit der Zone, innerhalb deren die Rauhrostbildung eine Rolle spielt, ist aber nicht gross, sie dürfte kaum mehr als etwa 300 m betragen.

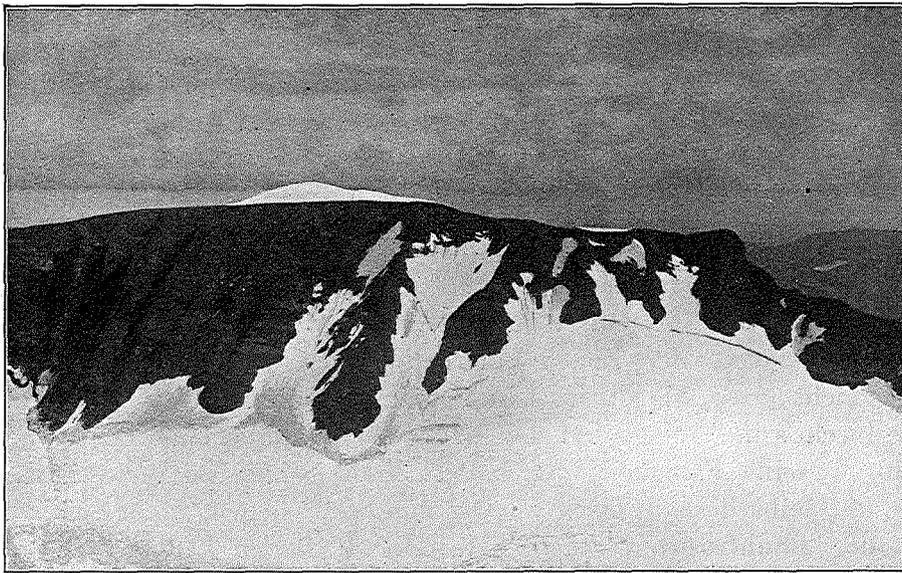
Ausser durch seine Menge hat der Rauhrost für die Schneebedeckung eine grosse Bedeutung durch seine Fähigkeit, den kalten, losen Schnee zu verfestigen. Der Schnee der hohen Gipfel bleibt deshalb meist an Ort und Stelle liegen, wo er gefallen ist, während er unterhalb der Rauhrostzone an den windigen Stellen häufig wegweht, um an den windgeschützten wieder niederzufallen. An den hohen Gipfeln würde sich also der gesamte klimatische aus Schnee und Rauhrost bestehende Niederschlag viel vollständiger ansammeln als an den niedrigeren Bergen und Berglehnen.

Der Rauhrost scheidet sich nicht nur auf dem flachen Boden aus, sondern überall auch an vertikalen Wänden und vorzugsweise an in die Luft hinausragenden Gegenständen. Eine auf einem Gipfel errichtete Stange wird während eines Sturmes mit Rauhrost vollständig überzogen, jedoch nicht gleichmässig, sondern die Ausscheidung wächst in der Horizontalebene von der Leeseite nach der Windseite der Stange und in der Vertikal ebene von dem unteren nach dem oberen Ende zu. So lange die Kälte andauert, bleibt der Rauhrost sitzen, beim ersten Tauwetter fällt er aber herunter.

In der Abhandlung über »die Geomorphologie und Quartärgeologie des Sarekgebirges« (7) habe ich hervorgehoben, dass es zwei verschiedene Arten von Gipfeln gibt: die hohen flachen Gipfel und die hohen spitzen Gipfel. Der Rauhrost und der etwas verfestigte Schnee, die an den steilen Abhängen den Winter hindurch fest sitzen bleiben, rutschen dann am ersten warmen Frühlingstage als Lawinen herunter. Auf der oberen Fläche der hohen flachen Gipfel liegt dagegen die Decke von Schnee und Rauhrost ruhig

und verdünnt sich erst allmählich durch Schmelzen und Verdunstung. Die Oberfläche der meisten hohen flachen Gipfel trägt im allgemeinen noch im Spätsommer eine Schneedecke. Wenigstens zwei Gipfel, der Ruopsoktjåkko und der Lanjektjåkko, tragen noch am Ende der wärmsten Sommer grosse Schneeflecke auf ihren Spitzen (Fig. 1). Diese hohen Gipfel ragen also etwas über die tatsächliche Schneegrenze empor. Da aber auch von ihnen wahrscheinlich beträchtliche Schneemassen im Winter weggefegt werden, so müssen sie gewiss ziemlich hoch über die klimatische Schneegrenze sich erheben.

Wo diese letztere liegt, lässt sich nicht sicher bestimmen (5, S. 46), weil unterhalb der Raufrostzone der Wind im Winter sein freies Spiel mit der Schneedecke treibt und den Schnee von den windigen Stellen weggefegt, um ihn an den windstillen wieder abzulagern.¹ Der Wind konzentriert also den Schnee in Vertiefungen und an den Lee-



Verf. phot. 4. Aug. 1896.

Fig. 1. Ruopsoktjåkko, ein hoher flacher Gipfel mit Raufrostschneemütze.

seiten von Erhabenheiten. Ein grosser Teil der Schneemenge wird in den Akkumulationsgebieten der Gletscher, die im allgemeinen einen vorzüglichen Windschutz darbieten, konzentriert, der grösste Teil bildet die zahlreichen Schneeflecke, die im Sommer an den Berglehnen in allen Höhen über der Waldgrenze angetroffen werden.

Die topographischen Bedingungen der Gletscher und die Gletschertypen.

Wegen des Einflusses des Windes auf die Ablagerung des Schnees spielen die topographischen Verhältnisse eine entscheidende Rolle für die Entstehung der Gletscher. Nach

¹ Vergl. jedoch die Angabe über die vermutliche Schneegrenze mit Hilfe der Schneefelder auf der Älkatj-Telma-Hochebene.

den topographischen *Formen* richten sich die Formen der Gletscher hauptsächlich. Die *Morphologie der Gletscher* steht also in engstem Zusammenhang mit der *Geomorphologie*. Die hier in Betracht zu ziehenden topographischen Elemente sind folgende (3 u. 7):

1) Die Fragmente von Ebenen auf den hohen Gipfeln.

2) Ebenen, breite Täler und Talleisten in einer Höhe von etwa 900—1200 m. Sie scheinen in genetischer Verbindung mit den das Hochgebirge umgebenden Gebirgs-ebenen zu stehen.

3) Jüngere Haupttäler, die das Element 2 durchschneiden. Die Böden dieser Täler liegen in den peripherischen Teilen des Gebietes in 500—600 m Höhe, an den Talwasserscheiden steigen sie bis zu etwa 900 m und in den kleineren Haupttälern noch höher. Diese Haupttäler verzweigen sich und bilden ein Netzwerk, das das Sarekgebirge in etwas mehr als ein Dutzend grössere Bergmassive zerteilt.

4) Jüngere Nebentäler, die in die Bergmassive mit ihrer Längsrichtung etwa senkrecht zur Peripherie der letzteren eingeschnitten sind. Wegen der glazialen Übertiefung der Haupttäler erscheinen die Nebentäler oft als hangend. Die Höhen ihrer Mündungen schwanken etwa zwischen 900 und 1400 m ü. d. M. Sie sind oben fast stets geschlossen und von den steilen Wänden der Gipfel begrenzt. Diese Täler verzweigen sich verhältnismässig selten nach oben, am häufigsten sind sie in ihrem ganzen Lauf gleichbreit (vergl. die Karte auf Taf. 3).

Die Talgletscher.

Die allermeisten Gletscher des Sarekgebirges liegen in den jüngeren Nebentälern, deren oberster zirkusförmiger Teil einen vorzüglichen Windschutz bietet. Diese Gletscher erhalten Schneematerial sowohl durch direkte Schneefälle als durch Niederwehen des Schnees von den umgebenden Bergwänden, sowie durch Schnee- und Raufrostlawinen von denselben.

