

PROSPEKT.

Bis zum Jahre 1879 galt der Sulitälma (1874 m ü. d. M.) als der höchste Berg von Schweden. Da ergab sich indessen, dass ein etwa 60 km ö. davon gelegenes Bergland eine Menge viel höherer Gipfel enthielt, von denen der Sarektjåkko (mit 2090 m) der höchste war. Zwei Jahre später entdeckte man allerdings etwa 60 km n. vom Sarektjåkko eine noch höhere Spitze, den Kebnekaise (2123 m); derselbe bildete aber einen verhältnismässig isolierten Berg. Das Sarekgebirge dagegen ist ein zusammenhängendes, etwa 2000 qkm bedeckendes Alpenmassiv, das in bezug auf Gesamtfläche, durchschnittliche Höhe und grossartige Natur alle übrigen Gebirge von Schweden bei weitem übertrifft.

Die amtlichen schwedischen Topographen machten nur eine flüchtige Aufnahme dieser wirtschaftlich noch wertlosen Gegend. In anderen Beziehungen blieb sie auch beinahe vollständig unerforscht.

In diesem jungfräulichen und grossartigen Alpengebiet begann Prof. HAMBERG im Jahre 1895 naturwissenschaftliche Studien besonders der zahlreichen Gletscher. Es stellte sich dabei heraus, dass die interessante Gegend im höchsten Grade eine ausführliche Untersuchung verdiente, und im Laufe der Jahre erweiterte er deshalb seine Studien zu einer fast vollständigen naturwissenschaftlichen Untersuchung, an der ausser ihm selbst bis jetzt noch acht und zwanzig andere Forscher teilgenommen haben.

Die Ergebnisse der Arbeiten werden in einem selbständigen Werke von fünf Bänden erscheinen, von dessen Inhalt folgende kurze Übersicht Kunde giebt.

Bd I. Abt. 1. *Historik und Topographie*: Einleitung von A. HAMBERG. Basis-messung. Triangulierungen, Höhen der Gipfel, Nivellements in den Tälern, photogrammetrische Kamera, Konstruktion der Karte im Massstabe 1:50000 und Namen der Karte von A. HAMBERG. Schreibweise und Aussprache der lap-pischen Namen von K. B. WIKLUND. Dieser Abteilung wird eine topographische Karte in vier Blättern beigelegt.

Bd I, Abt. 2, *Geologie*: Präquartäre Geologie und Petrographie, Gebilde der Eiszeit, topographische Formen und ihre Entstehung, jetzige geologische Bildungen, Wassermenge des Rapaättn, Transport suspendierter und gelöster Substanzen durch denselben von A. HAMBERG.

Bd I, Abt. 3, *Gletscherkunde*: Eigenschaften der Schneedecke zu verschiedenen Jahreszeiten, gegenwärtige Vergletscherung der Gegend, Methoden der Gletscher-untersuchungen, Struktur des Gletschereises, ausführlichere Untersuchungen einiger Gletscher von A. HAMBERG.

Bd II, Abt. 1, *Meteorologie und Geophysik*: Nebelfrostablagerungen und Luft-elektrizität von H. KÖHLER. Konstruktion neuer registrierender Meteorographen, Aufstellung und Betrieb derselben von A. HAMBERG. Verschiedene meteorolo-gische Aufsätze von mehreren Mitarbeitern.

Struktur und Bewegungsvorgänge im Gletschereise nebst Beiträgen zur Morphologie der arktischen Gletscher.

Von Axel Hamberg (Djursholm).

HIERZU TAF. 1-16.

INHALTSÜBERSICHT.

	S.		S.
Historischer Rückblick	69	sowie dasjenige einiger anderen Glet-	
Das Zeugnis der regenerierten Gletscher	73	schergebiete	101
Das Zeugnis der sich kreuzenden Sy-		Die Temperaturverhältnisse der Alpen-	
steme von blauen Bändern	77	gletscher	102
Theoretische Erläuterungen	82	Die Temperaturverhältnisse der Sareker	
Die Unwahrscheinlichkeit der Bildung		Gletscher	103
von Abscherrissen	82	Die Temperaturverhältnisse der spitz-	
Die Plastizität des Eises	86	bergischen Gletscher	108
Was sind die Blaubänder?	93	Messungen am Scot glacier, Spitzbergen	115
Die Orientierung der Blaubänder im		Blick auf die Temperaturverhältnisse der	
Gletscherkörper	97	hocharktischen Gletscher	117
Das Wärmeklima der Sareker Gletscher		Literaturverzeichnis	120

Historischer Rückblick.

Die plane Parallelstruktur des Gletschereises wurde schon von DE SAUSSURE und wahrscheinlich auch von anderen Gletscherforschern des achtzehnten Jahrhunderts beobachtet und in ursächliche Verbindung mit der Schichtung des Schnees gestellt [33].¹ Diese Auffassung der Parallelstruktur des Eises als sedimentär scheint man in den folgenden Jahrzehnten als mehr oder weniger selbstverständlich angesehen zu haben. Jedoch äussert bereits J. DE CHARPENTIER [11, S. 3] augenscheinlich eine abweichende Meinung, wenn er schreibt: »La fonte incomplète des neiges annuelles des hautes-névés est la cause de la stratification qu'ils présentent, mais qui s'efface et finit par disparaître entièrement à mesure qu'ils se changent en glaciers».

Einige Jahre später (1841) legte der englische Forscher JAMES D. FORBES [24 u. 25] die Ansicht dar, dass die fragliche Parallelstruktur von einer Differentialbewegung des Eises herrührte. Er denkt sich die Sache fol-

¹ Die in eckigen Klammern eingeschlossenen Zahlen weisen auf die Nummern des Literaturverzeichnisses hin.

gendersmassen: Da das Eis ein fester Körper und keine Flüssigkeit ist, wird die Bewegung nur dadurch möglich, dass die Eismassen in Schalen zerteilt werden, die im grossen ganzen konform mit dem Untergrund verlaufen und derartig die Bewegung vermitteln, dass auf den Trennungsflächen die inneren Schalen sich schneller bewegen als ihre weiterhinaus von der Mitte gerechnet liegenden Nachbarschalen (Fig. 1). »Das Eis wird daher von unzähligen Spalten durchzogen, deren Richtung ihrer Bewegung parallel ist, und wenn sich diese Spalten mit Wasser füllen, das im Winter gefriert, so erlangen sie den Anschein von Bändern, welche die Gletschermasse durchziehen»

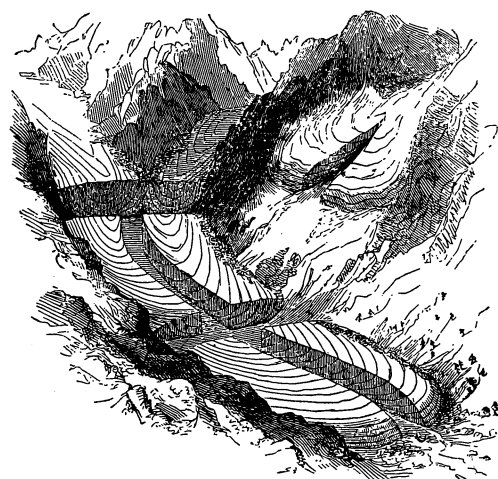


Fig. 1. Blockdiagramm nach J. D. FORBES über den Verlauf der Strukturflächen in einem alpinen Gletscher.

arbeitenden hervorragenden schweizerischen Gletscherforscher L. AGASSIZ [1] einen Gegner, der die ältere Ansicht der Herkunft der Strukturbänder aus der Schichtung des Firns energisch verteidigte. Danach haben die Meinungsverschiedenheiten über den sedimentären oder dynamischen Ursprung der Parallelstruktur des Gletschereises nicht geruht, ein Streit, der noch andauert und gewissermassen den Meinungsverschiedenheiten über die Herkunft der Parallelstruktur der kristallinen Schiefer an die Seite gestellt werden kann, wenn auch diese beiden Fragen in vielen Fällen ungleichartig sind.

Ungleichartig sind auch die Hilfsmittel, die auf diesen beiden Gebieten zu Gebote stehen. Bei der Untersuchung der Gesteinschiefer spielen die chemische Analyse und die mikroskopische Petrographie eine Rolle. Erstere kann bei den Gletscheruntersuchungen selbstredend keine strukturgenetischen Auskünfte geben, und was die optische Untersuchung betrifft, so ist diese wegen der Vergänglichkeit der Eispräparate nur wenig zur Anwendung

[24, S. 171]. »Diese Struktur steht auf keine Weise mit der Schichtung des Firns in Verbindung.» [24, S. 171].

Einen guten Beweis für die sekundäre Herkunft der Bänderung fand FORBES durch seine Beobachtung auf dem Glacier de la Brenva, dass diese Struktur vor einem vorspringenden Felsen entstand, während sie weiter oben nicht vorhanden war. Sie konnte daher nicht von irgendeiner Schichtung des Firns herrühren.

Indessen fand diese Theorie von FORBES in dem gleichzeitig mit ihm auf den Alpengletschern

gekommen, aber es ist zu hoffen, dass sie in Zukunft wichtige Beiträge zur Lösung der strukturgenetischen Fragen des Gletschereises liefern wird. Bis jetzt hat man sich hauptsächlich auf Beobachtungen in der freien Natur, d. h. auf die Gletscher selbst beschränkt, wo die Eisstruktur sich sozusagen unter unseren Augen ständig neu entwickelt.

Die Literatur über die Struktur des Gletschereises ist sehr umfangreich, aber nach dem wenigen zu urteilen, was ich kenne, scheint die naheliegende Auffassung der Struktur als die wenig veränderte sedimentäre Schichtung des Schnees keinen grösseren Anklang bei den Gletscherforschern der mittleren Jahrzehnte des letztvergangenen Jahrhunderts gefunden zu haben. Insbesondere fand man es unerklärlich, warum die Schichten, die im Firngebiet annähernd horizontal liegen, an der Firngrenze sich beinahe vertikal aufrichten. Neue Erklärungsversuche wurden von TYNDALL, H. SCHLAGINTWEIT u. a. versucht, aber mit wenig Erfolg.

Repräsentativ für die Auffassung der Parallelstruktur zu der in Rede stehenden Zeit dürfte die Darstellung HEIMS in seiner Gletscherkunde [42, S. 136] sein. Er betont, dass alle Beweise für einen Übergang der Schichtung in die sog. Blaublätterstruktur fehlen. Es sind verschiedene Sachen, die mitunter gleichzeitig in einer Gletscherpartie bestehen können. »Oft ist die alte Schichtung durch sandige Eislagen angedeutet... die neugebildete Struktur aber zeigt ebene ungestörte Flächen.« »Man findet oft — — sich unter verschiedenen ganz steilen Winkeln schneidende echte blaue Bänder oder Blätter, selbst sich kreuzende Systeme solcher blauer Bänder, Schichten können einander abstossen oder sich auskeilen, aber niemals sich durchschneiden.« »Die echte Schichtung, durch Sand und Ton gezeichnet, verwischt und zerreisst sich mehr und mehr von oben nach unten, die Blaublätterstruktur dagegen bildet sich immer deutlicher aus. Die echte Schichtung ist um so deutlicher erhalten, je regelmässiger der Gletscher ist, die Struktur hingegen bildet sich umgekehrt bei Gletschern mit Stürzen, Talverengerungen etc. am stärksten aus.«

Man sollte glauben, dass diese von HEIM und seinen Vorgängern zusammengestellten Tatsachen genügt hätten, um alle ferneren Versuche, die Blaublätterstruktur als sedimentär zu erklären, unmöglich zu machen. Aber bereits etwa 15 Jahre nach dem Erscheinen von HEIMS Gletscherkunde trat eine deutliche Reaktion ein. Der diesbezügliche Anreger war der Amerikaner H. F. REID, bekannt durch seine Gletscherstudien sowohl in Alaska [74] als in den europäischen Alpen. Er glaubte den Zusammenhang zwischen Blaubänderung und Schichtung sowohl auf dem Unteraargletscher im Berner Oberland als auf dem Fornogletscher im Engadin verfolgt zu haben. In seiner letzten Darlegung (1905) [72] scheint er der Meinung zu sein, dass die Firnschichten beim Austritt aus den breiten Firnmulden in den Gletscherstrom zu isoklinalen Falten gefaltet werden, die nach Abschmelzung

der antiklinalen Umbiegungen als steilstehende, der Bewegungsrichtung des Gletschers parallele Schichten erscheinen.

Ungefähr gleichzeitig (1904) sprach sich auch H. HESS für die Auffassung der Blaublätter als eine ursprünglich sedimentäre Struktur aus. Er schreibt in seiner Arbeit »Die Gletscher« [44, S. 172]: »Die zumeist horizontalen Schichten des Firnes werden beim Übergang aus dem weiten Firnbecken in das enge Tal, das die Gletscherzunge bestreicht, in löffelförmig ineinandergefügte Lagen umgeformt. Weil aber auf der Gletscherzunge eine andere als die mit dem Namen 'Bänderung' bezeichnete Struktur mit ähnlicher Anordnung der Lagen nicht beobachtet wird, so ist es höchst wahrscheinlich, dass die Bänderung aus der Firnschichtung entstanden ist.«

Zu derselben Zeit wie REID und HESS beschäftigte sich HANS CRAMMER mit Studien über die Struktur des Gletschereises auf dem Obersulzbachgletscher in der Venedigergruppe. Wie der Fornogletscher und die meisten Alpengletscher hat der Obersulzbachgletscher ein breites Firngebiet und eine verhältnismässig schmale Gletscherzunge. CRAMMER [12—16] glaubte beobachtet zu haben, dass die Firnschichten beim Übergang aus der breiten Firnmulde in das schmalere Gletschertal gefaltet wurden. Er verallgemeinert diese Beobachtung folgendermassen: »Die ursprüngliche Firnschichtung wird gefaltet und allmählich in Blätterung übergeführt. In der Blätterung haben wir folglich keine Neubildung, sondern bloss die Umbildung einer schon früher entstandenen Struktur zu erkennen. Gegen das Ende geht die Struktur in vertikal stehende Blätter über, die den erhaltenen Mittelschenkeln der Firnfalten entsprechen.« Seine Beobachtung gilt eigentlich nur dem Obersulzbachgletscher, aber offenbar meint er, dass sie beweist, dass die Blätterung stets aus der Schichtung hervorgeht und — wenn man gewisse Inlandeismassen ausnimmt — ungefähr so orientiert ist wie auf dem untersuchten Gletscher. Der Übergang dieser longitudinalen Blätterung in die löffelförmige des Zungenendes macht ihm aber Schwierigkeiten, und er muss sich darauf beschränken, die Tatsache mit folgenden Worten [16, S. 114] zu konstatieren: »Breitet sich — — das Zungenende — — auf einem ebenen weiten Talboden aus, dann fällt der Blätterfächer weiter auseinander und die Gruppierung der Blätter an der Stirne der Zunge wird ganz eigentümlich. Die Bänderung auf der Oberfläche des gewölbten Zungenendes verläuft da nicht parallel zur Zungenachse, sondern in schönen Bögen, die zum gerundeten Rande des Zungenendes parallel sind, von einer Seite der Zunge zur anderen.« Hinsichtlich der Ursache dieser überraschenden Umdrehung der Bänderung gibt CRAMMER, soviel ich gefunden habe, keine Erklärung.

CRAMMER diskutiert auch die Art der Gletscherbewegung. Da die kristalline Struktur bis zum Ende erhalten bleibt, kann die Bewegung nicht dadurch zustande kommen, dass die einzelnen Moleküle im Kristall sich umeinander bewegen. Ferner meint er, dass die einzelnen Eiskristalle sich

umeinander auch nicht bewegen können, denn dann würde jede Spur der Schichtung verschwinden [16, S. 120]. »Die Schichtung geht jedoch, wie wir gesehen haben, im Gletscher trotz der Bewegung lange nicht verloren. Im Gletscherende gibt es zwar nicht mehr durchlaufende Schichten, aber noch wohlerhaltene Teile der Schichten, die Blätter. Das macht sehr wahrscheinlich, dass sich das Gletschereis bewegt, indem seine Schichten und die daraus durch Faltung und Auswalzung hervorgegangenen Blätter nach den Schicht- bzw. Blattflächen aneinander vorbeigleiten.« Die CRAMMER'sche Auffassung von der Bewegungsart im unteren Teil der Gletscherzunge wird hierdurch der oben angeführten Theorie von FORBES sehr ähnlich, nur hinsichtlich der Genesis der Scherflächen unterscheiden sie sich. Für den oberen Teil der Zunge, wo die REID'schen Kämme auftreten, ist die CRAMMER'sche Bewegungstheorie nicht mehr brauchbar.

Das Zeugnis der regenerierten Gletscher.

In dem Streit über die Bildungsweise der Parallelstruktur des Gletschereises haben die regenerierten Gletscher eine gewisse Rolle gespielt. FORBES hatte betont, dass die Anordnung der Bänderstruktur dieser Gletscher von den jährlichen Lagen des Firns unabhängig sein muss. Hierin fand man einen Beweis, dass die Bänderstruktur des Eises überhaupt nichts mit der Schichtung des Firnes zu tun hatte, aber AGASSIZ hatte die Beweiskraft, die in der Struktur der regenerierten Gletscher liegen sollte, mit folgenden Worten [1, S. 242] zurückgewiesen:

»Il est évident, en effet, que dans ce cas particulier, il n'y a aucune liaison directe entre les couches primitives du névé et celles qui se reforment au bas de l'escarpement. Mais loin de prouver contre la généralité du phénomène de la stratification, l'exemple des glaciers remaniés ne fait que le corroborer; car si des coulées de glace en poudre se stratifient aussi facilement et donnent lieu à autant de couches qu'il y a eu de chutes, c'est une preuve que la stratification est une propriété inhérente aux glaciers.«

»En résumé, la seule différence qui existe entre les glaciers ordinaires et les glaciers remaniés, c'est que dans ces derniers, les couches, au lieu de représenter des dépôts annuels ou saisonniers, correspondent au nombre de chutes qui ont lieu dans un temps donné.«

Genau dieselbe Beweisführung für die sedimentäre Bildung der blauen Bänder wird von H. F. REID [77, S. 705] im Jahre 1903 angewendet. Er schreibt: »Blue veins occur in glaciers remaniés where the original stratification is undoubtedly destroyed.«

»The blue veins seen in these glaciers are merely the marks of the secondary stratification formed by the successive avalanches which form these

glaciers. The stratification is very marked on account of the large amount of debris brought down by the avalanches and concentrated on the surface by melting.»

Dieselbe Auffassung spricht H. HESS in seinem im allgemeinen vorzüglichen Buch »Die Gletscher« (1904) aus. Er äussert sich [44, S. 174], in Übereinstimmung mit einer Darstellung von E. RICHTER, folgendermassen: »Während der Zeit, die zwischen zwei aufeinanderfolgenden Niederbrüchen der oberen, vorgeschobenen Eismasse verstreicht, wirkt auf die untere Masse des regenerierten Gletschers die Abschmelzung. Die stark zerkleinerte, pulverisierte Masse, die anfänglich viel Luft eingeschlossen hielt und daher weiss erschien, wird allmählich dichter und luftärmer, sie geht in bläuliches, klares Eis über, das durch die nachstürzenden Trümmer der weiteren Abschmelzung entzogen wird. Häufig wird bei dem Absturze des Eises auch Grundmoräne mitgerissen, die dann, ebenfalls zertrümmert und über die Oberfläche des regenerierten Gletschers verteilt, zu einer deutlichen Trennung der Masse desselben in einzelne Schichten wesentlich beiträgt. Die herabgestürzte Gletscherzunge, welche ihren ursprünglichen Zusammenhang vollständig verlor, ihre natürliche Schichtung ganz aufgegeben hat, erhält auf diese Weise eine neue Schichtung, die während der Weiterbewegung des Eises ganz ebenso zu den löffelförmigen Bändern ausgewalzt wird wie die Firnschichtung im ungestörten, von der Randkluft bis zum Zungenende völlig zusammenhängenden Gletscher. Ein ausgezeichnetes Beispiel eines solchen geschichteten, regenerierten Gletschers stellt der Suphellebrae im Sognefjord in Norwegen dar.»

Dieser Gletscher ist zur Lösung der vorliegenden Streitfrage besonders geeignet, weil der regenerierte Gletscherteil von den oberen Eismassen (dem Justedalsbrae) durch einen mehrere hundert Meter hohen steilen Bergabhang vollkommen getrennt ist. Die Einwände, die gegen die Heranziehung solcher Gletscher wie des Rhonegletschers und des Glacier de la Brenva erhoben wurden, deren obere und untere Teile nicht durch festen Felsen, sondern nur durch mehr oder weniger oberflächliche Eisbrüche getrennt sind, können betreffs des Suphellebraes nicht in Frage kommen. Trotz dieser vollständigen Trennung zeigt der untere Teil, wie das beigelegte, einer Abhandlung des norwegischen Geologen J. REKSTAD entnommene Bild (Fig. 6, Taf. 1)¹ veranschaulicht, eine hübsche Parallelstruktur. Der genannte Forscher erklärt dies in derselben Weise, wie es AGASSIZ, REID und HESS, nach dem oben Angeführten, getan haben. REKSTAD schildert die Eislawine folgendermassen [78, S. 77, in Übersetzung aus dem Norwegischen]:

»Am Suphellebrae stürzt das Eis von dem oberen Brae etwas mehr als 200 m hinab. Hierbei wird es vollkommen zertrümmert und kommt als

¹ Die Reproduktion dieses guten Bildes hier verdanke ich Herrn Professor C. F. KOLDERUP in Bergen, der mir REKSTADS Originalphotographie zur Verfügung gestellt hat.

Sturz oder Lawinenstrom auf den regenerierten Brae herunter, wo die pulverisierten Eismassen sich über die Oberfläche des letzteren verbreiten. Zum Teil sind die Eisstürze mit Wasser stark untermischt, indem sie die Bäche von dem oberen Brae her aufdämmen. Sie breiten sich dann als eine breiartige Masse auf dem unteren Brae aus. In Fig. 5 (hier Taf. 1) sieht man, wie diese stromartigen Massen sich über die Oberfläche des regenerierten Braes ausgebreitet haben.»

»Mit jedem Sturz vom oberen Brae kommt eine gewisse Menge Kies und Steine herunter, die teils vom oberen Eise stammen und teils durch den Sturz selbst von der Bergwand losgeschlagen werden. Wegen des grösseren spezifischen Gewichtes des Kieses und der Steine dürften sich diese hauptsächlich im unteren Teil des Sturzes ansammeln.»

»In den Teilen des Suphellebraes, wo die Parallelstruktur hervortritt, konnten Schichten von Kies und Steinen, nach dieser Struktur eingelagert, nachgewiesen werden. Die Steine liegen ihrer grössten Ausdehnung nach in der Richtung der Schichten. Dass die Schichtung sowohl in Fig. 5 als in Fig. 36 (der Abhandlung REKSTADS) so deutlich hervortritt, beruht auf der dunkleren Farbe der kiesreicheren Schichten. Hieraus dürfen wir schliessen, dass die Parallelstruktur des regenerierten Teiles des Suphellebraes ursprünglich von der stromartigen Verbreitung der Stürze des oberen Braes herrührt. Bewegung, Druck und die in Verbindung damit stehende Schmelzung und Regelation kann wohl noch dazu beigetragen haben, dass die Schieferung deutlicher hervortritt, aber diese hat ihren Ursprung von den sukzessiven Schichten, die die Stürze von dem oberen Brae her erzeugen.» — — —

Durch die oben angeführten Arbeiten und Äusserungen hervorragender und einflussreicher Forscher war, kann man sagen, die von HEIM und verschiedenen älteren Forschern vertretene Auffassung von der Parallelstruktur des Gletschereises als nicht sedimentäre Schichtung ganz verdrängt. Bei meinen Studien auf lappländischen Gletschern war ich aber schon früher zu einer entgegengesetzten Meinung gekommen. Wegen der entscheidenden Bedeutung, die das Verhalten der regenerierten Gletscher für die Lösung des fraglichen Problems hatte, beschloss ich daher selber den Suphellebrae zu besuchen. Fast unmittelbar nach der III. internationalen Gletscherkonferenz in Maloja vom 6. bis 9. Sept. 1905, der ich beiwohnte, reiste ich — trotz der anhaltenden Unionskrise — nach dem Suphellebrae, den ich am 2. Okt. besuchte. Ich hatte das Glück, Augenzeuge des Herunterstürzens von wenigstens einem Dutzend Eislawinen während einiger Stunden zu sein.

In der Bergwand, die den Abhang des Justedalsbrae von der unteren Gletscherabteilung trennt, sind vier nicht besonders ausgeprägte Täler (Taf. 1) erodiert, in die kurze Eiszungen von der oberen Gletscherwand heruntergehen. Durch diese kleinen Täler werden sämtliche Eislawinen heruntergeleitet. Bei meinem Besuch wurden die drei östlichsten Tälchen abwechselnd

benutzt. Grosse Eisblöcke stürzten von der Eiswand krachend herunter und wurden von einem der Tälchen aufgefangen, dort in grössere und kleinere Stücke zu Lawinenstrom zerschlagen, der sich verhältnismässig langsam durch das Tälchen bewegte, grosse Massen von feinem Eisstaub aufwirbelnd. Am unteren Ende der Tälchen wurden diese Lawinenströme als wahrscheinlich annähernd 20—30 m mächtige Schuttkegel von Eis abgelagert.