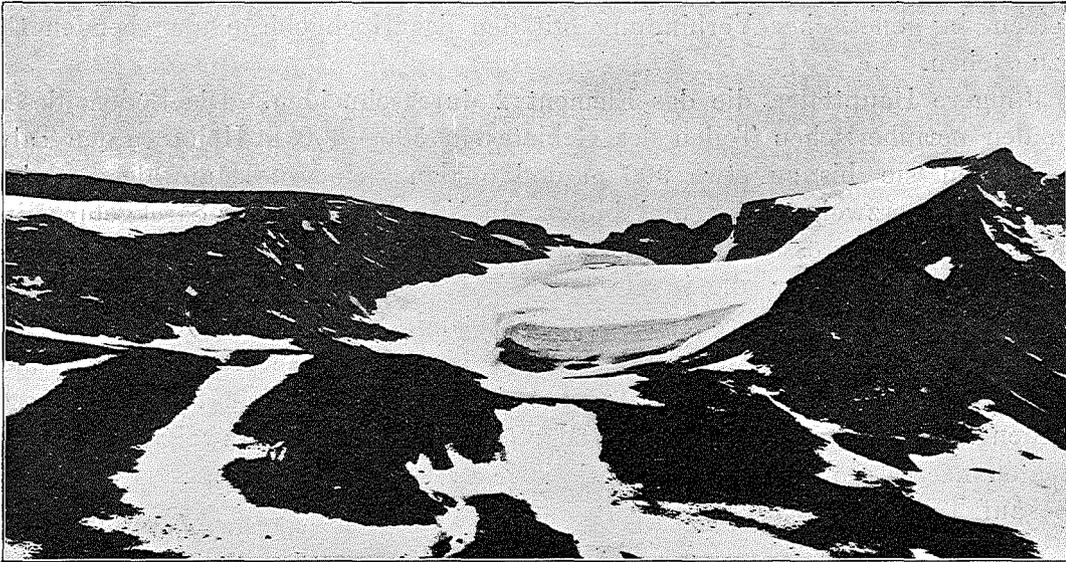
Die jüngeren Nebentäler sind von sehr verschiedener Grösse. Ihre Länge schwankt zwischen etwa einigen hundert m und 5—6 km, ihre Breite erreicht im Tale des Pärte-



Fig. 2. Der Tjågnorisgletscher.

Verf. phot. 25. Juli 1895.

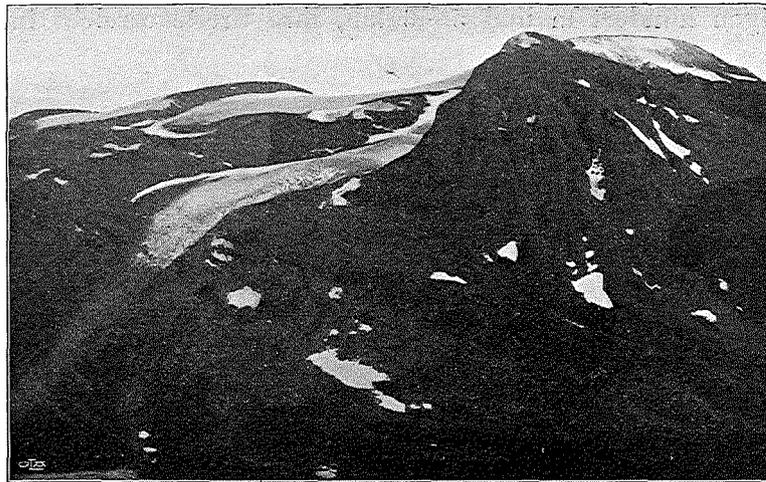
gletschers sein Maximum mit 2 km. (Taf. 1). Je nach der Grösse des gletschertragenden Tales kann man die Gletscher in Talgletscher engeren Sinnes (Fig. 2 und Taf. 1 und 2) und Kargletscher (Fig. 3) einteilen. So lange und schmale hochliegende Täler wie



Verf. phot. 11. Juli 1909.

Fig. 3. Kargletscher auf dem Südostabhang-des Skaitetjäcko.

in den Alpen fehlen in Lappland. Die Gletscher werden deshalb in Lappland verhältnismässig kurz und breit, z. B. der Pärtegletscher (Taf. 1).



Verf. phot. 22. Aug. 1896.

Fig. 4. Der Skärvagletscher, ein Talgletscher mit hangendem Ende.

Wenn die Gletscher ausserhalb der Täler, wo sie gebildet worden sind, vordringen, so werden die Formen der Gletscherenden durch die ausserhalb der Talmündung vorhandene Topographie beeinflusst. Die gletschertragenden Nebentäler können in Bezug auf das Haupttal entweder gleichsohlig oder hangend münden. Die Nebentäler können auch ausnahmsweise direkt in die Gebirgsebene einmünden. Je nach diesen Verhältnissen erhält man folgende drei Typen der Talgletscher:

- a) Normale Talgletscher (Taf. 1 und 2).
- b) Talgletscher mit hangenden Enden (Fig. 4).
- c) Talgletscher mit Plateauenden (Fig. 5).



Verf. phot. 19. Aug. 1895.

Fig. 5. Das auf die Gebirgsebene hinausgehende Ende des Suotasgletschers.

Letzterer Typus ist mit dem Piedmont-Gletschertypus verwandt. — Für den Typus 2 ist das reichliche Vorkommen von Spalten in dem ziemlich steil hangenden Ende charakteristisch.

Plateaugletscher.

Das topographische Element 2, das aus Ebenen, breiten Tälern und Talleisten besteht, steigt in dem flachen Gebirgsmassiv Telma-Ålkatj bis zu 1300—1400 m empor, wo es eine schwach undulierende Hochebene von ungefähr 30 km² bildet. Diese Ebene wird nur im Westen von höheren Gipfeln überragt. Nach Norden schießt davon eine Tal-

senke, nach Osten zwei in den Rapadalen herunter. Diese Ebene wird von ausgedehnten, fast zusammenhängenden und horizontalen Schneefeldern bedeckt, von denen Gletscherzungen in wenigstens zwei der drei genannten Talsenken herabhängen. Da diese gletschererzeugenden Schneefelder nur an einer Seite von Gipfeln überragt werden und ausserdem die beträchtliche Breite von etwa 5 km haben, können für die Akkumulation des Schnees hier weder das Herunterwehen des Schnees von den Gebirgswänden noch Lawinen eine wesentliche Rolle spielen. Fast die ganze Schneemenge muss hier autochthon, nicht um-



Verf. phot. 25. Juli 1895.

Fig. 6. Die plateauartigen Gletscher auf dem Älkatj, vom Tjågnoris aus gesehen.

gelagert, sein. Wir können hier also einen Maximalwert der klimatischen Schneegrenze des Sarekgebirges erhalten. Diese Grenze kann nicht über 1350 m liegen.

Die Älkatj-Telma-Schneefelder mit den von ihnen ausgehenden Gletscherzungen erinnern sehr an den norwegischen Gletschertypus oder Inlandeistypus. Eine rein konvexe Oberfläche wie diese haben die Älkatj-Telma-Schneefelder aber nicht, sondern sie liegen in schwachen Senkungen, die indessen von den Schneemassen fast ausgeglichen sind. Die Ähnlichkeit mit dem Inlandeistypus ist deshalb gross, aber nicht vollständig, weswegen wir uns darauf beschränken müssen, den Typus als Plateaugletscher zu bezeichnen.

Die Hängegletscher.

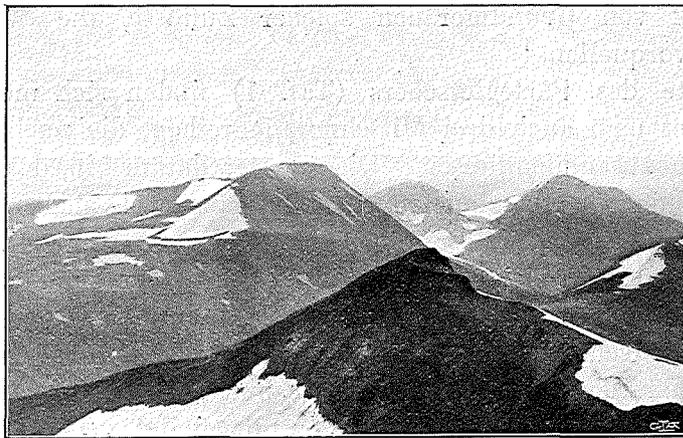
An den Abhängen mehrerer hoher Gipfel, wie an der SW-Seite des Stuor Nijak und des Akatjåkko, kommen kleine Gletscher, die auch von keinen Seitenwänden geschützt



Verf. phot. 9. Juli 1896.

Fig. 7. Hängegletscher auf dem Südostabhang des Akatjåkko.

werden, vor. Sie können als Hängegletscher bezeichnet werden. Wegen ihrer bedeutenden Höhe und freien Exposition dürften sie beträchtliche Beiträge von Raufrost zu ihrer



Verf. phot. 3. Sept. 1901.