REKSTAD spricht davon, dass die Eislawinen mit Wasser vermengt waren und sich als breiartige Massen auf dem regenerierten Gletscher ausbreiteten, aber bei meinem Besuch, der später im Herbst stattfand als derjenige REKSTADS, war kein Wasser zu sehen, wie auch aus einem Vergleich zwischen der von REKSTAD aufgenommenen Photographie (Fig. 6) und den meinigen (Fig. 7 u. 8, Taf. 2) hervorgeht. Trotzdem bildeten die Eisschuttkegel keine besonders steilen Hügel, ihre Seiten hatten eine Böschung von etwa 10—20°. Nach jedem Sturz ging von dem betreffenden Schuttkegel ein sich langsam vorwärts bewegender Eisschuttstrom aus (Fig. 8), der der Neigung der Gletscheroberfläche folgte und, wo ich diese Ströme betrachtete, eine Geschwindigkeit von etwa $\frac{1}{2}$ Meter in der Sekunde hatte. Der Schuttstrom glitt auf der glatten Oberfläche des Gletschers, die offenbar weniger Friktion darbot als die Schuttmassen gegeneinander. Der Querschnitt des Stromes war konvex, in der Mitte war er daher am dicksten und die Geschwindigkeit am grössten. Von den dünneren Seiten wurden niedrige Wälle (Fig. 8) zurückgelassen, die nachher den Weg des Stromes kennzeichneten. Durch diese Wälle erfuhren die Eisströme einen bedeutenden Substanzverlust, der zuletzt zu einem Aufhören der Bewegung führte.

Das Material der Eisschuttströme waren fast runde Eiskugeln (Fig. 8) von allen Dimensionen zwischen einem Durchmesser von einem Meter bis zu feinstem Staub (Fig. 7), der in die Luft aufgewirbelt wurde. Die Bewegung fand teils durch Gleiten auf der Unterlage, teils durch Differentialbewegungen in der Schuttmasse selbst statt. Die grösseren Eiskugeln kamen hierbei in lebhaft Rotation, die die runde Form und ein unablässiges Abschleifen der Eisstücke verursachte. Die Eisschuttströme, die ich sah, waren blendend weiss und enthielten nur wenig Steine.

Die durch die Eislawinen bewirkte Akkumulation findet also in ganz anderer Weise statt, als AGASSIZ und REID sie hinsichtlich der regenerierten Gletscher im allgemeinen und REKSTAD in Bezug auf den fraglichen Gletscher beschreiben. Erstens werden die herabstürzenden Eismassen keineswegs so vollständig pulverisiert, wie die genannten Autoren zu glauben scheinen, zweitens werden sie nicht so gleichmässig ausgebreitet, wie sie voraussetzen. Statt dessen bilden die gedachten Eismassen auf dem Suphellebrae vier verschiedene, von geneigten Seiten begrenzte Eisschutthalten, von denen vereinzelte schmale Ströme ausgehen. Diese Ablagerungsverhältnisse entsprechen keineswegs der regelmässigen Parallelstruktur, die auf

REKSTADS Photographien so vorzüglich hervortritt. Man muss also sagen, dass diese ausgezeichnete Parallelstruktur trotz der sehr unregelmässigen Akkumulation, die keine Ähnlichkeit mit der Schichtung des Schnees bei sukzessiven Schneefällen hat, entstanden ist. Die Parallelstruktur des Eises des Suphellebraes ist demnach nicht sedimentären Ursprungs, und ein Beweis für einen solchen Ursprung der Bänderung der Gletscher ist hier nicht zu finden.

Das Zeugnis der sich kreuzenden Systeme von blauen Bändern.

Es ist schon oben hervorgehoben worden, dass HEIM in seiner Gletscherkunde das Vorkommen von sich kreuzenden Systemen von blauen Bändern als einen entscheidenden Beweis gegen ihre sedimentäre Herkunft betrachtet. Solche sich kreuzende Systeme hatte bereits AGASSIZ beobachtet, aber er fasste stets eines als sedimentär auf, während er die übrigen als zweifelhaften Ursprungs ansah, über den er sich nicht bestimmt äusserte. TYNDALL legt dagegen grosses Gewicht auf seine auf dem Furggletscher am Zermatt (1858) gemachte Beobachtung über Bänderung, die quer über die Schichtung (?) verlief, und betrachtet dies Verhalten als entscheidenden Beweis für seine Ansicht, dass die Bänderung sich unabhängig von der Schichtung bildet. Von dieser Beobachtung sagt HESS [44, S. 176]: »Sie steht aber völlig vereinzelt da und nur in losem Zusammenhange mit einer häufiger gesehenen Überlagerung des gebänderten Eises mit geschichtetem Schnee, bei welchem die Schichten horizontal und fast senkrecht zu den Bändern verlaufen.«

Bei der Gletscherkonferenz am Rhonegletscher wurde nach dem Bericht von E. RICHTER [80] folgende Tatsache bekräftigt: »In mehreren Spalten am roten Profil wurde beobachtet, dass die blauen Blätter die Lagen vertikal durchsetzen.« HESS [44, S. 177] betrachtet dies indessen nur als eine diskordante Überlagerung. Hierdurch wird der Umstand, dass die blauen Blätter den später abgelagerten Schnee durchschneiden, kaum erklärt. CRAMMER [13, S. 103], der an der sedimentären Bildung der Blaublätter festhält, meint nach komplettierenden Studien am Übergegossenen Alm, dass die Bänderung, die die Schichten durchsetzt, Wassereis sei. Eine Annahme, die wohl in einzelnen seltenen Ausnahmefällen richtig sein kann, aber als allgemeine Erklärung der sich kreuzenden Parallelstrukturen äusserst unwahrscheinlich ist. Auch REID [77, S. 705] will in ungefähr derselben Weise die TYNDALL'schen Beweise wegerklären.

Die von FORBES und TYNDALL vertretene Anschauung, dass die Blaublätter unabhängig von der Schichtung auftreten, war also zu der in Rede stehenden Zeit (um 1905) von den meisten damals tätigen führenden Gletscherforschern zurückgewiesen, nur einige der älteren, wie HEIM und FOREL, scheinen an der früheren Auffassung festgehalten zu haben. Da ich mich

zu eben derselben Zeit mit Untersuchungen über die Gletscher des Sarekgebirges beschäftigte und die Anschauung von FORBES betreffs der Bildungsweise der Parallelstruktur wenigstens in groben Zügen als richtig erkannt hatte, beschloss ich, nachdem ich die Beobachtungen am Suphellebrae 1905 angestellt hatte, meine von der führenden Mehrzahl abweichende Meinung zu veröffentlichen. Eine Gelegenheit dazu bot sich auf dem Geographen-kongress in Genf 1908 [37].

Meine Beweisführung basierte hauptsächlich auf den oben angeführten Verhältnissen des Suphellebraes sowie auf Beobachtungen im Sarekgebiet über sich kreuzende Parallelstrukturen (Fig. 11 u. 12, Taf. 4, Fig. 13, Taf. 5). Mehrmals fanden sich nicht nur zwei, sondern mehrere sich kreuzende Systeme von Strukturflächen. Dass diese Strukturen, die untereinander gleich waren und offenbar nichts mit der Sedimentation zu tun hatten, durch die Bewegung der Eismassen zustande gekommen waren, schien mir zweifellos zu sein. Man muss daher annehmen, dass das Eis durch einen schiebenden Druck nach Flächen zerbrochen wird, die etwa dem verzögernden Element parallel laufen. Die Bewegungen nach den Rissen dürften gering sein. Die Risse sind häufig mit feinkörnigem Eise (Fig. 9, Taf. 3) gefüllt, das Quetschzonen darstellt, die beim Gleiten zweier Eisflächen gegeneinander entstanden sind.

Da ich nicht wagte, zusammenhängende, durch die ganze Masse eines tiefen Gletschers gehende Schubflächen anzunehmen, fand ich es wahrscheinlich, dass diese den oberflächlicheren Teilen des Gletschers angehörten, und dass die Bewegung in der Tiefe sich hauptsächlich plastisch vollzog.

Etwa zu derselben Zeit trat H. PHILIPP mit einer Abhandlung hervor, worin er sich der von mir vertretenen Anschauung unumwunden anschloss. Während meine Darstellung auf dem Stadium meiner kurzen, auf dem Genfer Kongress veröffentlichten vorläufigen Mitteilung verblieb, lieferte PHILIPP im Jahre 1920 eine ausführliche Darstellung der diesbezüglichen Erscheinungen, die auf umständliche Studien mehrerer alpinen und einiger spitzbergischen Gletscher sowie eine gute Literaturkenntnis begründet war. Wie ich, betrachtet PHILIPP die Bänderung als eine Art Bewegungsflächen, die die innere Differentialbewegung des Eises ermöglichen. Der Deutlichkeit halber entnehme ich seiner Darstellung einige Sätze, die seine Anschauung mit seinen eigenen Worten hervortreten lassen. Er schreibt [70, S. 462]:

»Jeder Gletscher, gleichviel welcher Ausdehnung und in welchem Gebiet, ob stationär, vorstossend oder im Rückgang begriffen, wird von einer Anzahl dem Untergrund angepasster Abscherungsflächen durchzogen, die in gewissen, scheinbar gesetzmässigen Abständen auftreten und an denen eine Gleitung der übereinandergelagerten Gletscherteile stattfindet. Hierdurch erweisen die Abscherungsflächen sich als ein Bewegungselement des Gletschers.»

Diese Abscherungsflächen bilden die von verschiedenen Forschern mit den verschiedenen Benennungen Blaublätter, Blaubänder, Bänderung, Blätterstruktur bezeichnete Parallelstruktur. Für diese führt PHILIPP eine neue Bezeichnung Blättertextur ein, die auf die Anwendung des Wortes Textur zum Unterschiede von Struktur in der Petrographie basiert sein soll. Die Benutzung dieses Wortes ist aber schwankend [51], und nach meinem Dafürhalten liegt daher kein Grund vor, eine neue Benennung zu den vielen schon vorhandenen einzuführen.

Die Blätter nehmen je nach ihrem Alter ein verschiedenes Aussehen an. Die jungen, ganz frischen Blätter erlauben eine Spaltung, sie überschneiden häufig die älteren Blattersysteme, die infolge Umkristallisation eine Abgrenzung nach Korngrösse und Korngrösse nicht mehr wahrnehmen lassen.

Da diese Flächen dem verzögernden Element, d. h. dem Untergrund, parallel laufen, kann man an der Oberfläche des Gletschers, wenn man die Anzahl Gleitflächen vom Rande bis zu den mittleren Teilen des Gletschers und ausserdem die Bewegungsgeschwindigkeit in verschiedenen Teilen der Querlinie kennt, die relative Verschiebung an jeder Gleitfläche approximativ berechnen. PHILIPP gibt in Übereinstimmung mit mehreren älteren Gletscherforschern an, dass in den Randpartien eines alpinen Gletschers die Abstände der Risse voneinander etwa $\frac{1}{2}$ m—2 m betragen [70, S. 513]. »Das würde bedeuten, dass bei verschiedenen Gletschern auf den gleichen Raum ungefähr gleich viel Scherflächen entfallen«. Aus den bekannten Daten über die Geschwindigkeitszunahme sucht nun PHILIPP den durchschnittlichen Betrag der jährlichen Verschiebung an einer Abscherungsfläche zu berechnen. Unter Anwendung der Geschwindigkeitsmessungen von HESS auf dem Hintereisferner findet er den jährlichen Verschiebungsbetrag $= 0,35$ m. Für das linke Ufer des Rhonegletschers am roten Profil findet er $0,33$ m und für das entsprechende rechte Ufer $0,32$ m pro Jahr im Durchschnitt für jede Verschiebungsfläche. Vorsichtigerweise fügt er aber [70, S. 514] hinzu: »Diese Berechnungen sind natürlich insofern cum grano salis zu nehmen, als nicht in Wirklichkeit die gleichen Abscherungsflächen das ganze Jahr bestehen bleiben, sondern durch neu aufspringende in ihren Funktionen abgelöst werden, ausserdem entsprechen sie nur einer durchschnittlichen Geschwindigkeit eines Trogstückes. Spätere Untersuchungen werden also zunächst Klarheit darüber bringen müssen, ob die Abstände der Scherflächen tatsächlich gewisse Regelmässigkeiten aufweisen, ob die Häufigkeit bestimmter Abstände ganz allgemein gilt, oder ob sie sich ändert mit der Entfernung vom Rande bzw. von der Basis.»

Betreffs der Form der zwischen zwei dominierenden Scherflächen befindlichen Eismasse meint PHILIPP, dass sie sich nach der Unterlage richtet. In den U-förmigen Alpentälern ist die Form etwa zylindrisch (Fig. 4, unten) und nicht löffelförmig, wie früher allgemein angenommen worden ist. In

den breiten arktischen Tälern oder auf den Plateaus bilden die Scherflächen hauptsächlich horizontale oder wenig geneigte Ebenen.

»Über den Vorgang des Abscherens, d. h. ob dieses sich in einem plötzlichen schnellen Ruck oder einem langsamen Gleiten vollzieht, liegen noch zu wenig Beobachtungen vor.« PHILIPP [70, S. 518] neigt zu der Auffassung, dass das erstere der Fall ist, eine Auffassung, die schon FINSTERWALDER [23] ausgesprochen hat. Nach dem ersteren sind ferner die Scherflächen das Hauptelement der Gletscherbewegung, aber doch zieht er in Erwägung, »ob nicht neben der Abscherung noch die Plastizität eine wenn auch untergeordnete Rolle spielt.« Dass das Eis eine gewisse Plastizität besitzt, geht aus tatsächlich beobachteten Faltungen im Eise, z. B. in den s. g. REID'schen Kämmen, hervor. Aber endgültig spricht er sich doch für die Auffassung aus, dass der Hauptanteil an der Gletscherbewegung »weder auf molekularer Verschiebung innerhalb eines einzelnen Gletscherkorns (Translation) noch auf Phasenänderungen von Korn zu Korn (Regelation), sondern auf dem Übereinandergleiten in sich fest zusammenhängender Gletscherteile an einer Anzahl von Abscherungsflächen, deren Anordnung durch die Gestaltung des Untergrundes bedingt ist«, beruht.

Endlich äussert sich auch PHILIPP über die Schichtung im Firne. Er scheint sie zu bezweifeln und will auch die dort vorkommende Parallelstruktur hauptsächlich als Abscherungsflächen auffassen, die die Bewegung ermöglichen.

Die vorzüglichste Beweiskraft in den Ausführungen PHILIPPS liegt wohl in den zahlreichen Nachweisen sich kreuzender Parallelstrukturen, von denen selbstverständlich nur eine sedimentäre Schichtung darstellen konnte, und da verschiedene Systeme untereinander paralleler Bänder gleich aussehen, ist wahrscheinlich keines sedimentären Ursprungs. Ich glaubte, dass durch die ausführliche und beweiskräftige Darstellung PHILIPPS der Verteidigung der Parallelstruktur des Gletschereises als sedimentären Ursprungs der letzte Boden entzogen worden sei, aber dies scheint keineswegs der Fall zu sein. Zwar hat sich K. GRIPP [30] in seinen Studien über nicht weniger als 21 Gletscher auf Spitzbergen der dynamischen Auffassung der Parallelstruktur unumwunden angeschlossen mit der Ausnahme, dass er der Plastizität des Eises eine etwas grössere Rolle zuerteilt, als PHILIPP es tut.

Es hat aber auch nicht an Opposition gefehlt. So äussert sich der sehr erfahrene Gletscherforscher H. HESS [46] sehr geringschätzig über die Behauptung PHILIPPS, dass die »Abscherungsflächen« die wesentlichen Träger der Gletscherbewegung seien. Statt dessen betrachtet er, wie zuerst AGASSIZ, die fraglichen Risse als unwesentliche Bildungen, die jedenfalls keine grosse Bedeutung für die Entstehung der Bänderung und die Bewegung der Gletscher haben. In demselben Sinne spricht sich F. NUSSBAUM [66] in einer Abhandlung »Über die Schmutzbänderung der Gletscher« aus. Aber

diese Schmutzbänderung, die NUSSBAUM als eine Folge der sommerlichen Verbreitung von Staub im Firngebiet betrachtet, scheint eine noch nicht erklärte Erscheinung zu sein, wie aus folgenden Tatsachen hervorgeht. Auf einem sehr prächtigen, von NUSSBAUM reproduzierten Flugbild des Mer de Glace findet man die Zahl der Schmutzbänder zwischen dem unteren Ende und dem Gletschersturz des Glacier du Géant ou du Tacul etwa gleich 50. Da die Länge der Gletscherzunge etwa 8 km ist und die Bewegung der Mittellinie etwa 150 m im Jahre beträgt, deutet dies darauf, dass ungefähr ein Schmutzband im Jahr den Gletschersturz passiert, d. h. dass die Schmutzbänder in irgendeiner genetischen Beziehung zu dem Gletschersturz stehen. Dies scheint auch die Meinung mehrerer Gletscherforscher, wie TYNDALL und HEIM, gewesen zu sein. Letzterer [42, S. 132] gibt an, dass auf der genannten Strecke des Mer de Glace 30—40 Schmutzbänder, »in einer mittleren Distanz von etwa 216 m in der Mittellinie der Gletscheroberfläche gemessen«, zu finden seien. Die Zahl der Schmutzbänder scheint sich also seit der Zeit dieser älteren Gletscherforscher vermehrt zu haben, was auf eine Verminderung der Bewegungsgeschwindigkeit hindeutet. Irgendeinen Beweis dafür, dass die Schmutzbänder den Jahresschichten des Firnes entsprächen, führt NUSSBAUM nicht an.

Zuletzt habe ich in einer kleinen Notiz von W. BEHRMANN [3, S. 136] über den Suphellebrae die im Vorstehenden referierten Auffassungen von AGASSIZ, REID und REKSTAD wiedergefunden, ohne dass diese Verfasser, geschweige denn meine Abhandlung von 1908, erwähnt werden.

Zu einer einheitlichen Auffassung der Entstehung der Parallelstruktur der Gletscher haben also weder mein auf dem Geographenkongress in Genf 1908 gehaltener Vortrag, der den Beifall FORELS gewann, aber sonst wenig Spuren hinterlassen hat, noch die wiederholten ausführlichen Darstellungen von PHILIPP geführt. Die sedimentäre Auffassung ist aber doch nicht mehr so nahezu allein herrschend wie vor 25 Jahren.

Nachdem Vorstehendes bereits geschrieben war, habe ich die sehr interessante Abhandlung von J. P. KOCH und A. WEGENER über »Wissenschaftliche Ergebnisse der dänischen Expedition nach Dronning Louises-Land usw.« erhalten und gelesen und sehe, dass diese Forscher sich ganz entschieden der von PHILIPP vertretenen Ansicht anschliessen. Sie betrachten [55, S. 287] ihre Beobachtungen als »eine neue Widerlegung der von HESS u. a. vertretenen Ansicht, nach welcher die Blaubänder eine deformierte Firnschichtung sein sollen. Diese Ansicht erscheint im vorliegenden Falle besonders augenfällig widerlegt, weil die vorausgesetzte Schichtung im Firn hier (auf dem Inlandeise) überhaupt fehlt und in verschiedenen Fällen ein-

wandfrei die Durchkreuzung mehrerer Blaubandsysteme beobachtet werden konnte.»

Wenn auch einige Forscher noch den sedimentären Ursprung der Parallelstruktur aufrechtzuerhalten versuchen, dürfte dies nunmehr doch als eine vergebliche Mühe anzusehen sein. Ich will damit aber nicht behaupten, dass die Arbeiten von PHILIPP u. a. die Fragen nach der Entstehung der Gletscherstruktur und die nach dem Vorgang der Gletscherbewegung endgültig gelöst haben. Vielmehr scheinen mir diese Fragen, wenn man tiefer in sie eindringen will, noch in Dunkel gehüllt zu sein.

Theoretische Erläuterungen.

Die Unwahrscheinlichkeit der Bildung von Abscherrissen.

Die im vorigen (S. 70) angeführte Auffassung von FORBES, die auch durch die Fig. 1 erläutert wird, setzt voraus, dass das Eis von Spalten durchzogen wird, die dem Untergrund annähernd parallel verlaufen. Diese Spalten ermöglichen die Bewegung. Wenn die Spalten mit Wasser gefüllt werden, das gefriert, entstehen die Blaubänder.

In meinem Vortrag in Genf 1908 habe ich die Blaubänder als Quetschzonen bezeichnet, die wirklichen Schubspalten oder Gleitflächen entsprechen.

PHILIPP bezeichnet die Blaublätter als vernarbte Abscherfugen. Vor der Vernarbung waren es offene Abscherrisse, die die wesentlichen Träger der Gletscherbewegung sind. Die Abscherrisse seien gesetzmässig dem Untergrund des Gletschers angepasst, daher bei Talgletschern trogförmig.

Sowohl FORBES als PHILIPP meinen, dass die Abscherrisse den ganzen Gletscher durchziehen. Ich aber fand dies wegen des hohen Wertes für die Bruchbelastung des Eises nicht möglich. Ich schrieb [37, S. 358]: »Noch in einem 100 m dicken Gletscher befinden sich ... nicht einmal die Bodenschichten unter einem so grossen Druck (wie die Bruchbelastung). Es ist deshalb nicht möglich, dass die Gleitflächen die ganze Eismasse durchsetzen, sondern man muss annehmen, dass die Spannungen unregelmässig verteilt sind und sich auf gewisse Punkte konzentrieren, die mit der Zeit abwechseln, oder lieber, dass die Gleitflächen hauptsächlich in der Nähe der Oberfläche des Eises gebildet werden, und dass die entsprechenden Bewegungen in der Tiefe sich hauptsächlich plastisch vollziehen.«

Die Beanspruchungen, die die Bildung von Abscherrissen veranlassen sollten, sind offenbar Beanspruchungen durch Schub. Die Frage ist da, wie gross ist die Schubfestigkeit des Eises, und sind die annehmbaren Schubspannungen im Eise gross genug, um Schubspalten hervorrufen zu können?

Die Schubfestigkeit des Eises scheint nicht genau bekannt zu sein. HESS

gibt [48, S. 356] an, dass für rasch wirkende Kräfte »das Eis eine Druckfestigkeit von 25 kg je cm^2 und eine Zugfestigkeit von 7 bis 8 kg je cm^2 « zeigt. In HEIMS Gletscherkunde [42, S. 287] ist für die Scherfestigkeit des Eises 7—8 kg je cm^2 angegeben. Wenn auch dieser Wert nur annähernd richtig sein kann, genügt er vollkommen für unsere Betrachtungen. Derselbe besagt, dass, wenn man einen Eisstab von 1 cm^2 Querschnitt hat, eine Kraft von 7—8 kg erforderlich ist, um ihn abzuschneiden. Selbstverständlich dürfen hierbei keine Einflüsse durch Schmelzung mit hereinspielen.

Wenn wir diesen Wert auf die Verhältnisse in einem Gletscher übertragen, ergibt sich, dass, um einen Abscherriss von 1 cm Tiefe zu erhalten, der Druck oberhalb des Risses 7 kg grösser als unterhalb desselben sein muss. Für einen Riss von 1 m Tiefe würde ein Überdruck von 700 kg erforderlich sein usw. Zur Erzeugung von so grossen zusammenhängenden Rissen in einem grossen Gletscher, wie FORBES sie gezeichnet hat, würden ganz enorme Überdrucke erforderlich sein, die gar nicht zur Verfügung stehen.

PHILIPP hat zwar gemeint, dass die Risse nicht zusammenhängend sind, sondern aus selbständigen Stücken bestehen, die nur in ungefährer Fortsetzung voneinander verlaufen. Aber offenbar hat er gemeint, dass Risse etwa von der Grössenordnung 100 m auf einmal gebildet werden könnten, aber selbst diese, wenn es sich um wirkliche Abscherrisse handeln sollte, sind nach der vorhandenen Kenntnis von der Festigkeit des Eises und den in einem Gletscher möglichen Druckvariationen nicht denkbar.

Eine andere Sache, die die Entstehung von Überschiebungsrissen im Inneren eines Gletschers unmöglich macht, ist die, dass die vorgelagerten Eismassen die Bewegung des Hangenden verhindern müssen. Unter diesem Gesichtspunkt würden nur solche Überschiebungen, die an der Oberfläche des Gletschers auslaufen, möglich sein.

Einen Begriff von den Druckverhältnissen in einem Gletscher, dessen Temperatur sich auf dem jeweiligen Schmelzpunkt des Eises hält, dürfte man durch Temperaturbestimmungen in tiefen Bohrlöchern im Eise erhalten. Solche Bestimmungen sind auch ausgeführt worden, die besten wohl von BLÜMCKE und HESS bei ihren berühmten Tiefbohrungen auf dem Hintereisferner. Betreffs des Resultates schreibt HESS [48, S. 368]: »Das Ergebnis ist qualitativ in Übereinstimmung mit den aus der Wärmetheorie gefolgerten Schmelzpunktserniedrigungen von $0,0075^\circ$ pro Atmosphäre Druck. Die gemessenen Temperaturen liegen aber zumeist etwas niedriger als die errechneten Werte; das ist in Übereinstimmung mit der Tatsache, dass an jeder Stelle des Gletschers zum Vertikaldruck noch ein parallel zu den Strömungslinien wirkender Bewegungsdruck kommt.«

Bei der Diskussion der Temperaturmessungen in den Bohrlöchern auf dem

Hintereisferner ist zu bemerken, dass zur Entfernung des Bohrmehles ein kräftiger Wasserstrom durch das Loch während des Bohrens geleitet wurde. Wahrscheinlich stand das Loch bei den Temperaturmessungen voll Wasser. Der Druck in dem wassergefüllten Loch war daher wahrscheinlich etwas grösser als der statische Druck im Eise, und die Schmelzpunktserniedrigung an den in Kontakt mit Wasser stehenden Wänden des Loches muss schon deshalb etwas grösser gewesen sein als die durch den statischen Druck des Eises erzeugte. Eine Vorstellung von der Grössenordnung der bei den Experimenten auf dem Hintereisferner vorkommenden Temperaturschwankungen und den Drucken, um die es sich hierbei gehandelt haben kann, erhält man durch folgende Berechnungen, die aus den Temperaturmessungen in einem 153 m tiefen Bohrloch am 22.—23. Aug. 1902 von BLÜMCKE und HESS erhalten wurden.