Fig. 8. Kegelmantelförmiger Hängegletscher auf dem Südostende des Tjatja.

Ernährung erhalten. Die meisten von diesen Gletschern befinden sich aber keineswegs auf einer ganz ebenen Neigung oder einer kegelmantelförmigen Unterlage, sondern in

Senkungen, die zwar für das Auge fast unmerklich sind, aber doch vielleicht eine Akkumulation durch den Wind begünstigen können.

Diese sämtlichen Gletscher, die nicht als Nebenflüsse grösserer Gletscher anzusehen sind, endigen sehr hoch. Der Hängegletscher auf dem Akatjåkko endigt hoch über dem Akkumulationsgebiet des Akagletschers.

Es gibt aber im Sarekgebirge einen Hängegletscher, der entschieden in keiner Senkung liegt. Es ist dies der Tjatjagletscher, der die weniger häufige Form eines Kegelmantels hat, welcher das SE-Ende des Tjatjakammes überkleidet. Trotz der konvexen Form ist es aber nicht ausgeschlossen, dass dieser Gletscher eine für die Windakkumulation des Schnees günstige Lage hat. Der wichtigste Sturmwind in der Gegend ist nämlich der NW-Wind. Für diesen bietet das SE-Ende des Gebirgskammes einen guten Schutz.

Die Moränen.

Unter den Moränenbildungen der Sareker Gletscher bieten die Mittelmoränen und die Endmoränen ein besonderes Interesse dar.

Mittelmoränen, die bis zum Zusammenfluss zweier Gletscherströme verfolgt werden können, kommen im Sarek — vielleicht mit zwei unbedeutenden Ausnahmen — nicht vor. Dazu sind die Zuflüsse zu kurz. Diese befinden sich nämlich noch beim Zusammenfluss im Akkumulationsgebiet, wo die Seitenmoränen immer noch in Schnee begraben sind.

Sämtliche Mittelmoränen der Sareker Gletscher quellen als Innenmoränen hervor. Man findet sie aber im allgemeinen nicht da, wo man sie erwarten sollte, wenn sie von den Seitenmoränen zweier zusammenfliessender Gletscherströme herrührten. Sie treten dagegen unterhalb seitlicher Zuflüsse meistens ganz unvermittelt auf (Taf. 1 und 2). Sie machen deshalb den Eindruck von Grundmoränen solcher Zuflüsse, die am Kontakte mit dem grossen Gletscher hervorquellen.¹

An der Südseite des Pärtegletschers (Taf. 1) finden sich mehrere kurze Nebengletscher. Dafür findet man auch drei Mittelmoränenreihen, die nach unten konvergieren und zuletzt vollständig zusammenfliessen. Dies deutet darauf hin, dass die zwischen ihnen liegenden Eismassen hier ihr Abschmelzungsgebiet haben. Deshalb werden die drei auf dem grossen Gletscher liegenden Endmoränen der Zuflüsse zu einer zusammengeschoben.

Die Endmoränen der Sareker Gletscher bilden meistens ziemlich regelmässige konzentrische Bogen um den unteren Gletscherrand. Die Zahl der Bogen ist an verschiedenen Gletscherrändern sehr verschieden. Diese rezenten Moränen kommen aber nur in der unmittelbaren Nachbarschaft des Gletscherrandes vor und zwar höchstens 200—400 m unterhalb desselben. Die Endmoränen, die man weiter unten findet, gehören einem ganz anderen System von Gletscherströmen an als die jetzigen und bezeichnen keine Vorstossperioden der letzteren (7). Die Inlandeisreste, die im Hochgebirge lagen, sind in den Haupttälern vollständig abgeschmolzen und haben sich im allgemeinen nicht in die jetzt gletscher-

¹ Hinsichtlich ausführlicherer Darstellungen dieser Frage siehe 3, S. 82.

tragenden Nebentäler zurückgezogen. Das System der Endmoränen der Haupttäler ist deshalb im allgemeinen nicht mit demjenigen der Nebentäler konform, sondern von diesem unabhängig und häufig demselben entgegengesetzt.

Die Schneeakkumulation im Sammelgebiet.

Die Methode.

Der jährliche Überschuss von Schnee im Akkumulationsgebiet der Gletscher ist die Ursache ihrer Entstehung. Obgleich die Kenntnis von dem Betrage dieses Überschusses von fundamentaler Bedeutung ist, sind die hierhergehörigen Angaben sehr spärlich und wegen des Mangels rationeller Methoden im allgemeinen wenig zuverlässig. Es schien mir deshalb der Versuch lohnend, auf den Sareker Gletschern solche Bestimmungen auszuführen.

Mit den gewöhnlichen Formen von Regenmessern, die ein Sammelgefäß enthalten, können solche Bestimmungen nicht gemacht werden, denn erstens ist der gesamte Niederschlag für die Entstehung des Gletschers von keiner Bedeutung, zweitens müsste ein Regenmesser unaufhörlich aus dem Schnee ausgegraben und wieder auf der Schneeoberfläche aufgestellt werden. Solche Bestimmungen könnten jedenfalls nicht ohne ganz bedeutende Mühe im Sarekgebirge ausgeführt werden, das so weit von allen Menschenwohnungen abliegt. Ich habe es deshalb mit Vorrichtungen ganz anderer Art versucht (4).

»Die ersten von mir an lappländischen Gletschern benutzten Akkumulationsmesser waren aus Bambus angefertigt. Zwei Bambusse wurden kreuzweise auf die Oberfläche des Schnees gelegt, am Kreuzungspunkte wurde das vertikale Rohr, mit welchem die Messungen angestellt werden sollten, befestigt und in der vertikalen Stellung durch Stage aus dünnem Drahtseil festgehalten, welche an den mit Steinen beschwerten Enden des Bambuskreuzes festgebunden waren. Der vertikale Bambus war, wenn eben aufgestellt, 5—8,5 m lang. Die längsten Bambusrohre benutzte ich in den höchsten Teilen des Akkumulationsgebietes, die kürzeren in den niedrigeren Teilen, wo die Akkumulation geringer ist. In Abständen von etwa 1,6—2 m waren Marken angebracht, um die Messungen zu erleichtern.»

An zweien der grössten Gletscher des Sarekgebirges machte ich nun — mit wechselndem Glück — in den Jahren 1899—1903 Bestimmungen der Schneeakkumulation mit solchen Ständern von Bambus. Die Benutzung der Bambusse für diesen Zweck zeigte sich indessen mit mehreren Übelständen verbunden. »Wenn trocken sind die Bambusse sehr fest, nicht mehr aber in feuchtem Zustande. Bei wiederholtem Trocknen und Durchnässen bersten sie bald und werden auch dadurch weniger fest.» Mehrere Ständer von Bambus fand ich nicht wieder, wahrscheinlich weil sie abgebrochen waren. »Die Drahtseilstage sind insofern unzweckmässig, als sie dem Zusammensinken des Schnees im Wege stehen und dabei zerreißen können. Ein dritter Übelstand besteht darin, dass das vertikale Rohr nicht leicht verlängert werden kann. Ist es zu kurz, um sicher für ein ferneres Jahr zu reichen, so muss man einen ganz neuen Ständer aufstellen.»

Im Sommer 1903 ging ich zu Akkumulationsständern aus einem ganz anderen Material über, nämlich aus Stahlröhren von derselben Sorte, wie sie für Fahrräder benutzt wird. Solche Stahlröhren sind kaum schwerer und etwa ebenso fest wie neue Bambusse, bersten nicht bei wiederholtem Nasswerden und Trocknen und sind leichter als diese durch Ansetzen eines neuen Stückes zu verlängern.

Zwei 3 m lange Röhren bilden den Fuss, durch eine Vorrichtung aus Schmiedeeisen wird die vertikale Röhre daran befestigt. Diese besteht zunächst aus einem 4 m langen Stück. An das Ende können sowohl andere gleichweite Röhrenstücke als auch

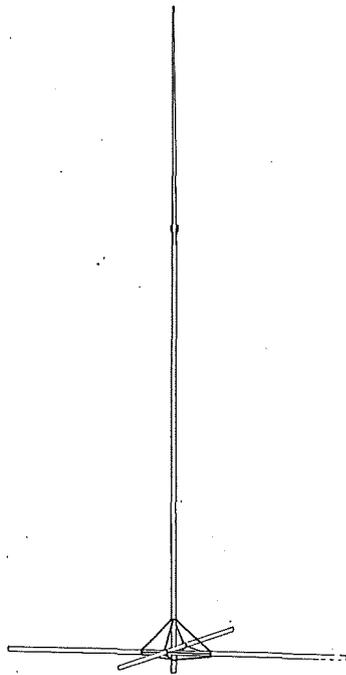


Fig. 9. Neu aufgestellter Akkumulationsmesser aus Stahlröhren.

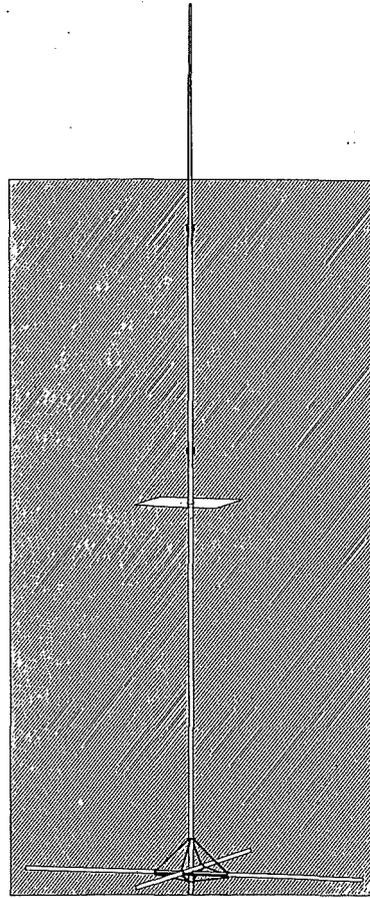


Fig. 10. Derselbe Messer im dritten Sommer.

(Zum Teil perspektivisch, zum Teil im Durchschnitt. $\frac{1}{67}$ der nat. Grösse.)

ziemlich leichte konische Spitzen von 2—3 m Länge angefügt werden. Die Spitzen sind nicht — wie im Bilde — gleichmässig konisch, denn derartige würden schwierig herzustellen sein, sondern verjüngen sich von dem dicken bis zum schmalen Ende stufenförmig in zwölf gleichlangen Absätzen. Der Zweck der Spitzen ist der, den Ständern eine genügende Länge zu geben, ohne zugleich das Gewicht des oberen Teiles erheblich zu vergrössern.

Die von mir benutzten Röhren haben einen Durchmesser von 32 mm und eine Wandstärke von 1,2 mm. Die Wandstärke der Spitzen ist am dicken Ende 0,9 mm. Bei einer Länge von nicht mehr als 6 m dürften diese auch den heftigsten Stürmen widerstehen können. Wenn mit Raufrost stark beladen, könnten sie aber von einem Sturm abgebrochen werden. An Stellen mit starker Raufrostbildung sind daher gröbere Ständer zu wählen.

Diese Akkumulationsmesser werden nun in folgender Weise benutzt. Das erste Jahr kommt die Spitze unmittelbar auf die 4 m lange Röhre (Fig. 9), da die Schneeakkumulation höchstens 6 m betragen dürfte. Im folgenden Sommer finde ich nun einen grösseren oder geringeren Teil der Spitze oder sogar der Röhre über dem Schnee und kann daraus die Dicke des Schneelagers berechnen. Um die Quantität des Schnees zu bestimmen, lasse ich eine hinlänglich tiefe Grube mit einem Spaten graben und nehme mit einem etwa 6,5 Liter fassenden, aus starkem Eisenblech hergestellten Zylinder Proben des Schnees aus verschiedener Tiefe, die mit einer Federwage gewogen werden. Bei Kenntnis des Gewichtes des Zylinders leer und mit Wasser gefüllt kann das spezifische Gewicht des Schnees und seine Höhe als kompaktes Eis oder in geschmolzenem Zustande berechnet werden. Das spezifische Gewicht des Schnees bei 1 bis 2 m Tiefe ist im Spätsommer in den Sammelgebieten des Mikkagletschers und des Pärtegletschers stets als etwa 0,6 gefunden worden.

Der Akkumulationsmesser wird nun in folgender Weise für das kommende Jahr hergerichtet. Die Spitze wird abgenommen und eine Scheibe von Eisenblech, die in der Mitte ein Loch hat, über das Rohr geschoben, um die augenblickliche Schneeoberfläche zu markieren. Damit die Blechscheibe, wenn noch warme Tage kommen sollten, sich nicht tief in den Schnee einschmilzt, wird sie mit einfachem Baumwollstoff umwickelt. Danach verlängere ich die Röhre um ein ebenso dickes — je nach Bedarf — 2, 3, 4 u.s.w. m langes Stück, auf dessen oberes Ende die Spitze wieder aufgesteckt worden ist.

Im dritten Sommer ist natürlich die Blechscheibe im Schnee begraben (Fig. 10), aber die durch Graben oder Sondieren zu ermittelnde Tiefe, in welcher sie liegt, entspricht offenbar der Dicke der Schneeschicht des verflossenen Jahres. In dieser Weise können die Beobachtungen beliebig lange fortgesetzt werden, wenn man nur jeden Sommer die Röhre genügend verlängert und eine neue Scheibe zum Markieren der jedesmaligen Schneeoberfläche des Sommers auflegt. Die einzelnen Jahresschichten des Schnees werden in dieser Weise zwischen zwei Eisenscheiben eingeschlossen und mit dem Ständer in die sich häufenden Schneemassen begraben.

Bestimmungen.

Vier solche Ständer wurden auf dem Mikkagletscher im Sommer 1903 in verschiedener Meereshöhe aufgestellt. Von ihnen wurde einer im Sommer 1905 aufgegeben, weil er wegen zahlreicher Spalten in der Umgebung fast unerreichbar war. Die übrigen drei Ständer sind jährlich besucht worden und funktionieren noch. Auf dem Pärtegletscher wurden im selben Jahre fünf Ständer aufgestellt, unter denen jetzt nur zwei noch funktionieren. Die drei übrigen sind verschwunden, z. T. vielleicht weil sie nicht rechtzeitig

verlängert wurden.¹ Auf einem Nebengletscher des Pärtegletschers ist ein Ständer zu wiederholten Malen vom Winde umgeworfen worden, ohne sonst beschädigt zu werden. Dies scheint darauf zu beruhen, dass an der betreffenden Stelle der Wind den Schnee wegfeht, wodurch der Fuss des Ständers blossgelegt wird. Dieser ist offenbar bei starken Stürmen zu klein, um das Umwerfen des Ständers zu verhindern. Nach einem Schneefall wird die Aufstellung fest genug. Um eine hinreichende Stabilität auch von Anfang an zu erreichen, müssten zu dem Fusse des Ständers 1 oder 2 m längere Röhren genommen oder die Röhren mit Steinen oder mit Schnee beschwert werden.

Die mit den Bambusständern auf dem Mikkagletscher bis 1903 gemachten Beobachtungen über die Schneeakkumulation sind bereits veröffentlicht (4, S. 755). Die danach mit dem neuen Akkumulationsmesser auf demselben Gletscher ausgeführten Bestimmungen der Dicke des in einem Jahre angehäuften Schnees haben folgende Ergebnisse gehabt.

| Meereshöhe in Meter. | J a h r d e r B e o b a c h t u n g | | | | | |
|----------------------|-------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | 1904 | 1905 | 1906 | 1907 | 1908 | 1909 |
| 1500 | 3.25 m | 1.80 m | 2.70 m | 2.32 m | 2.50 m | 2.03 m |
| 1440 | 3.32 | 1.55 | 2.09 | 2.55 | 1.89 | 1.55 |
| 1340 | 1.60 | 0.64 | 1.43 | 1.62 | 1.18 | 1.28 |

In etwa 1250 m Höhe ü. d. Meere scheint die Akkumulation gleich Null zu sein, d. h. dort sollte die tatsächliche Schneegrenze auf dem Gletscher liegen. Wir sehen, wie stark die Akkumulation mit der Höhe steigt, und wie sie in verschiedenen Jahren schwankt. Bei jeder Bestimmung der Dicke des Schneelagers wird auch seine Dichte bestimmt, die, wie schon erwähnt, etwa 0.6 m zu betragen pflegt. Bei Annahme dieser Dichte würden die auf dem Mikkagletscher in den sechs Jahren Aug. 1903—Aug. 1909 angehäuften Schneemassen folgende Mächtigkeiten von Eis betragen.

| Meereshöhe m | Dicke des angesammel- ten Schnees als Eis. |
|-----------------|---|
| 1500 | 9.7 m. |
| 1440 | 8.6 |
| 1340 | 5.2 |
| 1250 | 0.0 |

Diese Werte sind jedoch nur als vorläufig zu betrachten. Sämtliche Versuchsdaten sowie die Beobachtungen auf dem Pärtegletscher werden später in dem Sarekwerke veröffentlicht werden.