	Tiefe des Messpunktes	
	78 m	148 m
Statischer Druck des Eises	7,1 kg : cm ²	13,4 kg : cm ²
Schmelzpunktserniedrigung infolge desselben ...	0°,053	0°,1005
Von BLÜMCKE & HESS beobachtete Temperatur	—0°,062	—0°,137
Überschuss der Temperatursenkung	0°,009	0°,0365
Überdruck infolge der Bewegung	1,2 kg : cm ²	4,9 kg : cm ²
Druck des Wassers im Rohr, wenn mit Wasser gefüllt	7,8 kg : cm ²	14,8 kg : cm ²
Schmelzpunktserniedrigung infolge des Wasser- druckes	0°,0585	0°,111
Überschuss der Temperatursenkung	0°,0035	0°,026
Daraus berechneter Überdruck	0,5 kg : cm ²	3,5 kg : cm ²

Die beiden Messungen geben abweichende Resultate. In der Tiefe 78 m ist die Temperatursenkung ganz gering und dürfte durch den Wasserdruck erklärt werden können, wenn das Loch wirklich mit Wasser gefüllt war, da HESS den mittleren Fehler jeder Temperaturmessung mit $\pm 0,007^\circ$ angibt. Betreffs des tieferen Messpunktes (148 m) ist die Temperatursenkung 4—5 mal grösser als der angegebene mittlere Fehler, und dieser Überschuss ist wohl, wie HESS betont, nur durch den Bewegungsdruck zu erklären.

Der durch die Bewegung hervorbrachte »Überdruck« beträgt aber — je nach der Berechnungsweise — nur etwa 3,5—4,9 kg : cm² und ist zu gering, um etwaige Abscherungsrisse hervorzurufen. Es ist zwar möglich oder sogar wahrscheinlich, dass die reichliche Wasserspülung die Temperatur in der Umgebung des Bohrloches wesentlich erhöht hatte, aber es ist trotzdem nicht wahrscheinlich, dass so grosse Temperatursenkungen angetroffen worden wären, dass sie die Bildungen von wirklichen Schubsprüngen erklärten.

Indessen sieht man, dass durch Temperaturuntersuchungen in Bohrlöchern interessante Aufschlüsse über die Druckverteilung im Innern einer Gletschermasse möglich sind. Die Arbeiten sollten dabei besonders auf die Temperaturmessungen eingestellt werden. Wenn die Löcher von Spalten durchsetzt sind, müssen sie wahrscheinlich mit eisernen Röhren ausgekleidet werden, deren Gewicht durch einen breiten Flansch oder eine andere Vorrichtung von der Eisoberfläche getragen würde. Die Röhren sollten am unteren Ende mit Boden versehen sein. Geschieht dies aber nicht, so wäre es nötig, dass das Loch mit einem Öl (etwa Petroleum) gefüllt würde, das mit dem Eise nicht reagiert und etwa dasselbe spezifische Gewicht hat wie das Gletschereis. Eine ziemlich kostspielige Untersuchung würde dies freilich werden.

Es ist aber nicht denkbar, dass hierdurch so grosse Druckverschiedenheiten nachgewiesen werden würden, dass sie die Bildung von tiefen wirklichen Abschersprüngen erklären könnten. Aber an und für sich würde eine solche Untersuchung wie die vorgeschlagene von grösstem Interesse sein.

Obgleich ich also behaupten muss, dass im Gletschereise keine so grossen Druckverschiedenheiten vorkommen, dass dadurch die ziemlich dicht aneinander liegenden Blaubänder (Fig. 9 u. 10, Taf. 3) als vernarbte Risse erklärt werden könnten, will ich andererseits zugeben, dass besonders am untern Ende eines grossen Gletschers wirkliche Abscherisse vorkommen können. Die Unterlage des Gletscherendes ist häufig steil (Glacier d'Argentiére Fig. 27, Taf. 12; Mikkaglacieren Fig. 14, Taf. 5), und die Eismasse selber ist dünn. Wenn z. B. die Unterseite des untersten Teiles der Zunge sich in Moränenmaterial festsetzt, dürften die darüberliegenden Eismassen eines grossen Gletschers einen so bedeutenden Druck ausüben, dass Scherflächen entstehen. Die unregelmässigen Sprünge, die in dem Bilde Fig. 14 der Taf. 5 auftreten, dürften wohl sicher wirkliche Abscherisse darstellen, haben aber offenbar nichts mit der Blaubandstruktur zu tun. Damit ist nicht gesagt, dass alle wirklichen Verschiebungsrisse unregelmässig sein müssen. Dagegen scheint die Behauptung gerechtfertigt, dass sie nur in den untersten Teilen der Zunge auftreten, wo grosse Druckverschiedenheiten möglich sind und eine verhältnismässig geringe Eisdecke vorliegt.

Die Blaubänder bilden sich auch in den kleinsten Kaargletschern aus, in denen von grossen Druckverschiedenheiten zwischen je zwei Seiten der Bänder keine Rede sein kann. Die Bilder Fig. 15 und 16 der Tafel 6 stellen solche Gletscher dar. Besonders ist der Takarglacieren klein und der Höhenunterschied zwischen dem Akkumulationsgebiet und dem Abschmelzungsgebiet gering. Von grossen Drucken kann in diesem Falle keine Rede sein, trotzdem ist die Bandstruktur gut entwickelt. Dies beweist, dass sie sich unabhängig von wirklichen Sprüngen entwickelt.

Die Plastizität des Eises.

Wenn ich auch der Meinung bin, dass die Blaubänder keine wirklichen Risse darstellen, die das Eis zerteilen, bin ich doch weit davon entfernt, einen Bewegungsvorgang längs den Blaubändern in Abrede zu stellen. Dagegen scheint die Gletscherbewegung nicht in ihrer Gesamtheit auf die Blaubänder und das Gleiten auf der Unterlage beschränkt zu sein, sondern es scheint auch eine nicht durch bestimmte Flächen gebundene plastische Bewegung vorzukommen.

Bei den plastischen Umformungen der Materie können offenbar die Bewegungselemente — nach dem gewöhnlichen Sprachgebrauch — von sehr verschiedener Grössenordnung sein. Je nach der Grösse der Bewegungselemente könnte man die plastischen Körper in drei Klassen einteilen: mikroplastische, mesoplastische und makroplastische Körper. Der Gletscher in seinem ganzen Umfang könnte als makroplastisch bezeichnet werden. Ein plastischer Ton, der aus harten Gesteinteilen von der Grössenordnung $0,08$ — $0,002$ mm besteht, kann als mesoplastisch angesehen werden, weil die Körner nicht aus einzelnen Molekülen, sondern aus kleinen Gesteinsplittern bestehen, die eine grosse Menge Moleküle enthalten. Viele Körper, wie metallisches Blei und Steinsalz, dürften als mikroplastisch anzusprechen sein, weil bei plastischen Umformungen dieser Stoffe die einzelnen Moleküle, die jedenfalls viel kleiner als Tonpartikel sind, sich relativ zueinander bewegen. Wie bei den meisten Klassifikationen sind bei der hier aufgestellten die Grenzen nicht ganz bestimmt; so dürften viele kolloide Körper, die eine bedeutende Molekulargrösse besitzen, als Zwischenglieder zwischen den beiden letzteren Abteilungen betrachtet werden können.

In Anwendung dieser Klassifikation auf die Plastizität des Gletschereises würde man eine Umformung desselben, die in Verschiebungen der Eismoleküle zueinander im Gletscherkorn bestünde, als mikroplastisch bezeichnen, dagegen eine solche, wodurch die Lage der Gletscherkörner zueinander verändert würde, mesoplastisch nennen.

Die mikroplastischen Bewegungen beschränken sich auf die von MC CONNEL [59] entdeckten und von MÜGGE [62, 63, 64] näher untersuchten Translationen nach verschiedenen Richtungen der Basisfläche der hexagonalen Eisindividuen, sowie die Biegungen dieser Fläche selbst. Der geringste Druck, der für die Überwindung der Reibung bei Translationen längs einem Querschnitt von 1 cm^2 nötig ist, beträgt nach MÜGGE etwa $1\frac{1}{2}$ Atmosphären. Mehrere Gletscherforscher, wie BERTIER, GRAD & DUPRÉ, DEELAY & FLETCHER [17] sowie DRYGALSKI [20], glauben gefunden zu haben, dass in den unteren Teilen der Gletscher eine gewisse Neigung zu einer Orientierung der Gletscherkörner mit der c-Achse senkrecht zur Bewegungsrichtung des Gletschers vorhanden wäre. Andere Umstände machen aber die Annahme

einer solchen Orientierung unwahrscheinlich. Erstens würden dann die sonst fast isometrischen Gletscherkörner zu Tafeln ausgewalzt werden, was nicht beobachtet ist, zweitens hat der Mineralog KLOCKE [53] in den Jahren 1879 und 1880 Untersuchungen in den unteren Teilen des Morteratschgletschers, des Rhonegletschers, des Unteren und des Oberen Grindelwaldgletschers ausgeführt, ohne jemals eine bestimmte Orientierung der Gletscherkörner zu finden, statt dessen zeigte sich das Gletschereis überall als ein regelloses Aggregat von Kristallindividuen.

Auch ein anderer Umstand macht es unwahrscheinlich, dass die Gletscherkörner in den unteren Teilen der Gletscher eine Orientierung mit vertikalen c-Achsen annehmen sollten. TARR und VON ENGELN [88], die zahlreiche Experimente mit Pressung von Eis sowohl in nachgebenden, einigermassen weichen Zylindern aus Kupfer wie in starren Zylindern ausgeführt haben, haben gefunden, dass die c-Achsen der Eisstengel sich senkrecht zur Druckrichtung orientieren. In einem mächtigen Gletscher ist wenigstens der statische Druck am Boden vertikal, was eine Orientierung der Eiskörner mit liegenden c-Achsen herbeiführen würde, also eine Orientierung senkrecht zu derjenigen, die eine Ausnutzung der Basis für translatorische Bewegungen ermöglichen würde.

Man muss daher wohl annehmen, dass mikroplastische Umformungen der gewöhnlichen Gletscherkörner für die Gletscherbewegung keine grössere Rolle spielen, wenn auch zuweilen Translationen nach der Basis oder Biegungen dieser Fläche bei geeigneter Orientierung gewisser Körner die Bewegung des Eises an begrenzten Stellen erleichtern können.

Dagegen hat die Annahme von mesoplastischen Bewegungen, bei denen das Gletscherkorn selbst als Bewegungselement dient, grosse Wahrscheinlichkeit für sich. Eine Theorie in dieser Richtung wurde schon von HEIM in seiner Gletscherkunde 1885 aufgestellt. Er sagt unter anderem [42, S. 320]: »Das Gletscherkorn erleichtert die Bewegung, die Bewegung öffnet und schliesst abwechselnd die Fugen zwischen den Körnern, die Haarspalten.« Seine Ansicht bezüglich des Verhältnisses der Gletscherkörner zur Gletscherbewegung fasst er in folgenden Worten [42, S. 336] zusammen. Die Bewegung kommt zustande unter anderem durch: »Zerteilungen und kleine Stellungsveränderungen, beständig abwechselnd mit Partialregelation, welche Prozesse durch die ganze Masse beständig vor sich gehen und den Grenzen der bestehenden Gletscherkörner folgen.«

In einer Abhandlung von 1895 [32, S. 9] habe ich hervorgehoben, dass das Gletschereis nicht absolut frei von wasserlöslichen Substanzen, wie Chlornatrium, Ammoniumkarbonat, Ammoniumnitrat usw., sein kann.¹ Diese

¹ Schon OTTO PETTERSSON hatte 1883 [68, S. 278] und J. Y. BUCHANAN 1888 [6, S. 146] die Aufmerksamkeit auf die wahrscheinliche Bedeutung von Salzeinschlüssen im Gletschereis für die Gletscherbewegung gelenkt.

Verunreinigungen, die im Schnee eingemischt waren, haben sich bei dessen Umkristallisation zwischen den Gletscherkörnern angesammelt, wo sie als eine Art Mutterlauge in dünnen Schichten die Gletscherkörner umgeben. Die Dicke dieser Schichten ist von dem Salzgehalt und der Temperatur abhängig. Bei Temperaturen unterhalb 0°C . sind sie äusserst dünn, verschwinden aber nicht vollkommen, bevor die gesättigte Salzlösung gefriert. Bei Steigerung der Temperatur werden sie dicker, und auf dem Schmelzpunkt des reinen Eises erweitern sie sich allmählich, so dass sie von der Kapillaritätskraft nicht zurückgehalten werden, sondern wegfließen, wenn ein Ausweg vorhanden ist. Die Bedeutung dieser dünnen Schichten von Salzlösungen zwischen den Gletscherkörnern habe ich folgendermassen formuliert:

»Die Gletscherkörner sind bei Temperaturen unter 0° , aber sehr nahe an 0° , von dünnen Schichten Salzlösungen umgeben, welche das Haarspaltennetz im frischen Eise ganz ausfüllen. Die Bewegung der Gletscher kommt hauptsächlich zu Stande dadurch, dass der Druck, welchen die verschiedenen Gletscherkörner auf einander ausüben und welcher durch die Schwerkraft verursacht ist, nicht an allen Punkten desselben Gletscherkorns derselbe ist. Weil der Druck den Schmelzpunkt des Eises senkt, schmelzen daher die Körner an den Punkten, wo der Druck am grössten ist; die Salzlösung wird dadurch verdünnt; durch Diffusion und Strömungen wandert aber das Schmelzwasser allmählich nach denjenigen Teilen der Flüssigkeitsschichten, wo der Druck geringer ist, und erstarrt hier wieder zu Eis. In dieser Weise wird eine kontinuierliche Drehung oder Stellungsveränderung der Gletscherkörner ermöglicht.»

Bei dieser Betrachtung wird vorausgesetzt, dass die Flüssigkeitsschichten beim Drücken eines Punktes eines Gletscherkorns gegen einen Punkt eines anderen nicht zerreißen, sondern genügende Kohäsion besitzen, um einen vollständigen Zusammenhang¹ zu behalten. Nur unter dieser Bedingung, die wohl erfüllt ist, kann die dünne Flüssigkeitsschicht unter grösseren Druck kommen und Schmelzpunktserniedrigung an der Grenze der beiden Phasen »fest« und »flüssig« entstehen. Wenn diese Auffassung richtig ist, würden die Schichten von Salzlösungen Stellungsveränderungen der Gletscherkörner selbst bei niedrigen Temperaturen vermitteln können, wenn auch die Beweglichkeit der Gletscherkörner bei den niedrigeren Temperaturen wegen der ausserordentlichen Dünne der Flüssigkeitsschichten sehr gering bleibt.

Gewisse Beobachtungen von KOCH und WEGENER [55, S. 199] während ihrer Überwinterung in einer auf einem Ausläufer des Inlandeises, dem Storströmmen, in Nordostgrönland gebauten Hütte sprechen indessen gegen die Annahme einer namhaften Plastizität des Gletschereises bei niedrigen

¹ Etwa wie Ölschichten, die ihren Zusammenhang um eine Bewegungsachse behalten, selbst wenn die Achse einen bedeutenden Druck auf das Lager ausübt.

Temperaturen. Unter der Hütte hatten sie einen 7,5 m tiefen Schacht ausgehauen, welche Arbeit erstaunlich leicht von statten ging, weil das Eis in allen Tiefen, mit Ausnahme des obersten Meters, fast bis zur Bruchgrenze mit Spannungen durchsetzt war. »Ein leichter Schlag mit der Spitze der Eisaxt genügte, um einen ganzen Eimer voll Eisscherben zu liefern.« Diese Spannungen deuten darauf, dass das Eis bei den betreffenden Temperaturen von etwa -15° bis -20° eine sehr geringe Plastizität besass, sonst würden sich die Spannungen ausgeglichen haben. Solche Spannungen scheinen nicht für die Gletscherzungen, die wie diejenigen in den Alpen und in Skandinavien eine dem Schmelzpunkt des Eises entsprechende Temperatur haben, bekannt zu sein.

Ein weiterer Umstand, der eine Bewegung der Gletscherkörner umeinander erleichtert, ist von TARR und V. ENGELN (88) hervorgehoben worden und besteht darin, dass bei ungleichförmigem Druck die Schmelzpunktserniedrigung viel effektiver ist als bei gleichförmigem. Hierzu kommt noch, dass eine sehr langsame Rotation der einzelnen Gletscherkörner — wie CHAMBERLIN [8] zuerst hervorgehoben hat — vollständig genügt, um die langsame Bewegung der Gletscher zu erklären. Wenn wir den Mikkaglacieren [38] als Beispiel nehmen, so finden wir Folgendes. In den mittleren Teilen der unteren Steinlinie ist die Bewegungsgeschwindigkeit des Gletschers etwa 30 m im Jahr und seine Tiefe etwa 100 m. Hieraus folgt, dass eine Rotation der übereinander liegenden Körner einmal in zehn Jahren genügen würde, um die beobachtete Bewegungsgeschwindigkeit zu verursachen. Dies würde einer mittleren Drehung von $0^{\circ}6'$ pro Tag entsprechen, also eine Stellungsveränderung, die jedenfalls für ihren Nachweis genaue Messungen erfordern würde. Die geringen erforderlichen täglichen Stellungsveränderungen jedes einzelnen Gletscherkornes machen es wohl wahrscheinlich, dass diese gemutmasste mesoplastische Bewegung wirklich eine Rolle für die Gletscherbewegung spielt.

Dass namhafte mesoplastische Umformungen im Gletschereise bei Temperaturen, die nicht weit unterhalb des Schmelzpunktes des Eises liegen, tatsächlich vorkommen, davon kann man sich leicht auf der Oberfläche eines Gletschers überzeugen. Nicht selten sieht man die Parallelstruktur gebogen, in den REID'schen Kämmen hat man ein Beispiel davon. Häufig sieht man das Zwischenstück oder die Brücke zwischen zwei naheliegenden Zugspalten kräftig S-förmig gebogen. Besonders in den unteren Teilen der Steilwände arktischer Gletscher hat man mitunter gute Gelegenheit, kräftige Faltungen der Parallelstruktur zu sehen.

In Spalten am Rande des Suphellebraes fand ich bei meinem Besuch am 2. Okt. 1905 (vgl. S. 75) eine sehr eigenartige Struktur, die ich mit der Bildungsweise des regenerierten Gletschers in Verbindung stelle. Wie oben

angeführt, wird der regenerierte Teil durch Eisschutt gebildet, der durch vier verschiedene kleine Täler vom Rande des Justedalsbraes herunterfällt und im Falle zu meistens ziemlich abgerundeten Eisblöcken verschiedener Dimensionen sowie zu feineren Eispartikeln zermalmt wird. Trotz dieses unregelmässigen Anhäufens von Eismaterial nimmt der regenerierte Gletscher eine ziemlich regelmässige Parallelstruktur (Fig. 6, Taf. 1) an, die aber sicher nichts mit einer etwaigen Schichtung zu tun hat. Die Konglomeratstruktur ist jedoch an gewissen Stellen am Gletscherrand ziemlich gut erhalten und kann hie und da in den Spalten studiert werden. Fig. 17 (Taf. 7) zeigt eine solche Stelle, die die Struktur von stark gepresstem Konglomerat erkennen lässt. Die früheren Eiskugeln sind hier zu flachgedrückten Linsen umgeformt. Nach dem von mir notierten Abstand zwischen der Kamera und der Eiswand hat die Linse etwa 4 mm oberhalb des kleinen Steines links oben von der Mitte eine Länge von etwa $\frac{1}{2}$ m und eine Dicke von etwa 5 cm.

Eine noch deutlichere Struktur von gepresstem Konglomerat fand ich in einer Randspalte am Ende des Boiumbraes (Fig. 18, Taf. 7) am 3. Okt. 1905. Der Boiumbrae kommt ebenfalls von dem Justedalsbrae und ist viel mächtiger als der Suphellebrae. Er ist ebenfalls in gewissem Grade regeneriert, indem er durch einen steilen Eissturz von dem Justedalsbrae getrennt ist. Diese Trennung war bei meinem Besuch keine vollständige, aber ich sah und hörte, wie von dem letzteren Eismassen auf den oberen Teil des Boiumbraes herabstürzten. Möglicherweise ist früher bei einer geringeren Mächtigkeit des Justedalsbraes eine vollständige Trennung vorgekommen. Da bei dem Sturz Eismassen zertrümmert wurden und auf den stark zerklüfteten darunterliegenden Brae herabstürzten, war jedenfalls die Bedingung für die Bildung eines Eiskonglomerates vorhanden.

Ich fand auch am unteren Ende des Gletschers ein sehr deutliches gepresstes Eiskonglomerat in der grossen Spalte, die in Fig. 18, Taf. 7 etwa 42 mm links von dem Führer MUNDAL abgebildet ist. Fig. 19, Taf. 8 zeigt die photographische Abbildung eines Teiles der rechten Wand dieses Spaltes. Die Konglomeratstruktur tritt sehr deutlich hervor, besonders fällt ein grosses rhombisches Stück auf, das in Wirklichkeit etwa $1\frac{1}{2}$ m lang und 40 cm dick war. Daneben sind eine Menge kleinere Stücke, alle flachgedrückt und etwa parallel orientiert von links unten nach rechts oben. Dass es sich hier um eine plastische Umformung der ursprünglichen Eiskugeln handelt, ist offenbar. Die Linsen können nicht ursprünglich diese Form gehabt haben, und etwa durch Abscherisse kann die Form nicht entstanden sein, denn solche sieht man nicht die Linsen durchschneiden. Es bleibt da nichts anderes übrig als plastische Umformung.

Fig. 20, Taf. 8 zeigt ein Detailbild von einer Partie, die links von der grossen Linse liegt. Die Konglomeratstruktur ist hier teilweise noch deut-

licher, aber die Linsen viel kleiner. Die grössten sind etwa 15 cm lang und 3 cm dick. Auch hier werden die Linsen von keinen merkbar Ab-scherissen durchschnitten. Es muss sich also in allen diesen Fällen um plastische Umformungen handeln.

Da alle Linsen mit ihren grossen Achsen zueinander parallel liegen, ist offenbar aus dem richtungslosen Konglomerat eine Art parallelstruiertes Eis entstanden, das durch Bewegung in der Verschiebungsrichtung als verschiefert angesehen werden kann. Diese Verschieferung des Eiskonglomerates hat nicht viel mit der Ausbildung der gewöhnlichen Parallelstruktur im Eise zu tun, dürfte aber an und für sich sowie als Beweis für die Plastizität des Eises von Interesse sein.

In Fig. 17 sieht man auch ein Blauband. Die Richtung desselben läuft der oben angeführten Verschieferung nicht ganz parallel, weicht jedoch von derselben nur wenig ab.

Während Konglomeratstruktur im Gletschereise kaum früher in der glazio-logischen Literatur erwähnt worden ist, sind Faltungen im Eise nicht selten beschrieben und abgebildet. Wenn die Faltungen ohne Bruch stattfinden, bezeugen auch diese eine gewisse, häufig sehr grosse Plastizität des Eises. Die Beobachtungen von REID und CRAMMER über die Genesis der REID'schen Kämme durch Faltungen im Übergangsgebiet zwischen der breiten Firnmulde und der schmalen Zunge alpiner Gletscher sind schon oben (S. 71) erwähnt worden. Faltungen in arktischen Gletschern sind beobachtet und beschrieben von T. C. CHAMBERLIN [7, III, S. 676], K. GRIPP [30], mir [31] u. a. KOCH und WEGENER [55, S. 274—277] haben Faltungen in Ausläufern des Inlandeises in Nordostgrönland beobachtet. Dagegen habe ich — soviel ich mich jetzt erinnere — in Sareker Gletschern keine augenfälligen Faltungen gesehen, sondern nur schwache Biegungen der Parallelstruktur und der dünnen Trennungswände zwischen zwei benachbarten Zugspalten. Aber auch diese schwachen Biegungen können, wenn die Formveränderung bruchlos stattgefunden hat, als Beweise für die Plastizität des Eises angesehen werden.

Auf Spitzbergen habe ich dagegen ganz intensive Faltungen in Lovén's nevéer an der Südseite der Kingsbay während einer kleinen Fahrt mit einem norwegischen Fangschiff im Sommer 1892 gesehen und photographiert. Die diesbezüglichen Beobachtungen sind nur in einem halb populären Aufsatz [31] beschrieben; teils darum und teils auch weil ich bis dahin keine Gletscher gesehen und daher verschiedenes nicht richtig aufgefasst hatte, will ich hier dieses alte Material zum Teil wieder aufnehmen und für die vorliegende Untersuchung verwerten. Die verhältnismässig kleinen arktischen Gletscher gestatten häufig einen viel besseren Einblick in die Struktur als die alpinen und die skandinavischen, weil sie, wenigstens wenn sie sich im Vorrücken befinden, häufig mit vertikaler Front endigen, in der man den

inneren Bau des Gletschers etwa wie in einem artifiziellen Querschnitt sehen kann. Einen recht typischen Gletscher dieser Art sieht man in dem während der NATHORST'schen Expedition 1898 von mir photographierten de Charpentiers glacier, der in Fig. 21, Taf. 9 abgebildet ist.

Mit Hilfe meines Kodaks, eines kleinen Theodolits und einer gemessenen Leine sammelte ich bei meinem Besuch an der Kingsbay 1892 Material zu einer kleinen Karte von den Lovéns névéer, die nach der Rückkehr konstruiert wurde. Der Hauptteil des Gletschers kam aus zwei Tälern hervor, die zwischen Bergrücken von wahrscheinlich gegen 1000 m Höhe eingesenkt waren, und bildete auf dem unterliegenden Flachlande einen kleinen Piedmontgletscher (Fig. 32, Taf. 15), dessen unterer Rand eine Strecke von etwa 6 km einnahm. Westlich davon kam ein anderer Gletscher, dessen östlichster Teil (Fig. 33, Taf. 15) ebenfalls Gegenstand meiner Studien wurde.

Meine Arbeiten an der Kingsbay fanden in den Tagen 4.—6. Juli statt. Der Sommer hatte noch keine grossen Fortschritte gemacht, selbst auf dem Flachlande unterhalb des Gletschers lag noch viel Schnee und der Gletscher war nahezu trocken, indem nur an wenigen Punkten unbedeutende Rinnsale hervorkamen, obgleich das Wetter recht gut war, zum Teil mit Sonnenschein. Die Gletscherwände und von ihnen herabgefallene Blöcke verhielten sich — meiner damaligen Meinung nach — etwas eigentümlich, indem nirgends festes blaues Eis zu sehen war, sondern ein lockeres Gefüge, das bei einem Stoss mit dem Stabe in lose Eiskörner zerfiel. Ich verstehe nunmehr, dass das Eis, das zweifellos im Innern vorhanden war, im Sonnenschein des Frühjahres oberflächlich seinen Zusammenhang verloren hatte. Von blauen Bändern war nichts zu sehen, aber um so viel mehr von weissen oder schmutzgefärbten dunklen Streifen, die meist horizontal verliefen und mich daher verleiteten, die Struktur als Schichtung anzusehen. In dieser Hinsicht bin ich aber schon längst anderer Meinung geworden, weil man bei genauer Betrachtung meiner zahlreichen Photographien von den steilen Frontwänden leicht sieht, dass häufig sich kreuzende Strukturebenen auftreten (Fig. 22—25, Taf. 9—11).

Obgleich der Gletscher reichlich Platz hatte, sich auf dem Flachlande auszubreiten, fand ich doch an einigen Stellen der vertikalen Frontwände ganz intensive Faltungen. Diese schienen durch Zusammenschiebungen gegen Moränenhügel verursacht zu sein. Dies scheint jedenfalls mit der in Fig. 23, Taf. 10, abgebildeten Faltung der Fall zu sein, wo rechts unten ein Moränenhaufen sichtbar ist, der weiter rechts ausserhalb des Bildes eine Höhe von wahrscheinlich etwa 10 m erreicht. Diese Stelle liegt nicht in der Gletscherfront, sondern seitlich davon. Die Bewegung des Gletschers findet demnach nicht gegen den Zuschauer statt, sondern von links nach rechts. Aus der Gestalt der Faltung kann man ersehen, dass entweder der obere Teil des Gletschers sich rückwärts bewegt hat oder die Bodenlager vorwärts

wie ein Keil zwischen der Moräne und dem oberen Teil des Gletschers vorgedrungen sind. Da eine rückgängige Bewegung äusserst unwahrscheinlich sein dürfte, ist vermutlich die letztere Annahme richtig.

Noch intensiver scheinen die Faltungen zu sein, die in Fig. 24 der Taf. 10 und 25 der Taf. 11 reproduziert sind und sich zu Faltenüberschiebungen mit ausgewalzten Mittelschenkeln entwickelt haben. Dadurch ist eine starke peripherische Verkürzung der untersten Lager der Gletscher zustande gekommen. In dem Falle, der in Fig. 24, Taf. 10 vertreten ist, ist die Ursache der Zusammenpressung leicht einzusehen, hier werden nämlich die unteren Teile des Gletschers zwischen zwei riesigen Moränen eingeklemmt, von denen die linke, die ausserhalb des Randes der Fig. 24 liegt, eine Höhe von etwa 75 m hat (Fig. 33, Taf. 15). Die oberen Teile der Gletscher wurden daselbst auf die Moräne aufgepresst und in sanft gefaltete Partien zerlegt, deren Antiklinalen von tiefen Spalten durchsetzt waren. So weitgehende Falten wie in den unteren Teilen (z. B. von Fig. 24 und 25) waren nirgends in den oberen Teilen der Steilwände zu sehen. Man erhielt den Eindruck, dass die unteren Teile dieses arktischen Gletschers eine viel grössere Plastizität besaßen als die oberen. Inwiefern dieses Verhalten mit den Temperaturverhältnissen der verschiedenen Lager in Zusammenhang gesetzt werden kann, wird weiter unten näher erörtert werden.

Was sind die Blaubänder?

Im Vorhergehenden habe ich auseinandergesetzt, dass die sog. Abscherisse, die der Bildung der Blaubänder vorausgehen und sie verursachen sollten, nicht als wirkliche Risse gebildet worden sind. Man muss daher versuchen, eine andere Erklärung für ihre Entstehung zu finden.

Leider ist unsere Kenntnis von der Struktur und Beschaffenheit der blauen Bänder recht gering. Die meisten Gletscherforscher, die sich mit der Parallelstruktur und der Bänderung der Gletscher beschäftigten, haben sich auf makroskopische Betrachtungen beschränkt, und für diejenigen, die die Parallelstruktur des Eises als sedimentär betrachten, hat die Untersuchung verschiedener Schichten offenbar nicht viel Interesse dargeboten. Erst bei denjenigen, welche die Blaubänder als eine von dem übrigen Gletschereise abweichende Bildung ansehen, können sie ein grösseres Interesse erwecken. Aber ein eingehendes Studium der Blaubänder ist nur mit Hilfe des Polarisationsmikroskopes möglich und erfordert Dünnschliffe von Eis, die nur in Winterkälte haltbar sind. Ein genaues petrographisches Studium der Blaubänder würde also ziemlich weitläufige Vorkehrungen erfordern, die noch kaum ernstlich versucht worden sind.

Ich selber habe glaziologische Studien nur im Sommer gemacht. Auf der schmelzenden und verwitternden Oberfläche der Gletscher erscheinen die Blaubänder (Fig. 9 u. 10, Taf. 3) — meiner Erfahrung nach — meistens als

dünne, schneeweisse, untereinander parallel laufende Schichten mit kleinerem Gletscherkorn als die Hauptmasse des Gletschereises. In den Gletscherspalten kann man aber häufig sehen, wie die weisse, lockere, schneeähnliche Schicht nach unten in eine blaue, feste übergeht. Das Verhalten ist aus Fig. 12 der Taf. 4 einigermassen gut ersichtlich.

Wenn die Parallelstruktur, wie sie z. B. auf den Bildern der Taf. 3 auftritt, nicht sedimentären Ursprungs sein kann und nicht durch Risse, die später vernarbt, entstanden ist, muss es irgendeine Art Verschiebung sein, die während der Bewegung des Eises entstanden ist. Dass letztere die Blaubänder ohne die Bildung von eigentlichen Rissen verursachen muss, kann als eigentümlich angesehen werden, lässt sich aber folgendermassen erklären. Das Gletschereis ist durch seine ganze Masse — in Übereinstimmung mit den oben (S. 87—89) angeführten Ansichten von HEIM, CHAMBERLIN u. a. — etwas plastisch und kommt infolge der Schwerkraft in Bewegung. Dabei liegt die Möglichkeit und Wahrscheinlichkeit vor, dass nach gewissen Ebenen der Widerstand, der durch Stellungsveränderungen der Gletscherkörner zu überwinden ist, verhältnismässig gering ist; diesen Ebenen wird dann die Bewegung folgen nicht in einem Zusammenhang bis zum Zungenende, sondern eine längere oder kürzere Strecke, worauf die auf das Blauband begrenzte Bewegung in die allgemeine plastische Bewegung des Eises übergeht, oder nach einer anderen approximativ in der ersten Bewegungsrichtung liegenden Ebene fortläuft. Die Bewegungsebenen laufen daher nicht in einem Zusammenhang, wie das Blockdiagramm (Fig. 1) von FORBES darstellt, sondern bilden nur Fragmente, die in ungefährer Fortsetzung voneinander liegen. PHILIPP hat ebenfalls seine Abscherisse als »fragmentarisch« angesehen, aber wenn die Blaubänder wirkliche plötzlich entstehende Risse sind, müssten sie alle ihren Ursprung an der Gletscheroberfläche haben, was offenbar nicht der Fall sein kann.

Meiner Meinung nach dürfte es sich bei den Blaubändern um Verschiebungszonen handeln. Von den Eigenschaften dieser Zonen wissen wir leider nicht viel, doch sind einige Daten durch die glaziologische Literatur bekannt, die vorläufig von Wert sind, bis ausführlichere und genauere Untersuchungen vorliegen.

Erstens ist bekannt, dass die Blaubänder feinkörniger und blasenfreier sind als das umliegende grobkörnige Eis. Was die Freiheit von Luftblasen betrifft, so sind besonders die Beobachtungen von KOCH und WEGENER [55, S. 253—289] bei ihrer Überwinterung auf Dronning Louises-Land 1912—1913 in Nordwestgrönland von Wichtigkeit. Ich habe schon oben (S. 88) erwähnt, dass sie ihre Winterhütte auf einem Ausläufer des Inlandeises, dem Storströmmen, gebaut hatten. Blaubänder fanden sie sowohl in dem unter dem Hause ausgehauenen Schacht wie am Rande des Storströmmen.

Ein grosser Vorteil für diese Forscher lag darin, dass sie bei einer so niedrigen Temperatur, etwa -20° bis -40° , arbeiteten, dass die Blaubänder nicht an der Oberfläche verwitterten. Die ganz frischen erwiesen sich als aus fast blasenfreiem klarem Eise bestehend und liefen durch das weisse blasenreiche Eis als planparallele Platten, von denen die schmalsten millimeterbreit, die breitesten bis zu einem Meter dick waren. »Ein grosser Teil der grossen Blaubänder führt Moränenschlamm und Grus, der sich dann stets, ebenso wie die Luftblasen bei den kleineren Blaubändern, längs der Risse gesammelt findet, die parallel zur Hauptrichtung der Blaubänder verlaufen.«

Diese Separation des Moränenschlammes und der Luftblasen von dem Eise deutet auf eine effektive Verflüssigung eines grossen Teiles der Eispartikeln, die das Material zu den Blaubändern geliefert haben. Aus den Temperaturmessungen im Eise ergab es sich aber, dass im Gegensatz zu den Verhältnissen im Hintereisferner der Storström bis zu grosser Tiefe, vielleicht bis zu seiner Unterlage, Temperaturen weit unter dem Schmelzpunkt des Eises hat. Die mittlere Lufttemperatur für Borg wird auf etwa -17° geschätzt, und die Temperatur des Eises in 24 m Tiefe war $-13^{\circ},9$. Obgleich die Messungen in dieser Tiefe nur aus den Monaten Februar—April stammen, darf man wohl diese Temperatur als einen wenigstens ungefähr für das ganze Jahr gültigen Mittelwert ansehen. WEGENER betrachtet es als sicher, dass negative Temperaturen bis zu wenigstens 140 m Tiefe herrschen, vielleicht noch tiefer, möglicherweise bis auf den Grund, der schätzungsweise in etwa 230 m Tiefe unter der Winterhütte liegen soll.

Die Bewegung im Eise war trotz der niedrigen Temperatur beträchtlich und wird bei Borg auf 1700 m im Jahr oder 4,7 m pro Tag veranschlagt. Der Gletscher, auf dem die Winterstation gebaut wurde, hatte ja auch bedeutende Dimensionen; seine Breite betrug etwa 30 km, und oben stand er in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Inlandeis.

Da die Oberfläche deutliche Schmelzerscheinungen zeigte, muss sie im Sommer bis zum Schmelzpunkt des Eises erwärmt werden, diese Erwärmung dringt aber sicher nicht tief in das Eis hinein und dürfte auf die Bewegung des Eisstromes kaum einwirken. Die Bewegung findet also trotz der niedrigen Temperatur des Eises statt, aber sie wird fast ausschliesslich auf die Blaubänder konzentriert, wo wegen der Friktion ein Teil des Eises zum Schmelzen kommt, wodurch das Aufsteigen von Luftblasen und das Absinken von Schutt innerhalb der Blaubänder ermöglicht wird.

Eine Untersuchung der inneren Struktur der Blaubänder mit Polarisationsapparat wurde von KOCH und WEGENER nicht vorgenommen, und es fehlen auch solche Untersuchungen an den Blaubändern der Gletscher der temperierten Zone. Die einzigen mir bekannten Beobachtungen, die über die Struktur der Blaubänder Aufschluss geben könnten, sind einige von PHILIPP und AGASSIZ ausgeführte. Ersterer fand, dass ein Blauband meistens in

eine Reihe von planparallelen Teilblättern zerlegt werden kann. »In jedem dieser Teilblätter, die man mit dem Messer abpräparieren kann, ist das Eis eckig und feinkörnig, im scharfen Gegensatz zu den grossen Körnern beiderseits des Blattes (Fig. 2). Man steht hier ganz unter dem Eindruck einer

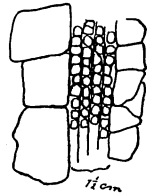


Fig. 2. Querschnitt durch ein junges Blauband auf dem Unteren Grindelwaldgletscher 1:3.
Nach PHILIPP.

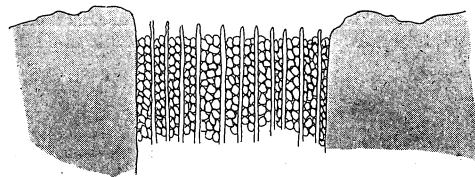


Fig. 3. Querschnitt durch ein Blauband auf dem Unteraargletscher 2:3.
Nach AGASSIZ.

kataklastischen Zerteilung, bei der die Körner streifenweise zertrümmert wurden, analog den Quetschzonen fester Gesteine, deren mylonitische Produkte ja ebenfalls häufig eine Parallelstruktur aufweisen, ohne dass man direkt von einer Schieferung sprechen könnte.» PHILIPP weist ferner auf eine ähnliche Beobachtung von AGASSIZ [1, S. 300] hin. Nach letzterem sollten aber die Teilblätter durch wahre Scheidewände (»cloison») von Eis (Fig. 3) getrennt sein, die also die Form von dünnen Platten haben. Zwar denkt sich AGASSIZ, dass diese Platten ursprünglich Spalten gewesen sind, die durch das Zusammenziehen des Eises bei starker Kälte im Winter entstanden und später mit Wasser gefüllt wurden, das schliesslich erstarrte, aber obgleich diese Erklärung offenbar unrichtig ist, kann die Beobachtung richtig sein, und diese lenkt den Gedanken auf Schieferigkeit, in der die Scheidewände Glimmerminerale vertreten würden. Möglicherweise könnten die Scheidewände Tafeln von Eis längs der Basis sein, nach welcher Translation stattfindet. Die AGASSIZ'sche Abbildung führt zu diesem Verdacht, aber vielleicht ist seine Beobachtung allzu unsicher, um als Grundlage für eine eingehende Diskussion über die mikroskopische Struktur der Blaubänder dienen zu können. So viel kann jedoch gesagt werden, dass die Sache einer gewissenhaften Prüfung mittelst moderner Methoden wert wäre. Eine solche sollte bei Temperaturen unterhalb 0° ausgeführt werden, bei denen die Blaubänder noch blau und kompakt bleiben und noch die Grundmasse enthalten, die zwischen den Körnern und Tafeln liegt, aber in den Figuren von PHILIPP und AGASSIZ fehlt.

Die Parallelstruktur des Gletschereises würde also nach meiner Auffassung eine Art Kristallisationsschieferung sein. Der Unterschied zwischen dieser Auffassung und der von PHILIPP und früher auch von mir angenommenen ist

aber nicht sehr gross. Nach der älteren Anschauung sollte die durch den statischen Druck und die Bewegung an einem Ort akkumulierte elastische Spannung sich in einem Riss ausgelöst haben und danach wohl eine relative Spannungsfreiheit in der Umgebung des Risses eingetreten sein. Die Spannungen würden sich aber wieder akkumulieren können und eine neue Verschiebung abermals längs dem Risse eintreten und dieser nach innen anwachsen können. Diese Bewegungen müssen durch plötzliche Rucke charakterisiert sein.

Die Verschiebungen, die durch mesoplastische Umformungen innerhalb eines Blaubandes erfolgen, müssen dagegen durch unaufhörliche Kristallisationsprozesse gebremst werden und eine gleichmässige und geringere Geschwindigkeit haben. Während ein Abscherriß wohl in die Eisoberfläche auslaufen muss, scheint dies für eine plastische Blaubandzone kaum nötig zu sein. Sie dürfte in diffuseren plastischen Umformungen ihre Fortsetzung haben können. Das Resultat ist sonst in beiden Fällen ziemlich das gleiche. In den Abscherissen entsteht eine feinkörnige Breccie, die von später gefrierendem Wasser umgeben ist; in dem durch mesoplastische Verschiebungen entstandenen Blauband wird die Grösse der Gletscherkörner ebenfalls vermindert und mit später gefrierendem Wasser umgeben. Wenn letztere Blaubänder an die Oberfläche gelangen, verwittern sie bei Temperaturen oberhalb des Gefrierpunktes zu feinkörnigen schneeähnlichen Platten, die das gleiche Aussehen haben, das bei wirklichen Quetschrisen zu vermuten ist.

Es ist ferner anzunehmen, dass die — nach meiner Auffassung — verschieferten Ebenen, wenn sie viel Wasser enthalten und nicht vernarbt sind, dem Eisdruck einen geringeren Widerstand entgegensetzen als das umgebende grobkörnige, richtungslos struierte Eis. Die verschieferten Ebenen würden daher in der Nähe der Oberfläche möglicherweise in Abscherisse übergehen. Dies würde vorzugsweise am Zungenende stattfinden. Bei steilen Gletscherenden kann man mitunter eine mit der Unterlage etwa konforme Absonderung oder Verklüftung finden, wie Fig. 26 der Taf. 11 und Fig. 27 der Taf. 12 sie zeigen.

Die Orientierung der Blaubänder im Gletscherkörper.

Von der Lage der Blaubänder in einem alpinen Gletscher hat schon FORBES eine ziemlich richtige Vorstellung durch sein anschauliches Blockdiagramm (Fig. 1, S. 70) geliefert. Es haben aber nicht alle alpinen Gletscher dieselbe Gestalt, und für diejenigen, die eine breite Firnmulde haben, die nach unten in ein enges Tal übergeht, gilt das einfache Schema von FORBES nicht mehr. Die alten Blaubänder des Sammelgebietes werden dann wenigstens in vielen Fällen gefaltet, und ein neues System entwickelt sich.

PHILIPP behauptet mit Schärfe, dass die Blaubänder sich der Unterlage

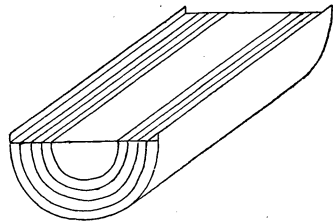


Fig. 4. Schematische Darstellung eines U-förmigen Talbodens und der mit ihm konzentrisch angeordneten halbzyklischen Blaubandebenen.

Nach PHILIPP.

konform anpassen. Wenn das Gletschertal eine halbzyklische Form hat, bilden die Blaubänder auch Halbzyklinder (Fig. 4), die eine gemeinsame Achse und nach innen zu immer kleinere Radien haben. Die Löffelform der Blaubänder in ihrem unteren Teil verneint er. Er bezeichnet diese mutmassliche Aufbiegung der 'Abscherrisse' als einen perspektivischen Irrtum. Er meint also, dass letztere aus lauter konzentrischen Zylindermänteln bestehen, von denen nur der äusserste mit dem Untergrund

in Berührung kommt und auf ihm gleitet. Wenngleich er die Abscherrisse als in annähernder Fortsetzung voneinander verlaufende einzelne Sprünge von mässiger Länge ansieht, ist seine Auffassung doch in der Hauptsache die oben angegebene.

Was zunächst die sog. Löffelform oder das Aufbiegen der Risse bei ihrem Ausgehen im unteren Teil der Zunge anbelangt, so mag sie wohl mitunter undeutlich sein, wie z. B. auf dem Glacier d'Argentièr (Fig. 10, Taf. 3), ist aber in anderen Fällen (Fig. 18, Taf. 7) sehr augenfällig. Ich glaube, dass man ohne Bedenken die alte Auffassung von der Löffelform als für die Blaubänder der Zunge normaler Talgletscher bezeichnend und fast stets wiederkehrend beibehalten kann. Das häufige Hervordringen von Grundmoränenmaterial durch die Blaubänder des unteren Teiles der Gletscherzunge deutet auch auf eine Aufbiegung der Schichten daselbst.

Die vollkommene Konformität zwischen den Blaubändern und der Unterlage des Gletschers, die PHILIPP vertritt, kann man vielleicht an den Seitenpartien vieler steilen, schnell sich bewegenden alpinen Gletscher bestätigt finden, aber überall trifft es nicht zu. In einem gewissen Abstand von dem Seitenrand stehen die Blaubänder häufig vertikal, wie die REID'schen Kämme, und entsprechen keineswegs Zylindermänteln. Diese Ausnahme von der PHILIPP'schen Auffassung dürfte sehr häufig sein. Manchmal sieht es aus, als ob die Gletscher, in Übereinstimmung mit der Betrachtungsweise von FINSTERWALDER [22], in Teilgletscher geteilt seien, deren Trennungsebenen etwa vertikal stehen.

Die Fig. 28, Taf. 12, ist ein Bild von dem nördlichen Teil des Eisbruches, mit dem der zweitsüdlichste von den »Sieben Eisfeldern« (an Spitzbergens Westküste nördlich von der Cross bay) endigt. Die bogenförmigen Schmutzstreifen, die in dem Querschnitt sichtbar sind, dürften schuttbeladene Blaubänder sein. Man sieht, dass sie in den Seitenpartien etwa der Talwand parallel laufen, sich aber gegen die Mitte zu steil aufrichten.

Aber es kommt auch vor, dass die Blaubänder viel flacher sind als der Talboden. Solche Fälle zeigen Fig. 15, Taf. 6, von einem kleinen Glet-

scher an der Nordseite des Takar sowie Fig. 16, Taf. 6, von dem Östra Sábeggliacieren, beide im Sarekgebiet. Die Biegung der Blaubänder ist jedoch jedenfalls so gross, dass eine Verwechselung mit einer Schichtung des Firnes ausgeschlossen ist. Die Ursache davon, dass die Blaubänder in dieser Weise gegen den Talboden auslaufen, dürfte in der geringen Grösse und Geschwindigkeit der Gletscher liegen. Die Friktion zwischen festen Körpern ist dem Druck auf die Bewegungsfläche proportional, woraus folgt, dass die Friktion zwischen dem Eise und dem Talboden bei kleinen Gletschern, die nur geringen Druck auf die Unterlage ausüben, möglicherweise geringer sein kann als die Friktion innerhalb der Blaubänder. Die durch die Schwerkraft verursachte Bewegung wählt den Weg, der den geringsten Widerstand darbietet.

Sehr drastisch ist die Orientierung der Blaubänder am Ende des Solta-glacieren im Sarekgebiet. Dieser Gletscher ist sehr unregelmässig, die eigentliche Zunge ist sehr kurz und wird in ihrem unteren Teil von Südosten nach Nordwesten, in Fig. 29, Taf. 13 von rechts nach links, übergekippt. Die schon ausgebildete Blaubandstruktur nimmt hierdurch eine schiefe Stellung zur Unterlage ein. Wahrscheinlich ist die Eismasse des Zungenendes nicht schwer genug und nicht lang genug, um ein neues mit der Unterlage einigermassen konformes System von Blaubändern zu entwickeln.

Von grossem Interesse sind die Fliessfiguren auf dem Mikkaglaciären, wie sie in der Abbildung Fig. 31, Taf. 14, hervortreten. Auf den ersten Blick würde man glauben, man hätte einen Gletscherstrom vor sich, der wie der Unteraargletscher aus einer grossen Menge Nebengletscher zusammengesetzt wäre. Aber dies ist kaum der Fall. Jedenfalls sind es nur vier Täler im Firngebiet, die in der Topographie einigermaßen deutlich hervortreten, nämlich: 1) der in Fig. 32 sichtbare Zufluss zwischen dem Matu- und dem Buchtkamm, 2) der Zufluss zwischen dem Sarektjåkko und der Südspitze, 3) der Zufluss zwischen dem Sarektjåkko und dem Vartastjåkko, 4) und der sehr schwach ausgeprägte Zufluss zwischen dem Vargtoppen und dem Mikkatjåkko.

Aus dem Bilde Fig. 31 kann man ersehen, dass die Zahl der Strukturloben jedenfalls mehr als vier beträgt, und dass sie nicht wie die auf AGASSIZ' Karte [1, Atlas, Pl. 3] von dem Unteraargletscher nebeneinander verlaufen, sondern einander durchdringen. Die zahlreichen Beobachtungen über sich kreuzende Parallelstrukturen, die ich auf dem Mikkaglaciären gemacht habe, dürften hauptsächlich aus den Grenzgebieten zwischen den Strukturloben herkommen. Sicher kann ich dies nicht sagen, denn wenn man auf der Gletscheroberfläche steht, verliert man vollkommen den Überblick über die Struktur. Alles deutet aber darauf hin, dass die Loben eine Art von Strömungselementen sind, die wenigstens zum Teil ihren Ursprung im Firngebiet haben, sich aber unterhalb der Firnlinie weiter entwickeln. Eine Ursache dieses komplizierten Bewegungssystems kann darin liegen, dass der Gletscher

im fraglichen Gebiet sehr flach und breit ist und sich langsam bewegt. Die Neigung ist etwa 8:100, die Breite ungefähr 1,1 km und die Bewegungsgeschwindigkeit in der Mitte etwa 7 cm in 24 Stunden. Die Tiefe ist auch nicht sehr gross, höchstens 100 m. Möglicherweise veranlasst die geringe Geschwindigkeit und die grosse Breite eine gewisse Unbestimmtheit und Ungleichförmigkeit in der Bewegung, die bei stärker geneigten, schmäleren und tieferen Gletschern weniger hervortritt. Der Umstand, dass die Seiten der Loben ineinander übergreifen, beweist, dass es nicht lauter alte Strukturfächen sind, die durch Zusammenfluss getrennter Gletscherzweige nebeneinander placiert worden sind, sondern dass es in gewissem Grade noch wirksame Bewegungselemente sind. Merkbliche Erhabenheiten bilden diese aber kaum, dagegen ist es möglich, dass oberhalb der Firnlinie befindliche Unebenheiten an der Oberfläche Druckverschiedenheiten verursachen, die die Fliessfiguren veranlassen.