Bestimmungen der Abschmelzungsgeschwindigkeit.

An den beiden eben erwähnten Gletschern, dem Mikkagletscher und dem Pärtegletscher, sind auch Bestimmungen der Ablation ausgeführt worden. Solche Bestimmungen wurden bekanntlich schon von den älteren Gletscherforschern, wie AGASSIZ, MARTINS, SCHLAGINT-

¹ Diese Ständer auf dem Pärtegletscher habe ich seit 1904 nicht persönlich besucht.

WEIT, DOLLFUSS u. a., ausgeführt. Man benutzt nunmehr zu diesem Zweck allgemein in das Eis gebohrte Löcher, deren durch die Schmelzung der Eisoberfläche bewirkte Verkürzung gemessen wird.

Da aber Angaben über die praktische Ausführung der fraglichen Bestimmungen in der Literatur fast fehlten, fand ich es nötig, die Methode etwas zu variieren, um die Fehlerquellen kennen zu lernen und möglichst genaue Resultate zu erhalten.

Die Abschmelzung in einem Sommer scheint auf den Sareker Gletschern nicht einen Betrag von etwa 3,5 m zu überschreiten. Um die Kontinuität der Bestimmungen von einem Sommer zu einem anderen beizubehalten und den zu untersuchenden Gletscher nur einmal oder höchstens zweimal im Sommer besuchen zu brauchen, war es also wünschenswert, dass die Löcher etwa 3—4 m tief gebohrt werden konnten. Da mir sämtliche Arten von Drehbohrer für das Bohren so tiefer Löcher mit der Hand unpraktisch erschienen, konstruierte ich zu dem fraglichen Zwecke einen leichten Meisselbohrer, der aus einem Eschenholzstabe bestand, an dessen einem Ende eine aus Stahl angefertigte, etwa 28 mm breite Schneide befestigt war, während an dem anderen ein stählerner Schutz gegen die Schläge des Hammers angebracht war (4, S. 756). Für ein Loch von 4 m waren vier Bohrer nötig, von denen der längste 4,15 m lang, die übrigen je 1 m kürzer waren. Der längste war wegen des Transportes in zwei gleiche Teile zerlegbar. Mein Lappe, der mir bei dem Eisbohren half, fand aber nach einigen Jahren, dass er ohne Hammer, nur durch Stossen des Bohrers gegen das Eis bohren konnte. Damit fiel auch die Notwendigkeit weg, vier verschieden lange Bohrer zu haben, und der längste genügte. Durch Stossen und Drehen desselben in der Lotlinie kann wenigstens ein geschickter und des Bergbohrens gewohnter Mann ein 4 m tiefes Loch in einer Stunde bohren, wenn nur Wasser in das Loch geleitet wird, was im allgemeinen im Sommer leicht erreicht wird.

Lektor J. WESTMAN hat bei einer Kritik meiner Bohrmethoden behauptet,¹ dass für das Eisbohren ein gewöhnlicher Spiralbohrer besser sei als ein Meisselbohrer. Ich muss zugeben, dass für einen Ungeübten der Spiralbohrer zum Bohren kurzer Löcher möglicherweise leichter zu hantieren ist, da der Meisselbohrer in einem kurzen Loch wackelt. Bei 1—4 m tiefen Löchern dürften die Meisselbohrer aber sicher vorzuziehen sein.

Die Ablationsbestimmungen mit Bohrlöchern gründen sich auf die Voraussetzung, dass der Boden des Loches sich unverändert erhält. Da aber eine Schmelzung, nach den Angaben von H. F. REID u. a., auch am Grunde des Bohrloches zu befürchten wäre, machte ich im Sommer 1900 folgende Versuche mit verschieden tiefen und in verschiedener Weise ausgestatteten Bohrlöchern. Die Komparation wurde an zwei verschiedenen Stationen auf dem Mikkagletscher ausgeführt. An jeder Station waren drei Bohrlöcher gebohrt, die in folgender Weise eingerichtet waren.

I. Ein Bohrloch 2.96 m tief, in demselben ein etwa 4 mm dicker Rotang, dessen unteres Ende zu Widerhaken aufgeschleisst und mit Gips am Boden des Loches befestigt

¹ J. WESTMAN: Beobachtungen über die Sulitälma-Gletscher im Sommer 1908, S. 3. Sveriges Geol. Unders. Ser. Ca, N:o 5: II. Stockholm 1910.

3—101875. S. G. U. Ser. Ca, nr 5: III. Hamberg, Die Gletscher des Sarekgebirges.

war. Das Loch war zum Teil mit Baumwolle gefüllt, um die Wasserzirkulation zu verhindern.

II. Ein offenes Loch, 2.96 m tief, mit einem etwa 4 mm dicken Rotang versehen.

III. Ein offenes Loch, 1 m tief, mit einem etwa 4 mm dicken Rotang versehen.

Station A. Etwa 1000 m ü. d. M.

Längenabnahme der Bohrlöcher vom 20. Juli 1900 ab gerechnet.

| Datum | I | II | III |
|-------------------------|---------|-------|-------|
| 25. Juli 1900 | 18.5 cm | 15 cm | 13 cm |
| 31. » » | 44 | 39 | 39 |
| 3. Aug. » | 59 | 55 | 54.5 |
| 4. » » | 72.3 | 70.5 | 63.2 |
| 28. » » | 169.0 | 161.5 | — |

Station B. Etwa 1100 m ü. d. M.

Längenabnahme der Bohrlöcher vom 31. Juli 1900 ab gerechnet.

| Datum | I | II | III |
|------------------------|-------|-------|----------|
| 3. Aug. 1900 | 13 cm | 14 cm | 13.5 cm. |
| 4. » » | 25.7 | 26.5 | 23 |
| 28. » » | 99 | 98 | |

Bekanntlich schmilzt die Eisoberfläche sehr ungleichmässig ab, und wenn sie im Frühjahr noch so eben ist, wird sie im Laufe des Sommers in eine kleinhügelige Fläche umgewandelt. Man kann deshalb keine sehr genaue Übereinstimmung zwischen den Ablationswerten selbst naheliegender Punkte erwarten. So viel geht jedoch hervor, dass die gegipsten und mit Baumwolle versehenen Löcher die genauesten Resultate ergeben zu haben scheinen, während die kürzesten Löcher zu niedrige Resultate geben. Ich versuchte daher für meine Bestimmungen stets kürzere Löcher als 1 m zu vermeiden.

Einige Jahre später veränderte ich die Methode in der Weise, dass ich, statt Gips zu benutzen, das untere Ende des Rotangs mit steifen Stahldrähten versah, die als Widerhaken dienten. Der mit diesen versehene Rotang wird mittelst des Bohrers in das Loch bis zum Boden eingeführt, wo er durch die Stahldrähte stark festgehalten wird. Ein so tiefes Loch wie 4 m schliesst sich übrigens in seinen unteren Teilen in wenigen Minuten durch den Druck, wenn es wasserleer ist. Selbst nur 2 m tiefe Löcher pflegen sich zu verengen. Der Rotang sitzt deshalb sehr fest, bis das Loch abgeschmolzen ist, und die Messungen können deshalb sehr genau von einer am oberen Ende des Rotangs angebrachten Marke aus ausgeführt werden, wenn nur die Eisoberfläche einigermaßen gleichmässig abschmilzt. Einige Wickel weisser Baumwolle dürften dazu beitragen, die unteren Teile des Loches zu schützen.

Auf dem Pärtegletscher wurden die Abschmelzbestimmungen in den Jahren 1899—1901 auf drei Stationen ohne Unterbrechung fortgesetzt. Für den Mikkagletscher liegen kontinuierliche Beobachtungen von mehreren Stationen für die Jahre 1899—1906 vor. Von beiden Gletschern finden sich auch Beobachtungen aus dem Sommer 1897.