Dass diese Figuren nicht von der Schichtung herrühren, ist offenbar.

Die feine Ornamentierung, die die Oberfläche des Mikaglacieren in Fig. 31 der Tafel 14 zeigt, erinnert an die Fliessfiguren, die an der Oberfläche stark gepresster Metalle erzeugt werden können. Die Fig. 5 zeigt ein schönes Beispiel von solchen Figuren, das ich der Arbeit »Plastische Verformung«

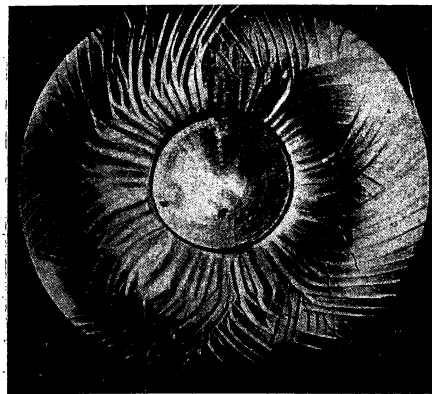


Fig. 5. Fliessfiguren auf der polierten Oberfläche eines durch einen Stempel gedrückten Stahlkörpers. Nach GEORG SACHS.

von G. SACHS [81, S. 88] entnommen habe. Von der Lage der Fliessfiguren sagt der Verfasser: »Die Fliessfiguren zeigen stets Lagen, die mit den Flächen grösster Schubspannungen im Inneren des Körpers nahezu übereinstimmen.« Dies stimmt mit den Verhältnissen im Gletschereis vollkommen überein, indem auch die Blaubänder Flächen grösster Schubspannungen sind, denn die ganze Auffassung, vertreten durch FORBES, PHILIPP, mich u. a., ist ja die, dass sich die Eismassen an jeder Seite des Blaubandes zueinander verschoben haben. Die Literatur über Fliessfiguren an gepressten Metallen ist mir leider sonst

unbekannt, und ich kann daher nicht sagen, ob in den Figurstreifen das Material verschieft ist. Vieles deutet aber darauf hin. Dass die Fliessfiguren nicht schlechtweg Abscherrisse sind, geht aus der Tatsache hervor, dass der gepresste Körper nicht nach den Fliessfiguren zerfällt, wenigstens nicht, wenn die Pressung nicht allzu weit getrieben wird.

Das Wärmeklima der Sareker Gletscher sowie dasjenige einiger anderer Gletschergebiete.

Die Gletscher entstehen in Gebieten, wo mehr Schnee im Winter fällt als im Sommer schmilzt. An solchen Stellen findet eine Akkumulation statt, die, wenn sie anhält, eine Bewegung der Schneemassen nach niedrigeren Niveaus bewirkt, wo die Schmelzung grösser ist als die Akkumulation, oder wo die Eismassen sich im Meere auflösen. Das Niveau, bei dem Akkumulation und Schmelzung sich das Gleichgewicht halten, heisst die Firnlinie. Die klimatischen Verhältnisse der Firnlinie sind sehr verschieden, aber noch mehr wechselt das Klima in den obersten und untersten Teilen der Gletscher je nach der Grösse der jährlichen Schneeakkumulation, der Höhe und Ausdehnung des Sammelgebietes sowie den topographischen Verhältnissen.

In Zusammenhang mit der Bewegung der Gletscher, wie sie oben dargestellt worden ist, steht besonders ihre Temperatur, weil diese auf die Plastizität des Eises einwirkt. Von den Temperaturverhältnissen der obersten Teile der Akkumulationsgebiete weiss man in vielen Fällen nur wenig oder gar nichts, weil sie in Regionen aufragen, in denen meteorologische Observatorien meistens fehlen. Im Gegensatz dazu gehen die Gletscherzungen nicht selten tief in die Täler herunter und kommen mitunter in die Nähe von bewohnten Plätzen, deren klimatologische Verhältnisse ziemlich gut bekannt sind.

J. HANN bringt in seiner Klimatologie [41, Bd I, 273] einige Angaben über mittlere Jahrestemperaturen an unteren Gletschergrenzen. Er gibt hierfür eine Reihe von Beispielen, von denen ich folgende anführe:

»Westküste der Südinsel von Neuseeland: Der Franz-Joseph-Gletscher (43° 35' s. Br.) endet in 290 m Seehöhe, der Foxgletscher in 200 m. Mittlere Jahrestemperatur 10° C. (höher als die von Wien).«

»Westküste von Patagonien: Gletscher unter 46½° im Meeresniveau. Mittlere Jahrestemperatur 8°,4 C.«

»An der NW-Küste von Amerika reicht im Hintergrund eines Fjords — unter 54° n. Br. — ein Gletscher bis ans Meer herab. Die mittlere Jahrestemperatur ist hier 10° C.«

»Karakorum — Himalaya — Biafogletscher 35° 41' n. Br., unteres Ende bei 3 080 m. Temperatur zirka 9° C.«

»Himalaya: Chaigletscher (Gharval) 31° n. Br. 3 200 m. 7° C.«

»In Westsibirien im Altai (unter 50° n. Br.) geht der Katungletscher auf 1 240 m herab, wo die wahrscheinliche Jahrestemperatur —1,7 ist, und in Ostsibirien am Munho Sardy (52° N) reicht auf der Südseite ein Gletscher bis 3 170 m, wo die mittlere Jahrestemperatur zirka —10° C. ist.«

»Wir treffen also an den unteren Gletscherenden mittlere Jahrestemperaturen, die wenigstens um 20° voneinander differieren.«

Die Temperaturverhältnisse der Alpengletscher.

Hinsichtlich der Temperatur der unteren Gletschergrenzen sagt HANN in der angeführten Arbeit folgendes:

»Mittlere Höhe des unteren Endes von acht primären Gletschern am Mont-blanc 1450 m. Jahrestemperatur zirka $4^{\circ},2$ C. Der Bossongletscher steigt bis zur Isotherme von $6^{\circ},5$ C. herab.»

»In der Ötztaler Gebirgsgruppe (kontinentaleres Klima, geringere Niederschlagsmenge) liegt das untere Ende der zehn grössten Gletscher erster Ordnung bei 2100 m (nach SONKLAR) bei einer mittleren Jahrestemperatur von $-0^{\circ},1$ C. (Sommertemperatur $+7^{\circ},8$).»

Viele grosse alpine Gletscher dringen tief in die Waldzone hinein, wie beispielsweise folgende:

	Höhe des Gletscherendes	Höhe der Baumgrenze in der Nähe
Glacier des Bossons.....	1099 m	2300 m
Aletschgletscher.....	1353 »	2300 »
Rhonegletscher.....	1760 »	2100 »
Morteratschgletscher.....	1923 »	2400 »

Einige der alpinen Gletscher dringen also etwa 1000 m unterhalb der Waldgrenze vor und erreichen dieselben niedrigen Niveaus wie die Sareker Gletscher. Es beruht dies auf den viel grösseren Dimensionen des Sammelgebietes und viel grösserer Neigung der Täler.

Was die Höhen betrifft, zu denen sich die Akkumulationsgebiete der alpinen Gletscher ausdehnen, so übertreffen sie diejenigen in Skandinavien bei weitem. Der Gipfel des Mont Blanc (4807 m) ist von Schnee bedeckt, und ein Teil davon speist wohl die umliegenden Gletscher. Die Firnfelder des Aletschgletschers erstrecken sich bis zu 3500 m und höher hinauf. Ungefähr dieselbe Höhe erreicht das Eckfirn des Rhonegletschers [27, Plan 1], und ein paar hundert Meter höher reichen die Firnfelder des Morteratschgletschers. Man dürfte sagen können, dass die alpinen Gletscher in ihrer Gesamtheit ein zwischen etwa 1500—3500 m ü. d. M. reichendes Höhenintervall, das mittleren Jahrestemperaturen von etwa $+3^{\circ},5$ bis -6° entspricht, überspannen. Da eine Jahresmitteltemperatur von etwa -4° für die Bildung von ewig gefrorenem Boden [35] erforderlich ist, so müssen die Gletscherzungen und ein Teil der Firngebiete wenigstens in den Schweizer Alpen von aufgetautem Boden umgeben sein. Da die Unterseite des Gletschers, vielleicht mit Ausnahme dünnerer randlicher Teile, eine Temperatur hat, die dem Schmelzpunkt des Eises bei dem jeweiligen Druck entspricht, muss die Bodenoberfläche unter dem Gletscher diese Temperatur haben, die darunter nach den Gesetzen der geothermischen Tiefenstufen anwächst, d. h. in etwa

30 m Tiefe unter dem Gletscher etwa 1° höher ist als an der Unterseite des Gletschers. Kennt man die wirkliche geothermische Tiefenstufe und das Wärmeleitungsvermögen des Gesteins, so kann man die von der Erdwärme abhängige Unterschmelzung des Gletschers berechnen. Unter Annahme einer geothermischen Tiefenstufe von 30 m und eines Wärmeleitungsvermögens von 0,05 Grammkalorien per cm^2 und 24 Stunden findet man [34] eine Unterschmelzung von nur 0,006 mm pro Tag. Wenn die Gletscherbäche der alpinen Gletscher im Winter nicht ganz versiegen — und dies scheint nicht der Fall zu sein — so muss dies nicht auf Unterschmelzung durch die Erdwärme, sondern auf Quellen [57] beruhen, die von wasseraufspeichernden Schichten seitlich vom Gletscher herkommen und ihren Weg unterhalb des Gletschers nehmen.

Durch verschiedene Beobachtungen und insbesondere durch die berühmten Tiefbohrungen von BLÜMCKE und HESS [44, S. 152] im Hintereisferner ist nachgewiesen worden, dass die alpinen Gletscherzungen eine Temperatur haben, die dem Schmelzpunkt des Eises nahezu entspricht. Dies gilt für ihre ganzen Massen während aller Jahreszeiten, wenn eine oberste Schicht von wenigen Metern, die im Winter abgekühlt wird, ausgenommen wird. Was die höchstliegenden Teile der Firnfelder anbelangt, so sind mir nur wenige Beobachtungen bekannt, die Licht auf ihre Temperaturverhältnisse werfen. Durch Untersuchungen von MOUGIN und BERNARD im Glacier de Tête-Rousse am Mont Blanc [61, S. 171] ist bekannt, dass dieser Gletscher in der Höhe von etwa 3200 m ü. d. M. und in der Tiefe von etwa 6 m eine konstante Temperatur von 0° hat.

Im Vergleich hierzu ist zu erwähnen, dass EIFFEL im Sommer 1891 einen 28 m langen Tunnel in den Schneemassen 15 m unterhalb des Gipfels des Mont Blanc herstellte. In den Wänden dieses Tunnels fand J. VALLOT [89] am 7. Sept. 1895 Temperaturen von etwa $-16^{\circ},5$. Da der Tunnel etwa 1600 m höher liegt als der obenerwähnte Glacier de Tête-Rousse, würde dies auf eine Abnahme der Mitteltemperatur von etwa 1° pro 100 m deuten. Aber es ist nicht wahrscheinlich, dass der Mont Blanc eine so niedrige Jahresmitteltemperatur wie $-16^{\circ},5$ hat. Wahrscheinlich ist kalte Luft im Winter in den Tunnel eingedrungen und selbst während der wärmeren Jahreszeiten da geblieben. Denn man dürfte die Jahresmitteltemperatur des Mont Blanc kaum niedriger als auf etwa -12° zu schätzen haben. Dies dürfte aber genügen, um die Eismassen dieses Berges auf einer Temperatur unterhalb 0° zu halten.

Die Temperaturverhältnisse der Sareker Gletscher.

Systematische Registrierungen der Lufttemperatur auf dem Pärteglacieren habe ich in den Sommern 1901—1903 mit einem kleinen Meteorographen erhalten, aber die Registrierungen sind noch nicht bearbeitet.

Auf dem Mikkaglaciern im Sarekgebiet stellte ich [39] am 2. Aug. 1914 in einer Höhe von 1170 m ü. d. M. eine englische Thermometerhütte auf,

in die ein RICHARD'scher Thermograph hineingestellt wurde, der bis zum 28. Aug. in Gang gehalten wurde. Während etwa derselben Zeit funktionierte ein Thermograph in dem naheliegenden, aber eisfreien Tal Matuvagge in etwa derselben Höhe über dem Meere. Die Instrumenthöhe dürfte in beiden Fällen nahezu 2 m betragen haben. Ich fand im Mittel für den Gletscher $+3^{\circ},3$ und für das eisfreie Tal $+5^{\circ},2$, also war zur gedachten Zeit die Temperatur auf dem Gletscher etwa 2° niedriger als im Tale bei der betreffenden Höhe über dem Boden bzw. der Eisoberfläche. Wenn der Talboden schneebedeckt ist, dürfte wohl kein solcher Temperaturunterschied vorliegen.

Wenn es gilt, die Temperaturverhältnisse, unter denen die Sareker Gletscher existieren, zu erörtern, so reichen diese Beobachtungen für nur einen Monat nicht aus. Etwas weiter dürfte man kommen durch Verwertung der Beobachtungen auf dem Pärtetjåkko bei 1834 m ü. d. M. sowie derjenigen in Päreki bei etwa 705 m ü. d. M., da sämtliche Gletscher des Gebietes innerhalb dieses Höhenintervalls liegen.

Bei dem kleinen Observatorium auf dem Pärtetjåkko [40] waren die meteorologischen Beobachtungen im Gange zwischen dem 1. Juli 1914 und dem 15. Sept. 1918. In Päreki fingen die Beobachtungen erst am 1. Juli 1916 an und wurden bis zum 15. Sept. 1918 fortgesetzt. Diese umfassen also fast nur zwei Jahre. In Päreki sind zwar später während der Julimonate einiger Jahre sowie durch einen Meteorographen spätere ganzjährige Beobachtungen erhalten worden, aber diese sind noch nicht genügend bearbeitet, um hier Erwähnung zu finden. Die hier zu verwertenden Temperaturreihen sind also eigentlich zu kurz, um einigermaßen zuverlässige Mittelwerte abgeben zu können. Durch Vergleich mit den auf der staatlichen meteorologischen Station in Kvikkjokk für dieselben Perioden erhaltenen Werten kann man eine Vorstellung davon erhalten, inwieweit die Lufttemperaturverhältnisse während der gedachten Perioden in der betreffenden Gegend als einiger-

Station Höhe ü. d. M. in m Zeitperiode	Pärtetjåkko 1834 1/7 1914— 30/8 1918	Kvikkjokk 330 1/7 1914— 30/8 1918	Kvikkjokk 330 1859—1925	Päreki 705 1/7 1916— 30/8 1918	Kvikkjokk 330 1/7 1916— 30/8 1918
Jan.	— 18°,0	— 16°,9	— 13°,6	— 14°,8	— 18°,5
Febr.	— 14°,1	— 12°,8	— 12°,9	— 12°,5	— 12°,7
März.	— 14°,4	— 9°,8	— 8°,5	— 10°,0	— 7°,9
April.	— 11°,0	— 2°,3	— 1°,6	— 6°,8	— 2°,9
Mai.	— 7°,5	+ 3°,5	+ 4°,0	— 0°,3	+ 4°,1
Juni.	— 1°,1	+ 10°,3	+ 10°,3	+ 7°,8	+ 11°,2
Juli.	+ 4°,6	+ 14°,6	+ 13°,2	+ 11°,8	+ 14°,6
Aug.	+ 1°,8	+ 11°,2	+ 10°,9	+ 9°,5	+ 11°,8
Sept.	— 4°,5	+ 5°,2	+ 5°,9	+ 2°,7	+ 4°,9
Okt.	— 7°,0	— 1°,6	— 1°,4	— 4°,6	— 2°,5
Nov.	— 10°,9	— 8°,1	— 8°,1	— 7°,6	— 7°,7
Dez.	— 16°,0	— 16°,3	— 13°,2	— 12°,7	— 14°,5
Jahr.	— 8°,2	— 1°,9	— 1°,3	— 3°,1	— 1°,7

massen normal anzusehen sind oder nicht, da für Kvikkjokk Mittelzahlen [85] für etwa 66 Jahre vorliegen.

Hinsichtlich der mutmasslichen Abweichung der kurzdauernden Beobachtungsreihen auf dem Pärtetjåkko und in Päreki von den längerdauernden Reihen dürften die Beobachtungen in Kvikkjokk Aufschluss gewähren. Wir finden das 66-jährige Jahresmittel $-1^{\circ},3$ für diese Station wenig abweichend von dem für die Zeitperiode der Tätigkeit des Pärtetjåkkoobservatoriums gültigen Mittel $-1^{\circ},9$, und noch geringer ist die Abweichung für das Mittel $-1^{\circ},7$ der Lufttemperatur in Kvikkjokk für die Periode der Beobachtungen in Päreki. Wir können also die gefundenen Mittelwerte für Pärtetjåkko und Päreki trotz der kurzen Dauer der Beobachtungen als einigermaßen normal ansehen. Es lohnt sich daher kaum der Versuch, irgendwelche Korrekturen an den Beobachtungen in Päreki und auf dem Pärtetjåkko vorzunehmen.

Die Region der Sareker Gletscher umfasst indessen nicht den ganzen Höhenunterschied 1834—705 m ü. d. M. Kein Gletscher scheint tiefer herunterzugehen als bis auf etwa 875 m. Die Schwankungen der Sareker Gletscher hinsichtlich ihrer Höhenlage sind aber sehr gross, wie nachstehende Angaben über die Höhe einiger unteren Gletscherränder zeigen.

	m	Me- thode		m	Me- thode
Mikkaglacieren.....	875	n	Vestra Pastaglacieren	1076	b
Jokotjkaskaglacieren	900	b	Norra Älkatjaglacieren	1120	b
Vattendelareglacieren	900	b	Östra Sarekg Glacieren	1250	b
Pärteglacieren	1060	n	Kåtokjokotjkaskaglacieren	1530	b

n bedeutet, dass die Bestimmung mit Libelleninstrument und Latte ausgeführt ist und daher ziemlich genau sein dürfte. b bedeutet Barometerablesung und ist viel weniger genau.

Die drei erstgenannten Gletscher sind wahrscheinlich die, die zu den niedrigsten Niveaus heruntergehen. Dagegen ist es wohl möglich, dass einige Gletscher bei höheren Niveaus endigen als der letztgenannte, weil ich für die kleinen Kargletscher, die meist sehr hoch liegen, keine Höhenangaben habe, bevor die Karte konstruiert wird. Da die Gegend etwa 100 Gletscher enthält, unter denen für die meisten vorläufig keine Höhenangaben vorliegen, sind die oben angegebenen Zahlen, mit Ausnahme der niedrigsten, hauptsächlich als willkürlich gewählte Beispiele anzusehen. Als allgemeine untere Grenze der Sareker Gletscher dürfte man rund 1000 m ü. d. M. ansetzen können.

Die obere Grenze der Akkumulationsfelder ist noch viel schwieriger anzugeben. Auf dem Mikkaglacieren habe ich Niveometer bis zu 1500 m ü. d. M. errichtet, aber Schneezungen schmiegen sich weit höher längs dem Südabhang des Sarektjåkko hinauf. Auf vielen Gletschern dürfte der Schnee

aber nicht viel höher reichen als bis zu 1500 m. Als eine mittlere Höhe für die obere Grenze der Sareker Gletscher könnte man etwa 1600 m annehmen. Als ungefähre Höhenlage der Gletscherregion im Sarekgebiet wäre somit das Intervall 1000—1600 m anzugeben.

Um die Temperaturverhältnisse innerhalb dieser Zone zu ermitteln, würde es eigentlich nicht genügen, eine gleichmässige Abnahme der Temperatur von dem Niveau von Päre (705 m) nach dem des Pärtetjåkko (1834 m) anzunehmen, denn die Schneefelder der Gletscher liegen meist in tiefen Senken, in denen die Temperaturminima sicher wesentlich niedriger sind als auf dem Pärtetjåkko, und die Anwesenheit der Eis- und Schneemassen selbst setzt selbstverständlich die Sommertemperatur ziemlich stark herab, wie die Beobachtungen auf dem Mikkaglacieren im Vergleich zu denjenigen im Matuvagge (S. 103) [39] zeigen. Es ist aber kaum möglich, zweckmässige Korrekturen für diese Abweichungen einzuführen, und ausserdem dürfte es angemessen sein, bei den Temperaturverhältnissen der Gletscher auch die Luftwärme zu berücksichtigen, die der Gletscher im Sommer für die Schmelzung der Oberfläche selber verbraucht.

Um die ungefähren Lufttemperaturverhältnisse der Sareker Gletscher zu erhalten, habe ich deshalb aus den Beobachtungen in Päre (705 m) und auf dem Pärtetjåkko (1834 m) den Gradienten berechnet und daraus die Werte für 1000 m, bzw. 1600 m, proportioniert. Das Resultat war folgendes:

	Temperatur- abnahme zwi- schen Päre u. Pärtetjåkko pro 100 m Steigung	Berechnete Lufttemperatur in	
		1000 m ü. d. M.	1600 m ü. d. M.
Jan.	0°,28	— 15°,6	— 17°,3
Febr.	0°,14	— 12°,9	— 13°,8
März	0°,39	— 11°,1	— 13°,5
April	0°,37	— 7°,9	— 10°,1
Mai	0°,64	— 2°,2	— 6°,0
Juni	0°,79	+ 5°,5	+ 0°,7
Juli	0°,64	+ 9°,9	+ 6°,1
Aug.	0°,68	+ 7°,5	+ 3°,4
Sept.	0°,64	+ 0°,8	— 3°,0
Okt.	0°,21	— 5°,2	— 6°,5
Nov.	0°,29	— 8°,5	— 10°,2
Dez.	0°,29	— 13°,6	— 15°,3
Jahr	0°,45	— 4°,4	— 7°,1

Die Sareker Gletscher befinden sich also zwischen den Jahresmitteltemperaturen $-4^{\circ},4$ und $-7^{\circ},1$. Wenn auch die höchsten Zipfel der alpinen Firne sich in noch kältere Regionen erstrecken, so sind doch die Lufttemperaturen, die die alpinen Gletscher umgeben, wie wir sehen, im Mittel viel

höher als die entsprechenden für die Sareker Gletscher. Besonders ist der Unterschied hinsichtlich der umgebenden Lufttemperatur zwischen den tief in die Täler hinabdringenden Gletscherzungen in den Alpen und den Zungen der grössten Gletscher im Sarekgebiet beträchtlich.

Wenn man die Isotherme von -4° [35] als Grenzlinie für den beständig gefrorenen Boden annimmt, würden die Sareker Gletscher sämtlich in ihrer ganzen Masse auf gefrorenem Boden ruhen. Nach meiner Erfahrung von meinen Reisen im Winter im Sarekgebiet fehlten Quellen oberhalb eines Niveaus von etwa 900 m ü. d. M. Unterhalb dieses Niveaus kann man selbst im Februar und März hie und da meistens Wasser in den kleinen Bachrinnen oder mitunter offene Quellen finden, oberhalb desselben findet man zu der gedachten Zeit meistens keinen Tropfen Wasser, wenn nicht ausnahmsweise Tauwetter ist. Dieser Umstand wirkt auch auf die Wasserführung der Gletscherbäche ein. Am 9. April 1902 führte ich eine Untersuchung aus, um die von dem grossen Pärtetglacieren abfliessende Wassermenge zu bestimmen. Dieser Gletscher endigt in etwa 1060 m ü. d. M., etwa 30 m unterhalb dieses Niveaus gruben wir ein Loch durch die etwa 2 m dicke Schneemasse, die die Bachrinne ausfüllte. Wir fanden Wasser, aber es war keine Strömung in demselben zu entdecken. Daraus geht hervor, dass die Unterschmelzung des Gletschers keinen merkbaren Abfluss erzeugt, und auch dass die durch die Bewegung verursachte innere Schmelzung sehr gering ist, was alles man ja berechnen kann. Wichtiger dürfte sein, dass der Gletscherbach, wahrscheinlich im Gegensatz zu vielen alpinen Gletschern, offenbar keinen Zufluss von Quellen erhält, weil der Gletscher auf gefrorenem Boden liegt.

Obgleich das Gelände, das die Sareker Gletscher umgibt, als ewig gefroren zu bezeichnen ist, darf man daraus nicht schliessen, dass die Eismassen eine Temperatur unterhalb des Schmelzpunktes des Eises hätten. Absichtliche Untersuchungen über ihre Temperatur sind nicht ausgeführt worden, wenn man aber die kräftige Schmelzung im Sommer sieht und beobachtet, wie die Schmelzbäche der Oberfläche von den Spalten im Eise verschluckt werden, kommt man zu der Überzeugung, dass die ganzen Eismassen der Zunge im Sommer sich auf dem Schmelzpunkt des Eises befinden. Selbst die Firnfelder scheinen keine niedrigere Temperatur zu haben. Ich habe bei Niveometern, die bis zu Höhen von etwa 1500 m aufgestellt waren, mehrmals bis zu Tiefen von 3 m gegraben, um das spezifische Gewicht des Schnees zu bestimmen, habe aber nie gefunden, dass der Schnee gefroren war. Die Erwärmung des im Winter stark abgekühlten Schnees findet wahrscheinlich durch heruntersickerndes Wasser statt. Erstens bildet sich in der Schneeoberfläche unter dem Einfluss warmer Winde und der Sonne Schmelzwasser, das in die kalten Schneemassen heruntersinkt und ihre Temperatur unter Abgabe der »latenten« Wärme erhöht. Zweitens

fallen im Sommer auf die Firnfelder nicht unbedeutende Mengen Regen. Während der fünf Jahre 1914—1918 fielen am Observatorium von Pärtetjåkko in den Monaten Juli und August im Mittel 162,3 bzw. 117,8 mm oder für beide Monate zusammen 280 mm. Diese Wassermenge kann die Temperatur von 3 m Schnee und dem spez. Gewicht 0,6 von etwa -10° auf 0° erwärmen. Es kann also als sicher angesehen werden, dass selbst die höchstliegenden Zipfel der lappländischen Firndecken im Sommer eine Temperatur von 0° annehmen. Man darf also voraussetzen, dass sowohl die Eis- als die Schneemassen der Sareker Gletscher trotz der ziemlich niedrigen Jahresmitteltemperatur überall eine dem Schmelzpunkt des Eises entsprechende Temperatur haben, wenn wir von einer dünnen Oberflächenschicht im Winter absehen. Eine namhafte Beschränkung der Plastizität des Eises durch niedrige Temperaturen dürfte also bei diesen Gletschern nicht stattfinden.

Die Temperaturverhältnisse der spitzbergischen Gletscher.

Viele Gletscher gehen auf Spitzbergen ins Meer hinaus, wo sie hauptsächlich durch Kalbung aufgelöst werden. Die meisten anderen, die ihren unteren Rand auf dem festen Lande haben, erreichen niedrige Niveaus, die nicht weit vom Meeresniveau liegen.

Der höchste Berg von Spitzbergen ist der Chydenius Berg, der die Höhe von 1660 m ü. d. M. erreicht. Aber meistens sind die Kämme, die die Gletscher und Inlandeise umgeben, viel niedriger. Ich glaube, es gibt auf Spitzbergen nicht viele Gipfel, die 1000 m erreichen oder überragen. Als allgemeines Höhenintervall für die spitzbergischen Gletscher dürfte man 0—800 m annehmen können.

Für das Meeresniveau oder wenig höher finden sich mehrere Reihen von meteorologischen Observationen, darunter von drei schwedischen Überwinterungsexpeditionen, zwei an der Nordküste und einer am Eisfjord. Seit 1912 ist ein norwegisches Observatorium am Green Harbour, einer Ausbuchtung des Südufers des Eisfjordes, tätig gewesen. Dieses soll nunmehr nach der Advent bay verlegt sein, aber von Green Harbour [65] liegen zusammenhängende Beobachtungen für die Jahre 1912—1928 vor. Sie geben gute Auskünfte über die Temperaturverhältnisse in der geringen Höhe von 10 m ü. d. M. Meteorologische Gipfelbeobachtungen sind auf Spitzbergen nicht viele gemacht worden, aber sie fehlen trotzdem nicht ganz. Eine deutsche Überwinterungsexpedition hat im Winter 1911—1912 Registrierungen mit einem FUESS'schen Thermographen auf dem Nordenskiölds Berg 1049 m ü. d. M. veranstaltet. Diese sind zwar sehr fragmentarisch, dürften jedoch zur Berechnung des Temperaturgradienten benutzt werden können. Ich habe solche Berechnungen ausgeführt und gefunden, dass für die Höhen 0 m (oder genauer 10 m) und 800 m ü. d. M. folgende Werte annehmbar sind:

Angenommener Temperaturgradient pro 100 m		Lufttemperatur bei Green Harbour	
		0 (10 m)	800 m
0°,5	Juni	+ 1°,9	— 2°,1
0°,6	Juli	+ 5°,4	+ 0°,6
0°,7	Aug.	+ 4°,7	— 0°,9
0°,7	Sept.	+ 0°,1	— 5°,5
0°,35	Jahr	— 7°,6	— 10°,4

Beim Vergleich mit den Temperaturwerten für den Pärtetjåkko findet man für Green Harbour ungefähr dasselbe Jahresmittel ($-8,2$ bzw. $-7,6$), aber die Sommertemperaturen (Juni—Sept.) sind entschieden niedriger für den Pärtetjåkko ($+0^{\circ},4$) als für Green Harbour ($+3^{\circ},6$). Die Wintertemperaturen müssen sich also umgekehrt verhalten. Green Harbour hat also ein etwas kontinentaleres Klima als der Pärtetjåkko.

Unsere Aufgabe hier war indessen, einen Vergleich zwischen den Temperaturverhältnissen innerhalb der Höhenintervalle anzustellen, in denen die Gletscher im Sarekgebiet und auf Spitzbergen hauptsächlich vorkommen. Wenn wir zu diesem Zweck obenstehende Tabelle mit derjenigen von S. 106 vergleichen, so finden wir, dass die spitzbergischen Gletscher unter niedrigeren Temperaturverhältnissen bestehen als die Sareker. Um dies leichter überblicken zu können, führe ich hier Mittelzahlen der Temperatur für die mittleren Höhen der gedachten Gebiete an.

	Sareker Gletscher	Spitzbergische Gletscher
Mittlere Höhen.....	1300 m	400 m
Juni	+ 3°,1	— 0°,1
Juli	+ 8°,0	+ 3°,0
Aug.	+ 5°,45	+ 1°,9
Sept.	— 1°,1	— 2°,7
Jahr	— 5°,75	— 9°,0

Wir finden also, dass für die angenommenen mittleren Höhen die Temperaturen der spitzbergischen Gletscher erheblich niedriger sind als diejenigen der Sareker. Der Unterschied beträgt für Juli 5° und für das Jahr $3^{\circ},25$. Wenn hierzu kommt, dass der Niederschlag von Regen im Sommer auf Spitzbergen viel geringer ist als im Sarekgebiet, so ergibt sich die Möglichkeit oder Wahrscheinlichkeit, dass die spitzbergischen Gletscher wenigstens zum Teil auch im Sommer eine Temperatur unterhalb des Schmelzpunktes des Eises behalten. Für die Beurteilung dieses Verhältnisses werden die von H. AHLMANN im Sommer 1931 ausgeführten Temperaturmessungen in etwa 2 m tief gegrabenen Schächten im Inlandeise des Nordostlandes von

Bedeutung sein, wenn sie veröffentlicht werden. Vorläufig [2] ist nur die Messung am 5. Juli — also ziemlich früh im Sommer — bekannt, sie ergab — 6° in etwa 2 m Tiefe. Sie widerspricht jedenfalls nicht meiner Annahme, dass wenigstens stellenweise — und ich füge vorsichtigerweise hinzu: während gewisser, vielleicht der meisten Jahre — einige der spitzbergischen Gletscher und Firnfelder im Sommer nicht auftauen, und dass dies die Plastizität des Eises und die Bewegungsverhältnisse der Gletscher beeinflusst.

Den schwerwiegendsten Beweis für grosse Plastizitätsveränderungen in den spitzbergischen Gletschern liefern verschiedene Beobachtungen über sehr schnelle Gletschervorstösse. Es ist bekannt, dass das untere Ende des Fritjofs Glacier an der Van Meijen bay im Sommer 1860 am Nordrand eines kleinen Hafens lag, der aber im Winter 1860—61 von dem Gletscher gefüllt wurde, wobei dieser ein Vorrücken von etwa 1 km ziemlich plötzlich ausgeführt hatte [26, S. 51]. G. DE GEER berichtet auch [18, S. 300] [19, S. 15] von riesigen Gletschervorstössen in der Gegend des Eisfjordes. Der Sefströms glacier daselbst hatte zwischen den Jahren 1882 und 1896 einen Vorstoss von etwa 6 km gemacht, im Sommer 1898 war er stationär geblieben, erwies sich aber im Sommer 1908 als in kräftigem Rückzug begriffen. Umgekehrt hatte der nebenliegende Wahlenbergs glacier zwischen 1896 und 1908 einen Vorstoss von etwa 3—4 km gemacht. Auch GRIPP erwähnt [30, S. 211] einige andere beträchtliche Grössenveränderungen spitzbergischer Gletscher. In DE GEERS Beobachtungen ist von besonderem Interesse, dass die Schwankungen nebeneinander liegender Gletscher nicht übereinstimmten, sondern mitunter entgegengesetzt waren, und »dass verschiedene Nebengletscher von einem und demselben Hauptgletscher sich während derselben Zeit sehr verschieden verhalten haben, so dass einige, früher sehr lebhaft, spaltenreich und herrschend, bei seinem letzten Besuch stark abgeschmolzen, spaltenfrei und fast tot waren. Ihre Nachbargletscher hatten die zwischenliegenden Medianmoränen konvex gegen sie hinausgeschoben und waren jetzt die herrschenden. Schon aus der Ferne kann man aus solchen sekundär gebogenen Medianmoränen auf derartige Differentialbewegungen schliessen.« Auf dem Nathorsts glacier an der Van Keulen bay habe ich sehr drastische solche Moränenbogen gesehen, die ich [36, S. 35] als Endmoränen von Nebengletschern auffasste, die sich plötzlich über die Ebene des Hauptgletschers ausgebreitet hatten.

Diese plötzlichen Vorstösse der spitzbergischen Gletscher können nicht durch stark wechselnde Perioden in dem Niederschlag von Schnee erklärt werden, denn es ist nicht wahrscheinlich, dass die Niederschlagsmengen auf verschiedenen nebeneinander liegenden Gletschern und Nebengletschern so stark wechseln. Meiner Meinung nach ist es die Plastizität des Gletschereises und die Bewegungsmöglichkeit nach den Blaubändern, die gewechselt haben. In den Alpen und in Skandinavien, wo das Gletschereis stets —

mit Ausnahme der äussersten Schicht im Winter — hinreichende Plastizität und genügendes Bewegungsvermögen hat, sind solche plötzliche und riesige Vorstösse, wie sie auf dem Fritjofs glacier, dem Sefströms glacier und dem Wahlenbergs glacier auf Spitzbergen beobachtet worden sind, nicht bekannt.

Der Grund hiervon scheint mir darin zu liegen, dass die Firnmassen in den Alpen und in Skandinavien im Sommer auf den Schmelzpunkt des Schnees erwärmt werden, dass dies aber häufig oder fast immer auf Spitzbergen nicht der Fall ist. Wenn die Temperatur unterhalb des Schmelzpunktes sinkt, so verliert sowohl der Schnee als das Gletschereis an Plastizität. Die in Zwischenräumen von vielen Jahren vorkommenden plötzlichen Vorstösse vieler spitzbergischen Gletscher würden also darauf beruhen, dass wenigstens gewisse Teile derselben den Schmelzpunkt erreichen und dies eine Auslösung der Druckspannung in Bewegung ermöglichte.

Man kann sich vorstellen, dass nach einem kräftigen Vorstoss die Schneefelder des Gletschers an Mächtigkeit stark eingebüsst haben, und dass durch den verminderten statischen Druck die in dem Eise in Blaubändern und Kapillarspalten eingeschlossenen Wasserschichten plötzlich gefrieren. Ihre oberen Teile werden danach der im Winter niedrigen Lufttemperatur ausgesetzt und von sich anhäufenden kalten Schneemassen bedeckt, die im Sommer nicht auftauen und eine mittlere Temperatur von wenigstens ein paar Graden unterhalb 0° beibehalten. Im Laufe der Anhäufung dieser Massen steigt der Druck in den unteren Schichten, und im Zusammenhang damit sinkt der Schmelzpunkt des Eises daselbst. Obgleich die Schneemassen bei Jahresmitteltemperaturen von mehreren Kältegraden angehäuft wurden, entbehren sie der Plastizität nicht völlig, durch die Bewegung werden geringe Wärmemengen erzeugt, die wegen der geringen Wärmeleitung des Eises und Schnees innerhalb der Massen verbleiben. Zuletzt wird in irgend einem Niveau die Temperatur im Verhältnis zu dem Druck so hoch, dass der Schmelzpunkt des Eises erreicht wird, der Wassergehalt der Blaubänder und Kapillarspalten sowie die allgemeine Makroplastizität wird vergrössert, die seit dem letzten Vorstoss angehäuften Massen setzen sich in Bewegung, und es erfolgt ein plötzlicher Vorstoss des Gletschers.

In einem gemässigten Klima, wo die Gletscher durch ihre ganzen Massen hin fast stets eine dem Schmelzpunkt entsprechende Temperatur haben, wird eine vermehrte Akkumulation durch eine vergrösserte Bewegung des Gletschers einigermassen schnell beseitigt. Das entgegengesetzte Verhalten gewisser arktischer Gletscher muss in einem bedeutenden Mangel an Plastizität und Bewegungsvermögen liegen.

Die Fig. 30 der Taf. 13 zeigt ein Bild von einer eigentümlichen geschichteten Moräne in dem zweitsüdlichsten der »Sieben Eisfelde« an der spitzbergischen Westküste nördlich von der Crossbay. Sie muss von einem höher

hinauf befindlichen Gebirgskamm herrühren. Bei Gletschereis von konstanter Plastizität würde sich vom Gebirgskamm aus ein zusammenhängender Moränenstreifen bilden. Bei intermittenter Bewegung könnte dieser periodisch abgebrochen werden. Andere Erklärungen wären jedoch wohl auch möglich, z. B. durch eine Periodizität in dem Herabfallen von Gesteinsmaterial.

Plötzliche und grosse Vorstösse von Gletschern sind auch aus der Gegend der Yakutat bay in Alaska bekannt und von TARR [86, S. 93] beschrieben. In diesem Falle waren es Erdbebenstösse, die im Jahre 1899 ein Herabrutschen von steilen Schneefeldern und Eismassen auf die der unterliegenden Gletscher verursachten. Diese plötzliche Vermehrung der Eismassen im oberen Teil der Gletscher veranlasste eine wellenförmige Verdickung derselben, die in einigen Fällen 5—6 Jahre brauchte, um den unteren Rand zu erreichen. Eine solche Ursache kann betreffs der spitzbergischen Gletscher nicht angenommen werden, weil stärkere Erdbeben auf Spitzbergen kaum bekannt zu sein scheinen.

Eine andere Erscheinung, die für viele spitzbergische Gletscher charakteristisch ist, die auf dem festen Lande endigen, ist die steile Front, die schon oben (S. 91) erwähnt worden ist. Ähnliche steile Frontalwände sind auch von T. C. CHAMBERLIN [7] auf einer Menge Gletscher am Inglefield gulf in Nordwest-Grönland im Sommer 1894 beobachtet worden. Die merkwürdigste diesbezügliche Bildung wurde von Leutnant LOCKWOOD während der amerikanischen, von GREELY geleiteten Polarexpedition 1881—1883 entdeckt, die ihr Winterquartier an der Lady Franklin bay in Grinnell Land hatte. Leutnant LOCKWOOD fand südlich vom Greely fjord eine etwa 100 km lange gewölbte Eismasse, Mer de glace Agassiz genannt, die an ihrer Nordseite von einer etwa 45 m hohen Frontalwand begrenzt war, die »the Chinese wall« genannt wurde.

GRIPP bestreitet, dass solche Frontalwände etwas für arktische Gletscher Charakteristisches seien. Er sagt: »Wir wissen heute, dass die steile Front der Vorstossphase, das flache Gletscherende der Rückgangsphase eigen ist, und dass beide Formen in den Alpen fast ebenso gut wie in arktischen Gebieten vorkommen.« Diese Ansicht kann ich nicht teilen. Die Sache scheint mir so zu liegen, dass solche vertikale Wände auf den alpinen Gletschern sehr selten sind, während sie auf den arktischen Gletschern wenigstens verhältnismässig häufig vorkommen. Ich fand im Sommer 1898 an der Van Keulen bay und der Baie Recherche vier auf dem Festlande endigende Gletscher, die gut ausgebildete vertikale Frontalwände hatten.

Eine annehmbare Erklärung für die Bildung dieser steilen Wände habe ich nicht gesehen. T. C. CHAMBERLIN neigt dazu, die Erklärung in dem niedrigen Sonnenstand der hohen Breitengrade zu erblicken. Diese Auffassung wird von LAUGE KOCH [56, S. 210] entschieden abgelehnt. Er schreibt: »That the angle at which the sun's rays hid the glacier front and surface

should play such a prominent part in the formation of vertical fronts as assumed by CHAMBERLIN, seems to me to be quite improbable. Vertical glacier fronts and sides often occur in places where the glaciers are protected against the rays of the sun by the surrounding mountains and, as I have mentioned above, a great number of the glaciers are so steep that their surfaces are hid by the sun's rays at great angles without being affected thereby. In my opinion the verticality of the glacier fronts is solely due to the low temperature throughout the year and the consequent slight melting.»

Jedenfalls enthält diese Auffassung von LAUGE KOCH ein neues wichtiges Moment, aber die Sache ist sicher etwas komplizierter, als aus seinen Worten hervorzugehen scheint. Die niedrige Temperatur, die den Gletscher umgibt (vgl. S. 118) ist gewiss eine wichtige Sache. In den Alpen und auch im Sarekgebiet, wo die Gletscherzungen in Tälern liegen, die im Sommer selbst bei nebligem Wetter ziemlich warme Luft enthalten, kann ein solcher aufragender Rand zwischen einer vertikalen Front und einer schwach geneigten oberen Fläche des Gletschers sich nicht erhalten, weil die ganze Zunge von warmer Luft überströmt wird, die von den Seiten her kommt und ihre Wärme an die Gletscheroberfläche allmählich abgibt, indem der Luftstrom der Neigung der Gletscheroberfläche folgt. Die ziemlich gleichmässige Neigung der alpinen und skandinavischen Gletscherzungen dürfte zum grossen Teil von diesem im Sommer wirkenden Luftstrom herrühren.

Kommt nun im Sommer wie auf kleinen Gletschern auf Spitzbergen und in den hocharktischen Gegenden kein solcher Luftstrom vor, oder ist er schwach oder kalt, so entsteht keine von einem solchen herrührende Abschmelzung, und die Ablation würde sich hauptsächlich auf Verdunstung und die Wirkung des direkten Sonnenscheins beschränken. Da die Sonne in den Sommermonaten zirkumpolar ist, wird jede Gletscherfront immer während eines Teiles eines hellen Tages von direkten Sonnenstrahlen getroffen. Dass diese am stärksten auf die schuttbeladenen unteren Teile der Front einwirken, liegt auf der Hand. Dies würde dazu führen, dass die Front untergraben wird und Stücke vom oberen Rand herabstürzen. Dass die geringe Sommerwärme und der niedrige Sonnenstand auf spitzbergischen und hocharktischen Gletschern unter Umständen den Gletschern spezielle Ablationsformen geben können, kann nicht Wunder nehmen.

Die vertikale Front kann indessen nur in Ausnahmefällen eine mittlere jährliche Gleichgewichtsebene zwischen der Bewegung und der mittleren Abschmelzung sein. Wenn man mit LAUGE KOCH annimmt, dass überhaupt keine Schmelzung stattfindet, so würde trotzdem die vertikale Front keine dauerhafte Bildung sein, wenn der Gletscher sich überhaupt bewegt. Denn wenn dies der Fall ist, was wohl stets zutrifft, müssen die unteren Schichten sich langsamer bewegen als die oberen, letztere überhangend werden und

das Überhangende schliesslich herunterstürzen. Wenn die Ablation am Fusse der Front infolge des Sonnenscheins grösser ist als höher hinauf, tritt dadurch die Kippung noch früher ein.

Nur in dem Falle, dass die Ablation im unteren Teil der Front infolge von allzu dickem Moränenmaterial oder von Schneefeldern, die sie gegen Schmelzung schützen, geringer ist als höher hinauf, könnte sie im Mittel für das ganze Jahr ihre Vertikalität beibehalten. Die Schmelzung in den oberen Teilen der Front würde dann durch Luft, die durch weiter unten liegende sonnenbestrahlte Moränenmassen erwärmt war, befördert, wozu eine in höherem Niveau stärkere Verdunstung kommen würde.

Das Wahrscheinlichste würde jedoch wohl sein, dass die Frontebene nicht konstant bleibt, sondern durch herabstürzende überhangende Massen unablässig wiederhergestellt wird. Gegen diese Annahme spricht der Umstand, dass man verhältnismässig selten lose von dem überhangenden Rand herabgestürzte Eisstücke findet. Vor der etwa 5 km langen Front der Lovéns nevéer in der Kingsbay fand ich 1892 keine Eisblöcke, abgesehen von dem westlichsten Teil, wo eine ganze Menge lag. Vor dem Scot glacier am Bell sound sah ich 1898 keine, und auf der Photographie (Fig. 21, Taf. 9) von de Charpentiers glacier sind keine zu sehen.

Hinsichtlich des »Chinese wall« auf Grinnell Land lauten die Nachrichten anders. Leutnant LOCKWOOD schreibt folgendes: »The wall is lined all along its foot by blocks and fragments of ice constantly broken from the face above. The noise was often noticed.« Der Grund davon, dass ich selber so selten grössere Mengen von Blöcken am Fusse der Front beobachtet habe, kann darin liegen, dass die Blöcke beim Herabfallen in kleine Stücke zertrümmert werden, die verhältnismässig leicht schmelzen oder verdunsten.

Wenn nun auch das Fehlen von heruntergefallenen Eisblöcken am Fusse der Front der Lovéns nevéer bei meinem Besuch 1892 auffallend war, machte ich doch daselbst eine Beobachtung, die auf eine Kippung ihres Oberrandes hindeutet. Die steile Front war nicht zusammenhängend, sondern von Stellen unterbrochen, wo die obere Gletscherfläche in einer zusammenhängenden Wölbung sich bis zum festen Boden fortsetzte. Dies tritt in den Fig. 32 u. 33, Taf. 15 gut hervor. LOCKWOOD hat auch Ähnliches am »Chinese wall« beobachtet, er schreibt darüber: »In one or two places a few feet in extent the Mer de glace sloped down to the ground, and here might have been ascended apparently. Elsewhere the wall formed a continuous vertical plane.«

Diese Stellen, wo die obere Gletscherfläche in einer zusammenhängenden Wölbung bis zum Erdboden vor dem Gletscher fortging, dürften in der Weise entstanden sein, dass hierselbst Eisblöcke heruntergestürzt waren und die Zwischenräume zwischen diesen und der Front mit Schnee von den die Wölbung hinunter wehenden Stürmen ausgefüllt wurden.

Eine überhangende Frontalwand habe ich nur am dritten (Fig. 34, Taf. 16) der »Sieben Eisfelde« nördlich von der Cross bay gesehen. Hier ist die Front zum grössten Teil im Schnee begraben, der sich zwischen dem Gletscher und einer vorgelagerten Moräne angehäuft hat. In der Mitte reicht der Schnee nicht so hoch hinauf, dort kann man ein Stück von der Gletscherwand sehen, die eine starke Neigung nach vorwärts zeigt, was auf eine grössere Geschwindigkeit der oberen Schichten deutet. Zuletzt muss jedoch hier das Überhangende herabstürzen und wahrscheinlich eine vertikale Front entstehen.

Messungen am Scot glacier auf Spitzbergen.

Die merkwürdigen Frontalwände, die ich im Sommer 1892 an den Lovéns nevéer gesehen hatte, veranlassten mich, als ich als Mitglied der von A. G. NATHORST geleiteten Polarexpedition 1898 nach Spitzbergen zurückkehrte, Versuche zu machen, Messungen über Abschmelzung und Bewegungsgeschwindigkeit in einer solchen Wand auszuführen. Gelegenheit dazu bot sich, als wir voraussichtlich mehr als eine Woche behufs kartographischer und geologischer Arbeiten in der Gegend des Bell sound verweilen sollten. Ich wählte einen kleinen, etwa $4\frac{1}{2}$ km langen Gletscher, den Scot glacier, der in der Nähe des Expeditionsschiffes lag und eine steile Frontalwand hatte. Diese war durch Schneemassen, die sich am Fusse des Gletschers angehäuft hatten, bis zu einer Höhe von etwa 27 m über dem vorliegenden Flachlande zugänglich. Bei meinem ersten Besuch daselbst, am 30. Juni, liess ich horizontale Löcher in den Höhen 13,09 m, 24,05 m und 27,16 m über einem gewissen Fixpunkt, dem Basispunkt I, bohren. Der unterste sichtbare Teil des Eises lag in einer Höhe von etwa 18 m, aber wahrscheinlich konnte man wegen Moränenanhäufungen die untersten Schichten des Eises nicht sehen. In die Löcher steckte ich Holzstäbe, die bis zum Boden der Löcher hineingepresst wurden. Die Enden der Holzstäbe ragten etwa 7—20 cm ausserhalb der Löcher heraus und wurden mit kleinen Scheiben versehen, die leicht mit einem auf dem ebenen Lande vor dem Gletscher aufgestellten Theodoliten einvisiert werden konnten.

Daselbst wurde eine Basis von 91,03 m gemessen, und von jedem Endpunkt der Basislinie wurden die Endpunkte und die Scheiben der Holzstäbe sowie die Eisoberfläche am Austrittspunkt der Stäbe eingemessen. Die Nachmessung fand am 12. Juli statt. Die Messungen ergaben folgendes:

		Höhe über Basispunkt I	Mittlere Ablation in 24 Stunden	Mittlere Bewegung in der Gletscherachse in 24 Stunden
Oberster	Stab	27,16	3,35 cm	1,65 cm
Mittlerer	»	24,05	2,5 »	1,72 »
Unterster	»	13,09	5,2 »	1,36 »

Bei der Nachmessung am 12. Juli war nur der unterste Stab erreichbar, und nur hier war es möglich zu kontrollieren, dass der Stab bis an den Boden des Loches eingeschoben sass.

Auffallend ist in erster Linie die geringe Bewegungsgeschwindigkeit. Sie besagt, dass die untersten Eislager in einem ganzen Jahre nur etwa 5 m vorrückten und die Schichten in 14 m Höhe darüber nur etwa 6 m. Dies ist kein grosser Unterschied, und die obersten Schichten konnten durch diese Differentialbewegung nicht viel »überhangend« werden. Die Bewegungsgeschwindigkeit ist nur etwa $\frac{1}{4}$ von einem gleich grossen Gletscher im Sarekgebiet, d. h. der Vergleich wird dadurch erschwert, dass am Sareker Gletscher die Geschwindigkeitsbestimmungen auf der oberen Gletscherfläche, am Scot glacier dagegen in der vertikalen Front ausgeführt worden sind. Die Messungen an letzterem deuten allerdings auf eine für alpine und skandinavische Verhältnisse sehr geringe Geschwindigkeit, was wohl mit der niedrigen Temperatur in Zusammenhang zu stellen ist.