Die Beobachtungen aus den Sommern 1899—1900 geben für ein Jahr etwa auf der Mittellinie des Mikkagletschers folgende Werte:

| | | | | |
|---|-----|------|------|------|
| Entfernung vom Gletscherende in m | 150 | 350 | 1000 | 2000 |
| Höhe in m ü. d. M. | 970 | 1000 | 1100 | 1200 |
| Abschmelzung in cm | 330 | 244 | 90 | 4 |

Die betreffenden Sommer waren jedoch kälter und schneereicher als gewöhnlich, weshalb das Mittel für mehrere Jahre sich wahrscheinlich höher stellt. Die Ablation auf dem Mikkagletscher nimmt mit der Höhe stark ab und beträgt in 1200 m Höhe nur 4 cm für ein ganzes Jahr. Die Schneegrenze dieses Gletschers liegt auch nur wenig oberhalb dieser Höhe. Diesen Werten der Ablation sind die vorher angeführten Werte der Akkumulation an die Seite zu stellen (vergl. S. 16).

Ich habe mich oben ziemlich lange bei meinen Methoden der Ablationsbestimmungen aufgehalten, weil Lektor WESTMAN Einwände gegen sie erhoben hat. Ich hatte vorher einige Bemerkungen gegen ein Resultat von ihm gerichtet, wonach auf dem Stuorajekna am Sulitälma die innere und untere Abschmelzung 75 % von der Abschmelzung an der Eisoberfläche betragen sollte. Dieses Resultat, das auf dem Vergleich zwischen Abschmelzungsbestimmungen und Bestimmungen der Höhe der Gletscheroberfläche nach Nivellements beruht, fand ich unsinnig, und ich versuchte deshalb die Fehler zu entdecken, welche dieses überraschende Resultat verursachen konnten. Unter anderem konnte, meinte ich, die Kürze der vom Verfasser benutzten Bohrlöcher eine Fehlerquelle sein.

Lektor WESTMAN gibt selber an, dass er für die Bestimmungen 1897 0.3—0.4 m, 1898 1.0—1.5 m tiefe Bohrlöcher benutzt. Wie lange dieselben Löcher angewandt wurden, wird dagegen nicht angegeben, und es ist deshalb zu befürchten, dass die Löcher mitunter sehr kurz waren. Durch meine oben angeführten Versuche habe ich gefunden, dass ein 1—0.4 m tiefes Loch geringere Werte der Ablation ergibt als ein 2.96—2.3 m tiefes Loch. Dies ist auch a priori sehr natürlich, denn kurze Löcher, s. g. Mittaglöcher, bilden sich ja in grosser Zahl auf jeder Gletscheroberfläche. Diese können 10 und mehr cm tief werden und enthalten häufig nicht besonders viel Schlamm. Die Kryokonitlöcher auf dem grönländischen Inlandeise können nach DRYGALSKI 60 cm, nach A. E. NORDENSKIÖLD 3 Fuss (= 0.9 m) tief werden. Dass eine Senkung des Bodens schon vorhandener Löcher durch Schmelzung zu befürchten sein kann, liegt also auf der Hand. Zwei Ursachen der Schmelzung scheinen mir vorkommen zu können, die eine ist Staub, die andere Wasser. Ersterer absorbiert die Sonnenstrahlen energisch, die Oberfläche des Wassers kann sich auch erwärmen und durch Konvektion seine Wärme dem Boden mitteilen. Die schmelzende Wirkung muss aber selbstverständlich mit der Tiefe des Loches stark abnehmen.

Nun hat Lektor WESTMAN in einer neuen Abhandlung durch eine Reihe von Experimenten auf dem Stuorajekna am Sulitälma zu zeigen versucht, dass kurze Löcher ebenso genaue oder sogar bessere Resultate geben wie tiefe. Er bohrte zu diesem Zweck auf einem geeigneten, von fliessendem Wasser freien Platz je drei Löcher von den mitt-

leren Tiefen 8.3 cm, 23 cm und 46.7 cm. Der Durchmesser der Löcher betrug ungefähr 2.5 cm. Die Beobachtungen fanden während 7 Tagen im August 1908 statt, und die Löcher mussten selbstverständlich dabei wiederholt vertieft werden. Die gefundenen Abschmelzungen waren im Mittel aus je 27 Ablesungen für die drei Tiefenstufen folgende:

| Mittlere Tiefe der Löcher. | Gesamte Ablation. |
|-------------------------------|----------------------|
| 8.3 cm | 29.4 cm |
| 23.0 | 29.1 |
| 46.7 | 28.1 |

Die tiefsten Löcher sollten nach diesen Bestimmungen eine um 4.5 % geringere Ablation angeben als die kürzesten. Dass dieses Resultat richtig ist, kann ich nicht glauben. Es ist nicht möglich, dass mit Ausnahme der Tiefe die Verhältnisse der beiden Löcher gleich sind, denn da die schmelzenden Agentien nicht im Inneren des Eises, sondern in der Luft und den Sonnenstrahlen sich befinden, ist es nicht möglich, dass der Boden eines 47 cm tiefen Loches schneller schmilzt als derjenige eines nur 8 cm tiefen. Welches die Fehler gewesen sind, ist schwierig zu sagen, ohne die Versuche zu wiederholen. Vielleicht haben die tieferen Löcher voll Wasser gestanden, und die kürzeren sind wasserfrei gewesen. Wahrscheinlich ist beim Umbohren der kürzeren Löcher mit dem Bergbohrer der Oberteil des Loches mehr beschädigt worden als im Falle der tieferen Löcher.

Jedenfalls erbringt die Untersuchung Lektor WESTMANS keinen Beweis dafür, dass seine 8—47 cm tiefen Löcher bessere Resultate ergäben als meine 3—4 m tiefen mit einem im Boden festsitzenden Rotang. Lektor WESTMAN hat bemerkt, dass der auf die Gletscheroberfläche sich legende Teil des dünnen Rotangs die Schmelzung beschleunigen sollte. Das ist auch der Fall insofern, als er eine schmale Rinne in dem Eise ausschmilzt, auf dem Boden des Loches dürfte diese Einwirkung aber gleich Null sein.

Wenn es gilt, längere Zeit fortgesetzte Beobachtungen über die Abschmelzungsgeschwindigkeit anzustellen, können die kurzen Löcher auch deswegen nicht so gute Resultate liefern, weil die Löcher unaufhörlich umgebohrt werden müssen. Wenn die Abschmelzung für den ganzen Sommer z. B. 3 m ist, so muss man, wenn man wie WESTMAN etwa 30 cm tiefe Löcher und jedes Loch nur, bis es 10 cm tief geworden ist, benutzt, das Loch fünfzehnmal umbohren und dreissig Ablesungen machen, deren jede mit einem — z. B. von der Unebenheit der Eisoberfläche und des Lochbodens abhängigen — Fehler behaftet sein kann. Bei der Verwendung 4 m tiefer Löcher braucht man keine Umbohrung und nur zwei Ablesungen zu machen. Im letzteren Falle hat man auch den bedeutenden Vorteil, dass man nicht an die Nähe des Gletschers gebunden ist, sondern ihn für längere Zeit verlassen kann, ohne eine Unterbrechung der Kontinuität der Beobachtungen zu befürchten.

Was die Frage der von Lektor WESTMAN früher behaupteten grossen inneren und unteren Schmelzung des Gletschers betrifft, so äussert er sich in seiner letzten Abhandlung mit grösserer Vorsicht. Er findet jetzt die Senkung der Gletscheroberfläche in 24

Stunden 1.3 cm grösser als die Ablation. Wie diese Differenz zu erklären sei, darüber äussert er jetzt keine Ansicht. Ich glaube, dass ich in einer früheren Mitteilung zur Genüge nachgewiesen habe, dass selbst dieser geringere Betrag von 1.3 cm per Tag nicht als auf innerer und unterer Schmelzung beruhend erklärt werden kann.¹

Die Bewegungsgeschwindigkeit der Gletscher.

Approximative Bestimmungen der Bewegungsgeschwindigkeit der Gletscher können bekanntlich verhältnismässig leicht ausgeführt werden. Dazu bestimmt man mit Hilfe von Landmesserinstrumenten wenigstens zweimal mit geeignetem Zeitintervall die Lage gewisser leicht erkennbarer Punkte auf dem Eise im Verhältnis zu geeigneten Fixpunkten auf dem Ufer des Gletschers. Die Verschiebungen der Punkte der Gletscheroberfläche durch die verflossene Zeit dividiert, geben die Geschwindigkeiten.