Selbstredend kann ein arktischer Gletscher mit steiler Front keine grosse Geschwindigkeit haben, denn eine solche würde bald durch die Menge herabgefallener Blöcke zerstört werden. Man könnte sich sogar bei Schnellläufern eine Art Turbulenz in der Front der Eismasse vorstellen, aber für eine solche Bewegung hat man doch kaum bisher irgendwelche Belege. Die schnelllaufenden Gletscher auf Spitzbergen dürften alle in das Meer oder in die Fjorde münden. Einige Messungen sind bekannt. Die Geschwindigkeit des Glacier des Renards, der unmittelbar westlich vom Scot glacier mündet, soll nach RABOT [73, S. 69] etwa 0,1 m in 24 Stunden betragen. Auf dem Louis Meyer-Gletscher an der Cross bay fanden E. v. DRYGALSKI und H. HERGESELL [21, S. 35] Geschwindigkeiten von etwa 0,2 m pro Tag. Viel grösser sind aber die Geschwindigkeiten, die A. HOEL [50, S. 12] auf dem grossen Glacier Lilliehöök an der Cross bay fand. Sie erreichten nahezu 1 m in 24 Stunden. Verhältnismässig gross ist auch die Geschwindigkeit von etwa 0,6 m pro Tag, die G. SLATER [84, S. 436] im August 1921 auf dem Nordenskiölds glacier in der Klas Billen bay fand. Alle diese Gletscher endigen im Meere.

Im Vergleich zur Bewegung ist die von mir gefundene Ablation gross, aber wenn man bedenkt, dass letztere nur bis etwa Mitte August wirksam sein kann, dürfte sie nicht besonders grosse Veränderungen in der Front verursachen können. Der jährliche Absturz von Eisblöcken kann daher nicht sehr gross sein. Dies muss die Erklärung dafür sein, dass man verhältnismässig selten Eisblöcke vor der steilen Front der kleinen spitzbergischen Gletscher findet. In den meisten Fällen sind bei den seltenen Besuchen die Eisblöcke bereits geschmolzen.

Blick auf die Temperaturverhältnisse der hocharktischen Gletscher.

Spitzbergen ist infolge der Nähe eines Golfstromarmes im Vergleich zu anderen Ländern auf denselben hohen Breitengraden verhältnismässig warm, wenigstens gilt dies von der Westküste, in deren Nähe die meisten Gletscher auftreten. Die gegenüberliegende grönländische Ostküste, die von dem eisbeladenen Polarstrom bespült wird, hat dagegen in ihren nördlichen Teilen ein strenges hocharktisches Klima, das noch durch das naheliegende Inlandeis verschärft wird. Durch mehrere dänische Expeditionen sind die klimatischen Verhältnisse daselbst einigermaßen gut bekannt. Für den vorliegenden Zweck, nämlich die vorläufige Klarstellung der Temperaturverhältnisse der Gletscher und ihrer Bedeutung für die Gletscherbewegung, sind von besonders grossem Werte die von KOCH und WEGENER ausgeführten Temperaturmessungen in Bohrlöchern, die sie sowohl seitlich von als auch unter ihrer Winterhütte gebohrt hatten. Die Hütte war auf einem Ausläufer des Inlandeises, dem Storström, gebaut.

Diese Temperaturmessungen fanden in den Monaten Dezember—April statt und wurden im Februar—April bis zu einer Tiefe von 24 m unterhalb der Oberfläche fortgesetzt. Sie ergaben [55, S. 232] für diese Maximaltiefe eine Temperatur von $-13^{\circ},9$. Bis zu dieser Tiefe kann das Schmelzwasser von der Oberfläche nicht eindringen, statt dessen ist es wahrscheinlich, dass die Temperatur bei dieser Tiefe — wie in gleich tiefen Bohrlöchern im Erdboden — nahezu konstant ist. In diesem Falle kann also kein Zweifel darüber herrschen, dass das Gletschereis bis zu einer bedeutenden Tiefe gefroren ist und sich doch bewegt.

Aus den Temperaturen in verschiedenen Tiefen berechnete WEGENER eine mittlere Jahrestemperatur in der Oberfläche von $-20^{\circ},6$. Die ganz bedeutende Temperatursteigerung in den obersten Metern schreibt er der strahlenden Sonnenwärme zu, die im Sommer tief in das durchsichtige Eis eindringt. Diesen Temperaturzuschuss ungerechnet, scheint die Temperatursteigerung etwa $0^{\circ},1$ pro m zu betragen, also etwa 3 mal so viel wie die gewöhnliche geothermische Tiefenstufe, obgleich das Wärmeleitungsvermögen von Eis und den meisten Gesteinen ungefähr gleich ist. In dem Eise muss also eine besondere Wärmequelle hinzukommen. Dies ist die Reibungswärme, die bei der Bewegung des Gletschers entsteht. WEGENER kommt zu dem Resultat, dass die erforderliche Reibungswärme hauptsächlich in den Blaubändern entsteht, dass dagegen die durch plastische Bewegung in der ganzen Masse verteilte Wärme nur 1 : 100 bis 1 : 1000 der ganzen Friktionswärme beträgt [55, S. 287]. Selbstredend sind diese Resultate sehr unsicher. WEGENER berechnet, dass der Schmelzpunkt des Eises in etwa 140 m Tiefe erreicht wird, dass aber der Eisstrom eine Tiefe von etwa 280 m hat. Die untersten etwa 90 m würden also eine Temperatur haben, die dem Schmelzpunkt des Eises

bei dem jeweiligen Druck entspricht. Dass in diesem unteren Teile mesoplastische Umformungen vorkommen, wie in einem alpinen Gletscher, liegt auf der Hand. Auch in den obersten Schichten dürften Fliessbewegungen in der ganzen Masse vorkommen, wenn sie auch durch die Dünnhheit der Kapillarspalten sehr erschwert sind.

Auch bei der Durchquerung des Inlandeises zwischen Borg auf $76^{\circ}41'$ n. Br., $22^{\circ}23'$ w. L. am 20. April und dem Westrande des Eises auf etwa $72^{\circ}35'$ n. Br., $51^{\circ}46'$ w. L. am 4. Juli in der Nähe der Koloniestation Proven machten KOCH und WEGENER zahlreiche Temperaturmessungen im Firne, einmal sogar bis zu 7 m Tiefe. WEGENER berechnet [55, S. 350] als Jahresmittel für die Firnregion auf dem fraglichen Kurs etwa $-31^{\circ},3$. Die grösste Höhe war etwa 2 935 m. In den höchsten Gebieten fehlten jegliche Schmelzspuren.

Die Julitemperatur der Firnoberfläche wurde zu etwa -14° und die Februartemperatur zu etwa -43° berechnet. Das Zusammensintern des Schnees muss also durch Sublimation stattfinden. Mit der Tiefe muss die Temperatur steigen, und an der Unterfläche des Inlandeises muss ein dem Druck entsprechender Schmelzpunkt herrschen. Wenn wir eine Dicke des Inlandeises von 2 000 m annehmen, so muss hier infolge des statischen Druckes eine Temperatur von $-1^{\circ},4$ herrschen. Dies würde die hohe geothermische Tiefenstufe von 1° pro 66 m ergeben, aber wahrscheinlich wird das Eis durch Friktion bei der Bewegung erwärmt und der Schmelzpunkt auf einem weit höheren Niveau erreicht, gerade wie es im Storströmmen der Fall zu sein scheint. Von dieser in ihrem Innern wohl ziemlich plastischen Inlandeis- masse haben die grossen Eisströme, die in die grönländischen Fjorde ausmünden und durch ihre bedeutende Bewegungsgeschwindigkeit bekannt sind, ihren Ursprung.

Vollständigere meteorologische Beobachtungen fehlen vom Inlandeisgebiet, die von Borg auf dem Storströmmen umfassen nur Oktober-März nebst einem Teil von September und April. Dagegen finden sich sechs vollständige Jahresserien von Nordwestgrönland und Grinnell Land, aus denen ich zum Vergleich mit den früher für Spitzbergen, das Sarekgebiet und die Alpen angeführten Reihen folgende Mittelwerte aus HANNS Klimatologie [41, III, S. 671] anführe:

N. Breite	W. Länge	Juni	Juli	August	September	Jahr
$82^{\circ},6$	$63^{\circ},7$	$+0^{\circ},7$	$+3^{\circ},2$	$+1^{\circ},4$	$-8^{\circ},6$	$-18^{\circ},8$

Die Höhe über dem Meere war an allen Stationen gering, und die oben angeführten Werte können also nicht für höher liegende Teile des Inlandeises, die sicher viel niedrigere Temperaturen haben, repräsentativ sein. Wahrscheinlich sind auch die Temperaturverhältnisse des schon oben erwähnten (S. 112 u. 114) Mer de Glace Agassiz strenger als bei den Winter-

stationen, für die die obenstehenden Werte Mittelzahlen sind. Dies würde geringe Bewegungsgeschwindigkeit und längeres Liegenbleiben der herabgestürzten Eisblöcke zur Folge haben. Auch für die von CHAMBERLIN [7] untersuchten Gletscher am Ingelfield gulf sind wohl obenstehende Mittelwerte einigermaßen repräsentativ, obgleich sein Untersuchungsgebiet ein paar Grade südlicher liegt.

Beim Vergleich mit den von mir für spitzbergische Gletscher berechneten Mittelwerten findet man für den Sommer keinen grossen Unterschied, aber der Winter ist in NW-Grönland und Grinnell Land viel kälter und das Jahresmittel der Temperatur viel niedriger als auf Spitzbergen. Das Klima von NW-Grönland und Grinnell Land ist also mehr kontinental als dasjenige von Spitzbergen, das von dem spitzbergischen Golfstromarm beeinflusst wird. Die Eismassen werden dadurch auch im erstgenannten Gebiet viel stärker abgekühlt, und die kleinen Gletscher daselbst bewegen sich daher unter sonst gleichen Umständen wahrscheinlich noch langsamer als die spitzbergischen. Die mächtigen Ausläufer des Inlandeises aber werden doch wohl von der Lufttemperatur wenig beeinflusst.

Literaturverzeichnis.

1. AGASSIZ, L., Nouvelles études et expériences sur les glaciers actuels, leur structure, leur progression etc. Avec un Atlas. Paris 1847.
2. AHLMANN, HANS WILSON, Den svensk-norska expeditionen till Nordostlandet och farvattnen däromkring sommaren 1931. — Ymer 1932. Stockholm.
3. BEHRMANN, W., Der Suphellenbrae, ein Typus eines regenerierten Gletschers. — Zeitschr. f. Gletscherk. Bd 15, 1926—27. Leipzig.
4. BLÜMCKE, A. und HESS, HANS, Untersuchungen am Hintereisferner. — Wiss. Ergänzungsh. z. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenver. Bd I, H. 2. München 1899.
5. — Tiefbohrungen auf dem Hintereisferner. — Mitth. d. D. u. Ö. Alpenver. Jahrg. 1901, 1902, 1904 u. 1905. Wien.
6. BUCHANAN, J. Y., On Ice and Brines. — Proc. Roy. Soc. of Edinburgh. Vol. XIV. Edinb. 1888.
7. CHAMBERLIN, T. C., Glacial Studies in Greenland. — Journ. of Geol. Vol. III & IV. Chicago 1895 & 1896.
8. — A Contribution to the Theory of glacial Motion. — The decennial public. of the University of Chicago. I. Series, Vol. IX. Chic. 1904.
9. — and SALISBURY, R. D., Geology, Processes & their Results. 2. Edit. London 1906.
10. CHAMBERLIN, ROLLIN T., Instrumental Work on the Nature of Glacier Motion. — Journ. of Geol. Bd 36. Chicago 1928.
11. CHARPENTIER, JEAN DE, Essai sur les Glaciers et sur le Terrain erratique du Bassin du Rhône. Lausanne 1841.
12. CRAMMER, HANS, Über den Zusammenhang zwischen Schichtung und Blätterung und über die Bewegung der Gletscher. — Centralbl. f. Min. etc. 1902. Stuttgart.
13. — Eis- und Gletscherstudien. — N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Palaeont. — Beil. Bd XVIII. Stuttgart 1903.
14. — Die Gletscher. — Aus der Natur. Jahrg. 1906.
15. — Zur Entstehung der Blätterstruktur der Gletscher aus der Firnschichtung. — Zeitschr. f. Gletscherk. Bd II, 1907. Berlin.
16. — Struktur und Bewegung des Gletschereises. — Mitt. d. Geogr. Ges. in München. Bd IV. Erlangen 1909.
17. DEELEY, R. M. and FLETCHER, GEORGE, The Structure of Glacier-Ice and its Bearing upon Glacier-Motion. — Geol. Mag. N. Ser. Dec. IV, Vol. II. London 1895.
18. DE GEER, G., Die Gletscher von Spitzbergen. — Verh. d. VII. internat. Geogr. Kongr. in Berlin 1899.
19. — Guide de l'excursion au Spitzberg. — XI. Congr. géol. internat. Stockholm 1910.
20. DRYGALSKI, ERICH VON, Grönland-Expedition der Ges. f. Erdk. zu Berlin. 1891—1893. Bd I. Berlin 1897.
21. — Spitzbergens Landformen und ihre Vereisung. Abh. d. K. Bayer. Akad. d. Wiss. Math.-phys. Kl. Bd XXV, No. 7. München 1911.

22. FINSTERWALDER, S., Der Vernagtferner usw. — Wiss. Ergänzungsh. z. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenver. Bd I, H. 1. Graz 1897.
23. — Beobachtungen über die Art der Gletscherbewegung. — Sitz.-ber. d. math.-phys. Klasse d. K. Bayer. Akad. d. Wiss. 1912. München.
24. FORBES, JAMES D., Reisen in den Savoyer Alpen . . . nebst Beobachtungen über die Gletscher. Bearbeit. v. G. LEONHARD. Stuttgart 1845.
25. — Occasional papers on the Theory of Glaciers. Edinburgh 1859.
26. FRIES, TH. M. u. NYSTRÖM, C., Svenska Polarexpeditionen år 1868. Stockholm.
27. Gletscher-Kommission der Schweiz. Naturf. Gesellsch., Vermessungen am Rhonegletscher 1874—1915. — Neue Denkschr. d. Schweiz. Naturf. Gesellsch. Bd 52. Zürich 1916.
28. GREELY, ADOLPHUS W., Report on the proceedings of the United States Expedition to Lady Franklin bay, Grinnell land. Vol. I. Washington 1888.
29. GRIPP, KARL u. TODTMANN, EMMY, Die Endmoräne des Green bay Gletschers auf Spitzbergen etc. — Mitt. d. Geogr. Ges. Hamburg. Bd 87. 1898.
30. GRIPP, KARL, Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. — Abh. d. Naturwiss. Ver. zu Hamburg. Bd 22, 1929.
31. HAMBERG, AXEL, En resa till Norra Ishafvet sommaren 1892. Ymer 1894.
32. — Studien über Meereis und Gletschereis. — Bih. t. k. Sv. Vet. Akad. Handl. Bd 21. Afd. II, Nr 2. Stockholm 1895.
33. — Om glacierernas parallelstruktur. — Geol. Fören. Förh. Bd 19. 1897. Stockholm.
34. — Genmäle. — Geol. Fören. Förh. Bd 23. 1901. Stockholm.
35. — Till frågan om alltid frusen mark. — Ymer, Bd 24, 1904. Stockholm.
36. — Astronomische, photogrammetrische und erdmagnetische Arbeiten der von A. G. NATHORST geleiteten schwedischen Polarexpedition 1898. — K. Sv. Vet. Akad. Handl. Bd 39, Nr 6. Stockholm 1905.
37. — Über die Parallelstruktur des Gletschereises. — Comptes rend. d. travaux du IX. Congr. internat. de Géographie. Tom. II. Genève 1908.
38. — Die Gletscher des Sarekgebirges und ihre Untersuchung. Eine kurze Übersicht. — Sveriges Geol. Undersökn. Ser. Ca Nr 5, III. Stockholm 1910.
39. — Iakttagelser öfver lufttemperaturer och skogsgränser i Sarektrakten. — Geol. Fören. Förh. Bd 37, 1915. Stockholm.
40. — Das meteorologische Observatorium auf dem Pärtetjåkko. — Diese Untersuchungen. Bd V. Stockholm 1931.
41. HANN, J., Handbuch der Klimatologie. — Drei Bände. Stuttgart 1908—1911.
42. HEIM, ALBERT, Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart 1885.
43. HESS, HANS, Über den Zusammenhang zwischen Schichtung und Bänderung der Gletscher. — N. Jahrb. f. Min. Geol. u. Palaeont. Jahrg. 1902, Bd I. Stuttgart 1901.
44. — Die Gletscher. Braunschweig 1904.
45. — Über die Plastizität des Eises. — Ann. d. Physik. 4. Folge. Bd 36. Leipzig 1911.

46. HESS, HANS, Scherungsrisse der Gletscher. — Peterm. Geogr. Mitt. 1924. Gotha.
47. — Der Hintereisferner 1893 bis 1922. Ein Beitrag zur Lösung des Problems der Gletscherbewegung. — Zeitschr. f. Gletscherk. Bd XIII. Leipzig 1924.
48. — Physik der Gletscher. — Müller-Pouillet's Lehrb. d. Physik. 11. Aufl. Bd 5. Erste Hälfte. Braunschweig 1928.
49. HOBBS, W. H., Characteristics of existing Glaciers. New York 1911.
50. HOEL, ADOLF, Observations sur la vitesse d'écoulement et sur l'ablation du Glacier Lilliehöök au Spitzberg 1907—1912. — Videnskabs Selsk. Skrifter. I. Mat.-naturv. Klasse 1916, Nr 4. Kristiania 1916.
51. HOLMQUIST, P. J., Användningen av termerna struktur och textur i petrografen. — Geol. Fören. Förh. Bd 46, 1924. Stockholm.
52. KINZL, HANS, Bemerkungen über tägliche periodische Schwankungen der Gletscherbewegung und ein Hilfsmittel zu ihrer Untersuchung. — Zeitschr. f. Gletscherk. Bd XVII. Leipzig 1929.
53. KLOCKE, F., Über die optische Structur des Gletschereises. — N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Palaeont. 1881, Bd 1. Stuttgart.
54. KNOCKE, W., Über den Einfluss der Verdunstung auf die Vergletscherung. — Zeitschr. f. Gletscherk. Bd XIX. Leipzig 1931.
55. KOCH, J. P. und WEGENER, A., Wissenschaftliche Ergebnisse der Dänischen Expedition nach Dronning Louises-Land und quer über das Inlandeis von Nordgrönland 1912—13 unter Leitung von Hauptmann J. P. KOCH. — Meddel. om Grönland, Bd 75, Abt. 1. København 1930.
56. KOCH, LAUGE, Contributions to the Glaciology of North Greenland. — Meddel. om Grönland, Bd 65. København 1928.
57. LÜTSCHEG, OTTO, Über Niederschlag und Abfluss im Hochgebirge. Sonderdarstellung des Mattmarkgebietes. Ein Beitrag zur Fluss- und Gletscherkunde der Schweiz. — Schweizerischer Wasserwirtschaftsverband. Nr 14. Zürich 1926.
58. MARTIN, LAWRENCE, The national geographic Society Researches in Alaska. — National Geogr. Mag. 1911. Washington.
59. MC CONNEL, M. A., On the Plasticity of an Ice Crystal. — Proc. Roy. Soc. of London. Vol. 49. 1891.
60. MERCANTON, PAUL L., Forages glaciaires. — Arch. d. scienc. phys. et natur. 110. Année. Par. IV, Tome XIX. Genève 1905.
61. MOUGIN & BERNARD, Études exécutées au Glacier du Tête Rousse. — Ann. de l'observatoire météor. phys. et glaciaire du Mont Blanc, publ. sous la direct. de J. VALLOT. Tome VI. Paris 1905.
62. MÜGGE, O., Über die Plasticität der Eiskrystalle. — N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Palaeont. Jahrg. 1895, Bd II. Stuttgart.
63. — Über die Structur des Grönländischen Inlandeises und ihre Bedeutung für die Theorie der Gletscherbewegung. Ibidem, Jahrg. 1899, Bd II.
64. — Weitere Versuche über die Translationsfähigkeit des Eises, nebst Bemerkungen über die Bedeutung der Structur des grönländischen Inlandeises. — Ibidem, Jahrg. 1900. Bd II.
65. Norweg. Meteor. Institut, Jahrbücher für 1913—1929. Oslo.
66. NUSSBAUM, FRITZ, Über die Schmutzbänderung der Gletscher. — Geogr. Zeitschr. 35. Jahrg. 1929. Leipzig.

67. OGILVIE, ALAN G., Some recent observations and theories on the structure and movement of glaciers of the alpine type. — Geogr. Journ. Vol. 40. London 1912.
68. PETTERSSON, OTTO, On the properties of Water and Ice. — Vega-expeditionens Vetensk. Iakt., utg. af A. E. Nordenskiöld. Bd II. Stockholm 1883.
69. PHILIPP, HANS, Untersuchungen über Gletscherstruktur und Gletscherbewegung. — Geol. Rundschau, Bd V. Leipzig 1914.
70. — Geologische Untersuchungen über den Mechanismus der Gletscherbewegung und die Entstehung der Gletschertextur. — N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Paläont. Beil. Bd 43. Stuttgart 1920.
71. — Neuere Beobachtungen zur Mechanik der Gletscher. — Peterm. Geogr. Mitt. 1928. Gotha.
72. Protokoll der III. internat. Gletscherkonferenz in Maloja v. 6. bis 9. Sept. 1905. — Peterm. Geogr. Mitt. 1905. Gotha.
73. RABOT, CHARLES, Les variations de longueur des glaciers dans les régions arctiques et boréales. II. — Arch. des Scienc. phys. et nat. 1900. Genève.
74. REID, HARRY FIELDING, Glacier bay and its Glaciers. — XVI. Ann. Rep. U. S. Geol. Survey. Part I. Washington 1896.
75. — The mechanics of glaciers. — Journ. of Geol. Vol. IV. 1896. Chicago.
76. — De la progression des glaciers, leur stratification et leurs veines bleues. — Compt. rend. du VIII. Congr. géol. internat. 1900. Paris.
77. — The relation of the Blue Veins of Glaciers to the stratification, etc. — Compt. rend. IX. Congr. géol. internat. de Vienne 1903.
78. REKSTAD, J., Fra Jostedalsbraeen. — Bergens Museums Aarbog 1904. Nr 1.
79. REMPP, G. und WEGENER, A., Meteorologische Terminbeobachtungen und Stundenwerte 1911—1912. Deutsches geophysikalisches Observatorium, Spitzbergen, Advent bay. — Jahrb. d. Zentralanst. f. Meteor. und Geodynamik. Jahrg. 1917. Wien 1920.
80. RICHTER, E., Die Gletscherkonferenz im August 1899. — Peterm. Geogr. Mitt. 1900. Gotha.
81. SACHS, GEORG, Plastische Verformung. — Handb. d. Experimentalphys., herausg. v. W. Wien u. F. Harms. Bd 5. Leipzig 1930.
82. SALISBURY, ROLLIN D., The Greenland Expedition of 1895. — Journ. of Geol. Vol. 3, 1895. Chicago.
83. SHERZER, WILLIAM HITTEL, Glaciers of the Canadian Rockies and Selkirks. — Smithsonian. Contrib. to Knowledge. Vol. 34. Washington 1907.
84. SLATER, GEORGE, Observations on the Nordenskiöld and neighbouring Glaciers of Spitzbergen, 1921. — Journ. of Geol. Vol. 33. Chicago 1925.
85. Statens Meteorologisk-Hydrografiska Anstalt, Årsbok 8, 1926. Stockholm 1927.
86. TARR, RALPH S., The Yakutat bay Region, Alaska. — U. S. Geol. Survey. Profess. Paper 64. Washington 1909.
87. — and RICH, JOHN L., The Properties of Ice. Experimental Studies. — Zeitschr. f. Gletscherk. Bd VI. Berlin 1912.

88. TARR, RALPH S. and ENGELN, O. D. VON, Experimental Studies of Ice with Reference to Glacier Structure and Motion. — Ibidem, Bd IX. Leipzig 1915.
89. VALLOT, J., Nouvelles recherches scientifiques exécutées dans le Tunnel du Mont Blanc. — Ann. l'Observ. météor., physique et glaciaire du Mont Blanc, publ. sous la direct. de J. VALLOT. Tome 3. Paris 1898.

Gedruckt am 29. April 1932.