Als erkennbare Marken werden meist mit Ölfarbe bezeichnete Steine benutzt. Ich legte schon in den ersten Jahren meiner Arbeiten im Sarekgebirge bestrichene Steine mit etwa 50 m Zwischenraum auf gerade Linien zwischen an den Bergwänden angebrachten Marken auf sechs verschiedenen Gletschern aus. An zwei von diesen sind noch keine Nachmessungen ausgeführt, und für einen dritten sind die zurückgelegten Wege noch nicht berechnet. Für die Steinlinien dreier Gletscher fand ich folgende Maximalbewegungsgeschwindigkeiten im Mittel für ein oder mehrere Jahre.

| | Cm in 24 Stunden. |
|---|-------------------|
| Obere Steinlinie auf dem Mikkagletscher | 7.0 |
| Untere » » » » | 7.6 |
| Steinlinie auf dem Suotasgletscher | 11.6 |
| » » » Jokkotjkaskagletscher | 4.6 |

Diese Geschwindigkeiten stehen weit hinter den für die grösseren alpinen und norwegischen Gletscher gefundenen zurück.

Auf der unteren Steinlinie des Mikkagletschers wurden auch Bestimmungen für kürzere Zeiträume des Sommers ausgeführt. Die dabei erhaltenen Geschwindigkeiten waren viel grösser, etwa doppelt so gross, wie für das Jahr im Mittel. Die auf einer Linie liegenden Steine, die für das Jahr eine vom Ufer bis zur Mitte des Gletschers ziemlich gleichförmig zunehmende Geschwindigkeit ergaben, zeigten aber für den Sommer äusserst unregelmässig wechselnde Geschwindigkeiten. Es erweckte das in mir den Gedanken, dass die Steine im Sommer an der Eisoberfläche mehr oder weniger abwärts glitten. Ich legte deshalb an derselben Stelle eine neue Linie von Steinen aus, in der jeder Stein auf einem Dreifuss von Stahldraht befestigt war, welcher das Gleiten desselben verhindern sollte. Die Ergebnisse dieser Bestimmungen (4, S. 759) waren folgende:

¹ Geol. Fören. Förh., Bd. 23 (1901), S. 77.

| Entfernung vom linken Gletscher- ufer. | Mittlere Bewegung pro 24 Stunden zwischen 25. Juli 1899 und 30. Juli 1901. | Mittlere Bewegung pro 24 Stunden zwischen 30. Juli und 25. Aug. 1901. |
|--|--|--|
| | M. | Cm. |
| 50.5 | 1.6 | 1.5 |
| 106.0 | 3.0 | 2.8 |
| 138.0 | 3.8 | 3.4 |
| 186.0 | 5.0 | 5.0 |
| 232.0 | 5.9 | 6.6 |
| 279.5 | 6.6 | 7.4 |
| 330.0 | 7.2 | 7.0 |
| 382.0 | 7.5 | 7.8 |
| 417.0 | 7.6 | 8.1 |
| 473.0 | 7.7 | 7.5 |
| 534.0 | 7.7 | 8.8 |
| 575.5 | 7.6 | 8.3 |
| 623.0 | 7.3 | 7.8 |
| 661.5 | 7.0 | 7.3 |
| 715.0 | 6.6 | 6.6 |
| 777.5 | 6.1 | 6.1 |
| 845.5 | 5.3 | 5.4 |

Rechtes Gletscherufer auf rund 1000 m.

Die Bestimmungen wurden in der Weise ausgeführt, dass die Entfernungen zwischen den an den Gebirgswänden angebrachten Fixpunkten und den auf das Eis ausgelegten Marken mittelst eines Distanzmessers und die Weglängen, die die Marken zurücklegten, mittels eines auf einem Fixpunkte aufgestellten guten Universalinstruments von 6" Ablesung ermittelt wurden.

Die Werte der mittleren Bewegung für zwei ganze Jahre bilden — wie man sieht — eine sehr regelmässige Kurve mit von beiden Ufern nach der Mitte hin sehr regelmässig zunehmenden Geschwindigkeiten. In der Nähe des rechten Ufers sind letztere jedoch etwas grösser als an der entgegengesetzten Seite, offenbar weil die Neigung hier, wie man aus der Kurvenkarte (Taf. 4) ersehen kann, grösser ist als dort. Betrachten wir die für den Sommer gefundenen Geschwindigkeiten, so finden wir diese im allgemeinen nur wenig grösser als diejenigen für das Jahr. Sie sind aber auch etwas unregelmässiger. Letzteres Verhalten dürfte auf zwei Ursachen beruhen, teils können die in der verhältnismässig kurzen Zeit stattgefundenen geringen Bewegungen von höchstens 2.3 m nicht mit derselben Genauigkeit bestimmt werden, wie die während zweier vollen Jahre erfolgten Bewegungen von etwa 50 m, teils ist es doch möglich, dass die Steine trotz der Sperrvorrichtungen sich selbständig etwas bewegt haben.

Dass die Steine nicht still liegen, sondern eine eigene Geschwindigkeit auf dem Eise zeigen, ist von mehreren Forschern, wie REID, BLÜMCKE und HESS, WESTMAN u. a., erwähnt worden. Die Ursache für die eigene Bewegung hat man in der Bildung von Gletschertischen und dem darauffolgenden Herabrollen von den Eissäulen gesehen. Diese Erklärung trifft aber für die lappländischen Gletscher nicht zu. Kleine Steine bilden dort

keine Gletschertische, sondern schmelzen sich ein Grübchen aus. Am Boden dieses Grübchens gleiten sie aber abwärts und liegen also der niedrigeren Wand näher (4, S. 761, Fig. 7), wo sie den Schmelzungsprozess beschleunigen. Die Sperrvorrichtungen hindern aber beträchtlich, wenn auch nicht vollkommen, dieses Gleiten.

Es ist überhaupt nicht möglich eine Form oder eine Beschaffenheit eines Gegenstandes zu finden, die eine selbständige Horizontalbewegung auf einer geneigten abschmelzenden Eisfläche verhinderte.¹ Ebene Gegenstände wie Blechplatten gleiten verhältnismässig schnell, rauhe Steine langsamer, mit besonderen Sperrvorrichtungen versehene Steine noch langsamer. Es liegt aber in der Natur der Sache, dass auch letztere eine geringe Eigenbewegung in der Richtung der Neigung haben müssen. Diese Bewegungen können indessen nur während der Abschmelzungszeit, also im kurzen Sommer, stattfinden, in den anderen Jahreszeiten liegen sämtliche Gegenstände festgefroren, welche Form sie auch haben mögen, und dürften dann die Bewegung des Eises genau mitmachen. Im Mittel für ein ganzes Jahr geben deshalb gewöhnliche Steine immerhin ziemlich brauchbare Resultate. Für den Sommer dürfte man nur durch vertikale Bohrlöcher wirklich genaue Bestimmungen bekommen können.

Die genauesten Bestimmungen der Bewegung an der unteren Steinlinie des Mikka-gletschers ergaben keine wesentlich grösseren Geschwindigkeiten im Sommer als im Winter. Der Unterschied ist in der Tat nicht viel grösser als die möglichen Messungsfehler; man kann also sagen, dass wenigstens an der betreffenden Stelle des Mikkagletschers die Bewegung des Eises im Sommer und Winter etwa die gleiche war.

Man kann hieraus jedoch keineswegs schliessen, dass die an so vielen Gletscherzungen beobachtete grössere Geschwindigkeit im Sommer als im Winter etwa falsch sei und auf einem Gleiten der Marken beruhte. BLÜMCKE und FINSTERWALDER haben in einer sehr interessanten Arbeit über zeitliche Änderungen in der Geschwindigkeit der Gletscherbewegung durch Messungen an Bohrlöchern auf dem Hintereisferner nachgewiesen, dass die Geschwindigkeiten jährlich wechseln und die Periode der grössten Geschwindigkeit sich im Winter in den oberen Teilen des Gletschers befindet, aber herunterwandert und im Sommer der Gletscherzunge angehört. Ob die untere Steinlinie auf dem Mikkagletscher auf der Grenze zwischen der maximalen Sommergeschwindigkeit und der maximalen Wintergeschwindigkeit liegt, müsste wohl durch besondere genaue Geschwindigkeitsmessungen oberhalb und unterhalb der Steinlinie untersucht werden können.

Zur Ermittlung der Bewegungsgeschwindigkeit im Akkumulationsgebiet eignen sich die Stahlrohrständer besonders gut. Solche Untersuchungen sind auch angefangen, aber noch nicht beendigt, weswegen ich noch nicht über die Ergebnisse berichten kann.

¹ Eine von mir in 4, S. 764, zu diesem Zweck vorgeschlagene Konstruktion hat sich als praktisch unbrauchbar erwiesen, weil der Apparat sich zu langsam herunterschmilzt. Ich äusserte schon in der erwähnten Arbeit Besorgnisse in dieser Hinsicht (4, S. 765).

Die Regeneration der Gletscher.

Die Kenntnis der Akkumulation, der Bewegungsgeschwindigkeit und der Abschmelzungsgeschwindigkeit eines Gletschers gestattet einen Einblick in den Stoffwechsel desselben. Es ist klar, dass, wenn man weiss, wie gross die Akkumulation an jedem Punkt oberhalb der Schneelinie, und wie gross die Bewegungsgeschwindigkeit ist, man berechnen kann, wie viele Jahresschichten an jedem Punkt auf einander liegen. In einer regelmässig geformten Mulde muss die Dicke des Gletschers bis zur Schneegrenze anwachsen. Bei Kenntnis der Bewegungsgeschwindigkeit und der Akkumulation kann offenbar diese Dicke oder die Tiefe des Gletschers an der Schneelinie und an jedem beliebigen Punkt oberhalb desselben berechnet werden. Für die Zunge kann man offenbar ganz ähnliche Berechnungen mit Hilfe der Ablations- und Geschwindigkeitsbestimmungen ausführen.

Für die Bewegungsgeschwindigkeit im Akkumulationsgebiet fehlt es mir noch an genügenden Daten; eine Berechnung der Mächtigkeit des Gletschers daselbst ist deshalb vorläufig nicht möglich. Für das Ablationsgebiet fand ich schon aus den 1899—1900 gemachten Beobachtungen (3, S. 242) folgende Werte:

| | | | | |
|--|------|-----|-----|------|
| Entfernung vom Gletscherende | in m | 150 | 350 | 1000 |
| Jährliche Bewegung | » » | 20 | 25 | 30 |
| Jährliche Abschmelzung | » » | 3.6 | 2.5 | 1.6 |
| Tiefe des Gletschers | » » | 27 | 55 | 96 |

Der Mikkagletscher sollte also etwa an der unteren Steinlinie fast 100 m tief sein. Nach der Kurvenkarte Fig. 11 ist die Höhe der Gletscheroberfläche oberhalb des Endes daselbst etwa 200 m. Die Neigung des Talbodens sollte also auf der betreffenden Strecke etwa nur halb so gross sein wie diejenige der Gletscheroberfläche. Diese Berechnungen sind aber selbstverständlich nur als ziemlich grobe Approximationen zu betrachten.

Struktur der Gletscher.

Die Sareker Gletscher mit ihren verhältnismässig kurzen Zungen eignen sich vielleicht nicht in dem Masse wie die alpinen und die norwegischen Gletscher zu Studien über die Struktur des Eises. Indessen habe ich über die Parallelstruktur desselben eingehende Beobachtungen gemacht (8), die aber am besten im Zusammenhang mit von mir in anderen Gegenden gemachten Untersuchungen über dasselbe Thema behandelt werden, weswegen ich sie hier übergehe. Die Sareker Gletscher haben auch keine von derjenigen anderer Gletscher abweichende Struktur, die hier eine besondere Darstellung nötig machte.

Die Schwankungen der Sareker Gletscher.

Meine Arbeiten im Sarekgebiet fingen schon im Jahre nach dem Züricher Geologenkongresse an, wo die internationale Gletscherkommission gebildet wurde, deren Hauptzweck das Studium der Gletscherschwankungen ist. Schon im ersten Sommer machte ich auch Bestimmungen der damaligen Lage mehrerer Gletscherenden, hauptsächlich durch Kartierung derselben mittels Distanzkipppregel, Messtisch und Latte im Massstabe 1:5000 von einem mit einem Signal versehenen Fixpunkte aus. Während der folgenden Sommer wurden diese Arbeiten auf mehrere andere Gletscher ausgedehnt. Die meisten der Enden der Sareker Gletscher zeigten sich aber von Moränen oder Schneeflecken derart bedeckt, dass sie sich einer genauen Bestimmung entzogen. Ich wählte deshalb etwa ein Dutzend geeignete Gletscher aus, deren Enden ich aufnahm. Vor diesen wurden nicht nur ein Signal, sondern zwei gebaut, das zweite weiter unten im Tale. Letzteres dient teils dazu, um zusammen mit dem ersten Signal die Konnektion der Messungen verschiedener Jahre zu erleichtern, teils auch als Reservesignal, falls das erste bei einem Gletschervorstoss zerstört werden sollte.

Vor meinen Arbeiten im Sarekgebirge war die Lage nur eines einzigen Gletscherendes bestimmt. Dies war das Ende des Luottogletschers, dessen Abstand von einem leicht erkennbaren Felsen SVENONIUS am 31. Aug. 1883 mass. Diesen Abstand fand ich am 29. Aug. 1896 um 119 m länger, als mein Vorgänger ihn fand. Die Messungen deuten darauf hin, dass sich die Sareker Gletscher Ende der achtziger und Anfang der neunziger Jahre des vorigen Jahrhunderts in einer *Rückzugsperiode* befanden.

In den ersten Jahren meiner Arbeiten in der Sarekgegend konnte ich keine bestimmten Veränderungen in der Grösse der Gletscher nachweisen. Da ich immer wieder etwa dieselbe Lage der Gletscherenden fand, verlor ich zuletzt das Interesse für die Nachmessungen der Gletscherenden, die ziemlich viel Zeit anderen wichtigen Arbeiten raubten. Ich beschränkte dann diese Messungen auf den Mikkagletscher und einen oder zwei andere Gletscher, in deren Nähe ich jeweils kam.

Im Sommer 1907 fand ich indessen, dass der Mikkagletscher etwa 10—15 m vorgerückt war. Eine Nivellierung auf der Zunge zeigte auch, dass sie seit 1902 etwas angeschwollen war. Der Soltagletscher, der schon 1902 seit 1900 etwa 20 m vorgerückt war, hatte nun im Intervalle 1902—1907 seinen Rand um fernere 40 m vorgeschoben und dabei das dem Gletscher nächste Signal zerstört. Dieses deutete auf einen Vorstoss der Sareker Gletscher, eine Annahme, die durch die von Stud. phil. E. BERGSTRÖM im Sommer 1908 angestellten Messungen bestätigt wurde. Er fand den Mikkagletscher um 5—10 m, den Soltagletscher um 5—12 m und den Skärvagletscher, den ich 1902 zum letzten Male besuchte, um 10—20 m vorgerückt.

Einige fernere Nachmessungen sind im verflossenen Sommer von Stud. phil. A. BERGLUND ausgeführt worden. Nach seinen Messungen wären der Suotasgletscher um etwa 40—60 m und der grosse Gletscher im Pastavagge um 7—40 m, ersterer seit 1901, letzterer seit 1897, wo ich selber die Enden dieser Gletscher aufnahm, vorgerückt. Am

Ende des Suotagletschers wurden von Herrn BERGLUND nur drei Punkte bestimmt, am Gletscher im Pastavagge dagegen eine grössere Zahl, aus welchen Bestimmungen man schliessen kann, dass dieser grosse Gletscher besonders den westlichen Teil seines Endes vorgeschoben hat. Die Messungen von 1909 des Herrn BERGLUND ergeben im Vergleich mit derjenigen von 1908 des Herrn BERGSTRÖM

für den Mikkagletscher keine entschiedene Veränderung,
» » Soltagletscher ein Vorrücken von etwa 5—10 m,
» » Skårvagletscher » » » 10 m.

Meine früher ausgesprochene Vermutung, dass die Sareker Gletscher seit etwa 1900 sich in einer Vorstossperiode befänden, hat sich also an allen den untersuchten Gletschern bestätigt. Ob die geringe Veränderung des Mikkagletschers im Zeitintervall 1908—1909 als ein Anzeichen davon anzusehen ist, dass diese Periode schon beendet ist, oder nicht, darüber wage ich noch keine bestimmte Meinung auszusprechen.



Verf. phot. 4. Sept. 1901.

Der Pärtegletscher, etwa 2 km breit und 5 km lang. In der Mitte der hohe Palkattjåkko (etwa 2020 m).