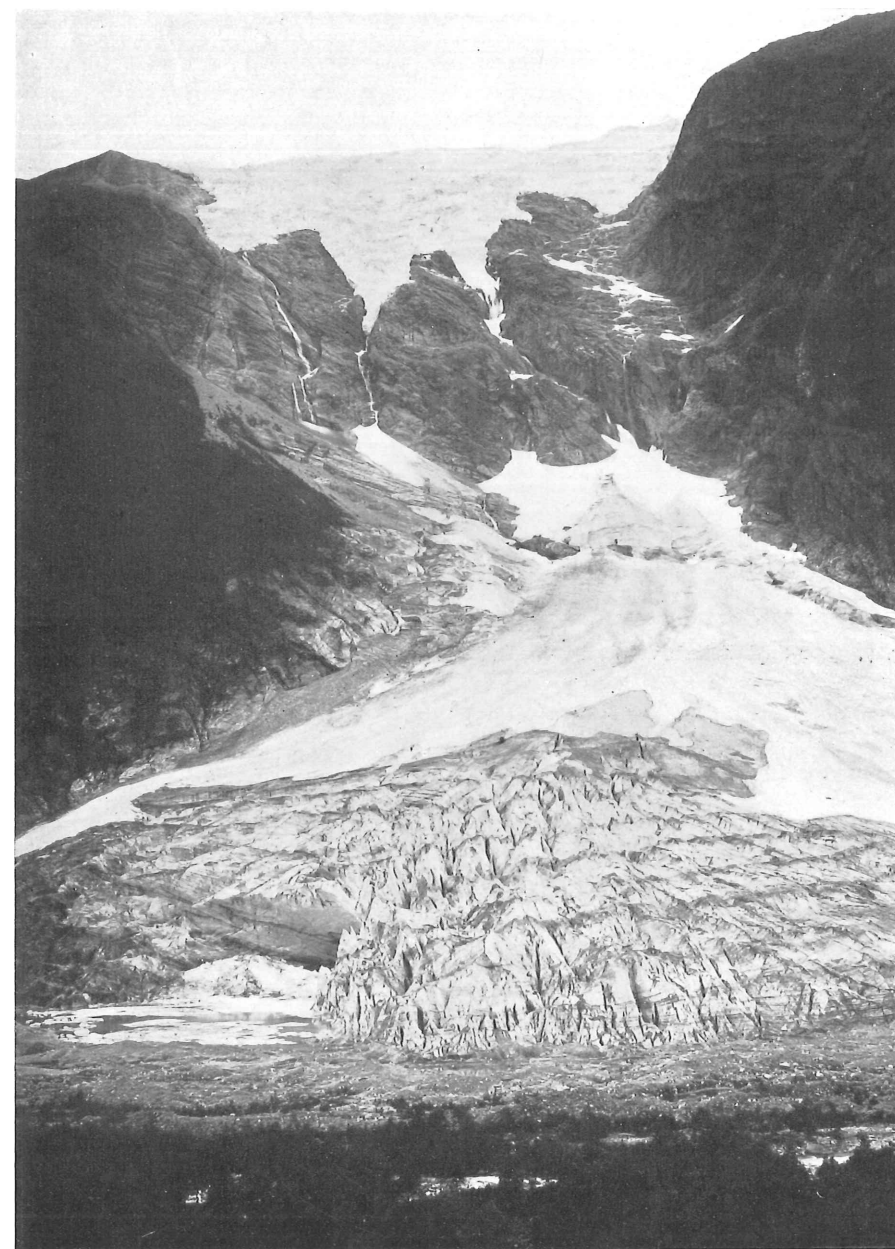


Fig. 6. Der Suphellebrae am Südrand des Jostedalsbraes in Norwegen.
J. REKSTAD phot. 2. Sept. 1899.



Fig. 7. Der Suphellebrae während anhaltender Eislawinen im nordöstlichsten Quertale.
Verf. phot. 2. Okt. 1905..



Fig. 8. Ein aus trockenen Eiskugeln bestehender Lawinenstrom auf dem Suphellebrae.
Verf. phot. 2. Okt. 1905..



Fig. 9. Regelmässige Blaubänder, in der Oberfläche weiss, auf dem Mikaglacieren im Sarekgebirge.
Verf. phot. Aug. 1907.



Fig. 10. Dicht liegende Blaubänder im Ende des Glacier d'Argentière bei Chamonix.
Verf. phot. 5. Aug. 1908.



Fig. 11. Sich kreuzende Blaubänder auf dem Mikkaglacieren. Verf. phot, Aug. 1907.



Fig. 12. Diskordanz zwischen austretender innerer Moräne und den Blaubändern auf dem Mikkaglacieren. Verf. phot, Aug. 1907.

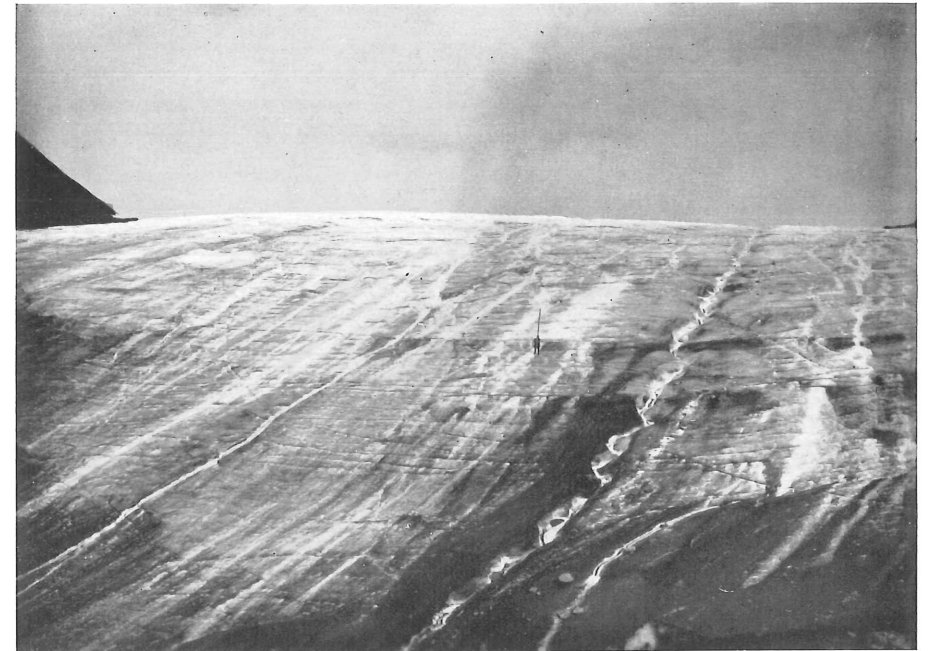


Fig. 13. Verwitterte sich kreuzende Blaubänder im Ende des Mikkaglacieren. Verf. phot, Aug. 1907.



Fig. 14. Unregelmässige Abscherrisse im Ende des Mikkaglacieren. Verf. phot, Aug. 1907.



Fig. 15. Die Blaubänder des kleinen Takarglacieren im Sarekgebiet sind weder mit dem Talboden noch mit den Firnschichten konform. Verf. phot. 11. Aug. 1897.



Fig. 16. Unterer Teil des seiner ganzen Länge nach gleich breiten Sääbeglacieren im Sarekgebirge. Die muldenförmige Anordnung der Blaubänder tritt schon an der Firngrenze auf, ohne dass eine entsprechende Biegung der Schneeschichten vorkommt. Verf. phot. 19. Aug. 1896.



Fig. 17. Struktur von Eiskonglomerat mit stark ausgewalztem, fast flachgedrücktem Eisgeröll. Rechts oben ein Blauband, $\frac{1}{50}$. Ende des Suphellebrae, südlich vom Gletschertor. Verf. phot. 2. Okt. 1905.

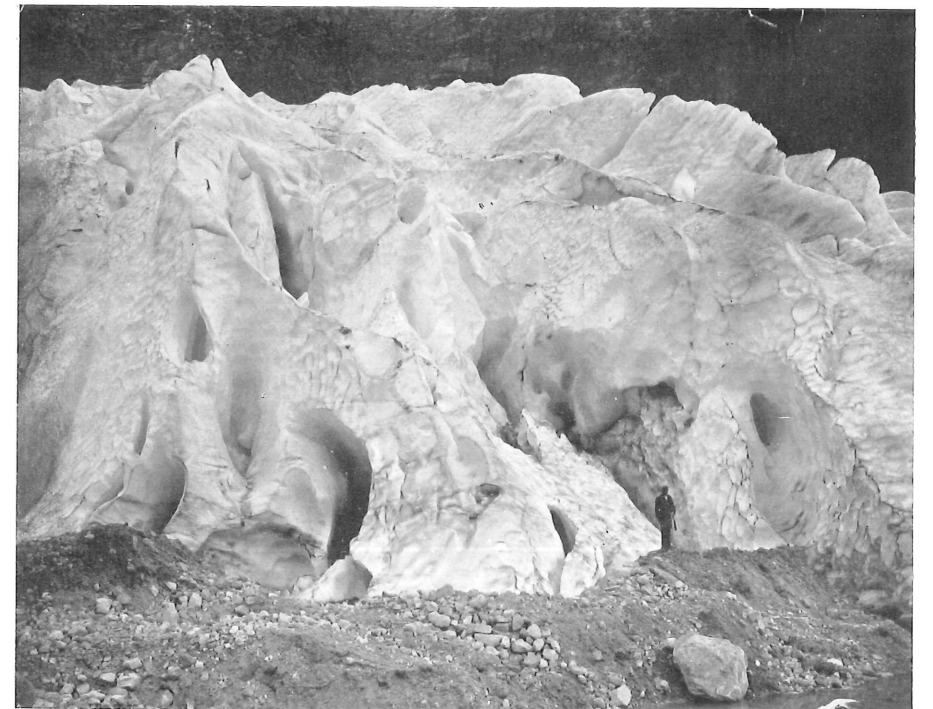


Fig. 18. Unterer Rand des Boiumbrae, westlich vom Bache. Die in den Fig. 19 u. 20 abgebildete Konglomeratstruktur findet sich in der rechten Wand der Spalte 42 mm links vom Führer MUNDAL. Verf. phot. 3. Okt. 1905.



Fig. 19. Eiskonglomerat mit stark ausgewalztem Eisgeröll in einer Spalte im Boiumbrae. Vergl. Fig. 18, Ca. $\frac{1}{50}$. Verf. phot. 3. Okt. 1905.



Fig. 20. Eiskonglomerat mit stark ausgewalztem Eisgeröll. Detailbild aus der Fig. 19, Ca. $\frac{1}{7}$. Verf. phot. 3. Okt. 1905.



Fig. 21. Von links nach rechts: Venetz' glacier, de Charpentiers glacier und Martins glacier. Westseite von Davis dal an der Van Keulen bay auf Spitzbergen. Verf. phot. 7. Juli 1898.

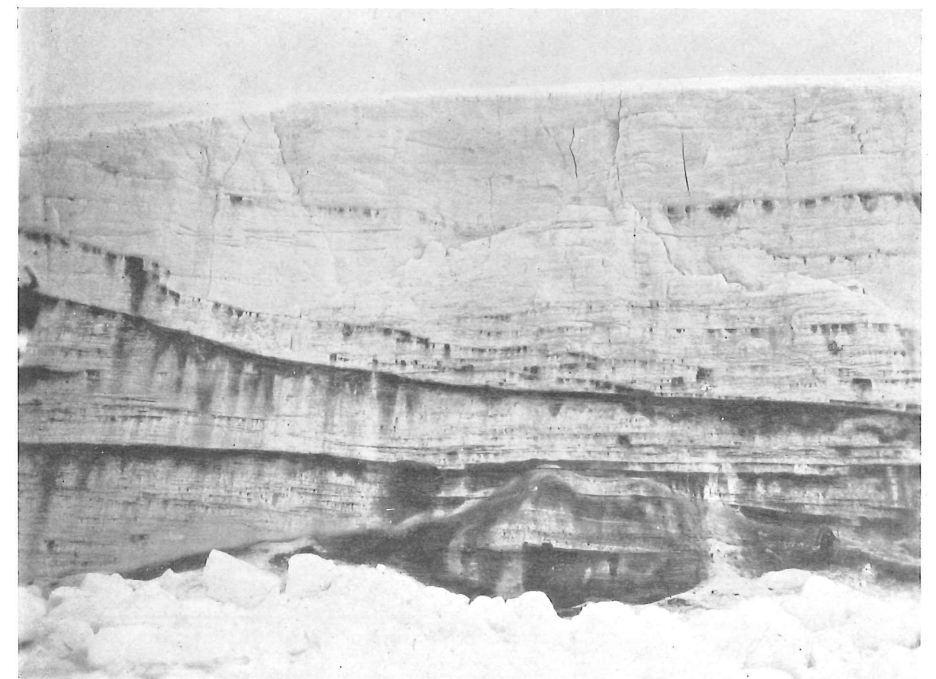


Fig. 22. Typische etwa 20 m hohe Frontalwand in Lovéns névéer an der Kings bay auf Spitzbergen. Die sich kreuzenden Strukturebenen beweisen, dass sie nicht sedimentären Ursprungs sind. Verf. phot. 4. Juli 1892.

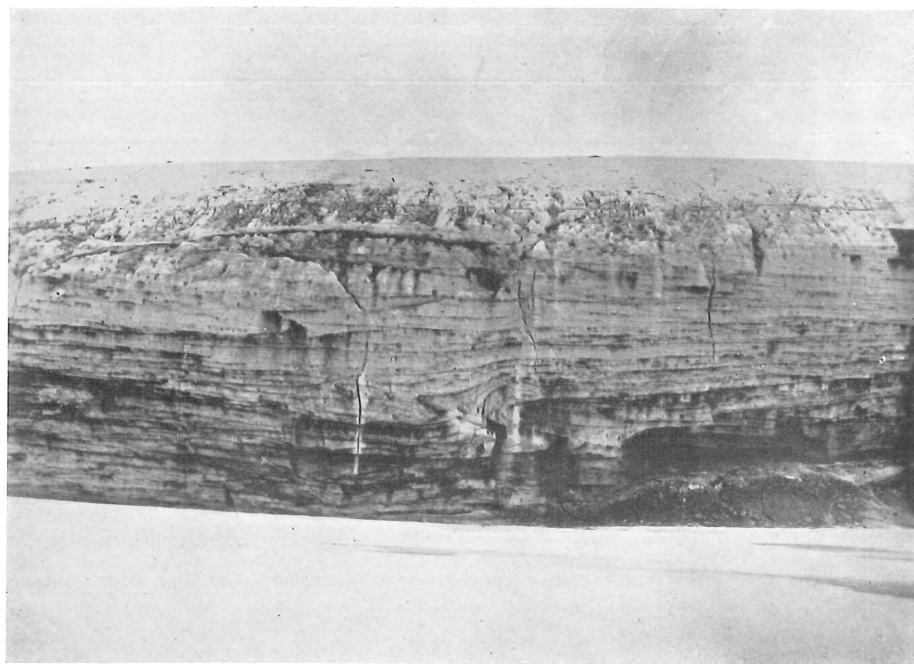


Fig. 23. Faltung am Ostrand des mittleren der Lovéns nevée an der Kings bay.
Verf. phot. 4. Juli 1892.

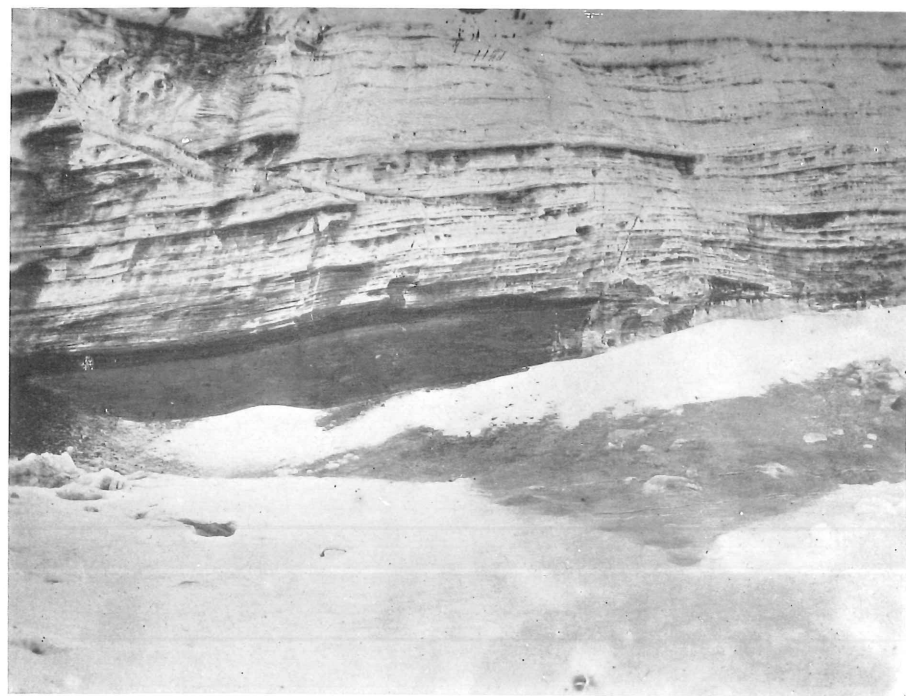


Fig. 24. Von der Front in der westlichsten Abteilung der Lovéns nevée an der Kings bay. In der Mitte eine liegende Falte mit ausgewaltem Mittelschenkel. Oben links ein Gang von Eis, von Schmutzrändern begrenzt.
Verf. phot. 4. Juli 1892.

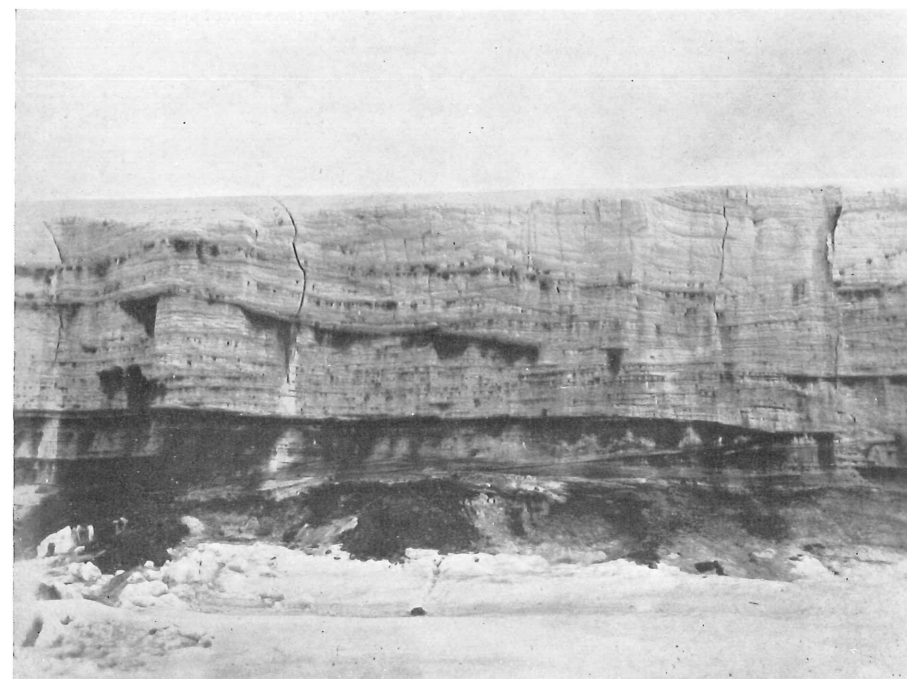


Fig. 25. Von der Front des mittleren der Lovéns nevée an der Kings bay. In der Mitte eine liegende Falte mit ausgewaltem Mittelschenkel.
Verf. phot. 4. Juli 1892.

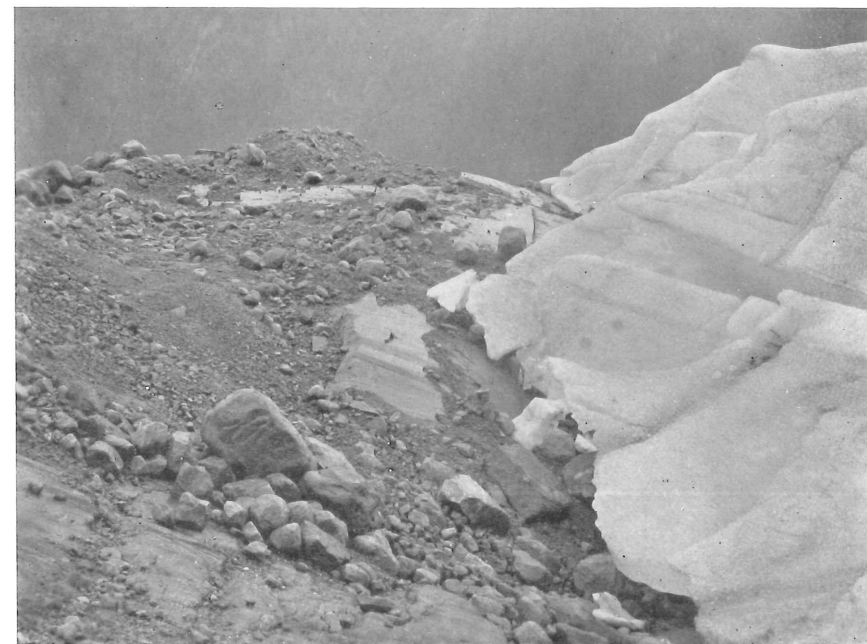


Fig. 26. Parallele Verklüftung im untersten Teile des Fondalsbraeen am Svartisen in Norwegen.
Verf. phot. 9. Sept. 1892.



Fig. 27. Ausgeprägte Verklüftung im Eise am nördlichen Rand des Glacier d'Argentière in der Nähe des unteren Endes.
Verf. phot. 5. Aug. 1908.

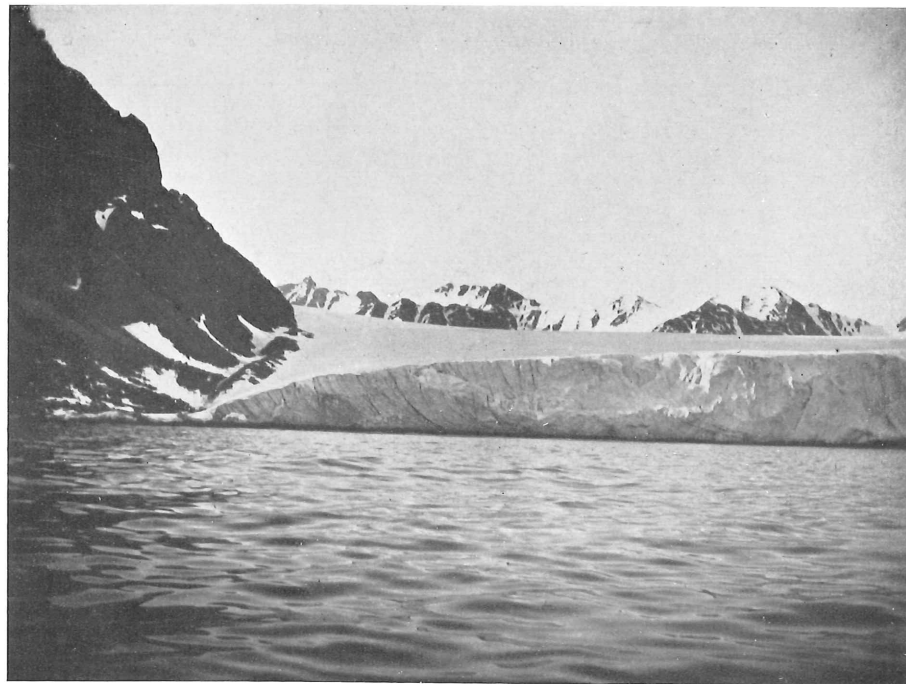


Fig. 28. Der nördliche Teil der Steilwand des nächst südlichsten der »Sieben Eisfelde« an der Westküste Spitzbergens nördlich von der Cross bay.
Verf. phot. 30. Juni 1892.



Fig. 29. Das Ende des Soltaglacieren im Sarekgebirge.

Verf. phot. 9. Aug. 1895.

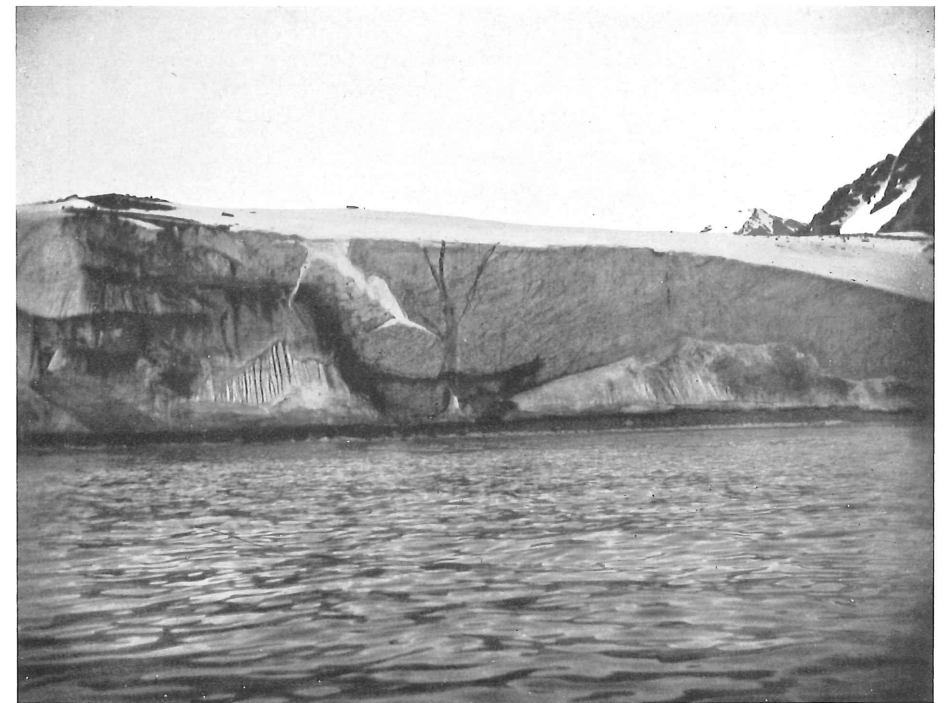


Fig. 30. Der südliche Teil der Steilwand des nächst südlichsten der »Sieben Eisfelde« an der Westküste Spitzbergens nördlich von der Cross bay. Mit geschichteter innerer Moräne.

Verf. phot. 30. Juni 1892.



Fig. 31. Blaubänder oder Fließfiguren auf der Oberfläche des mittleren Teiles der Mikkaglacierzunge, vom Mikkatjåkko aus gesehen.
Verf. phot. 21. Aug. 1897.



Fig. 32. Der mittlere der Lovéns nevéeer an der Kings bay, Spitzbergen. Man beachte die fast zusammenhängende steile Front.
Verf. phot. 5. Juli 1892.



Fig. 33. Von dem westlichen Teile der Lovéns nevéeer. Links ist die Front auf einer kurzen Strecke vertikal, sonst gewölbt.
Verf. phot. 5. Juli 1892.

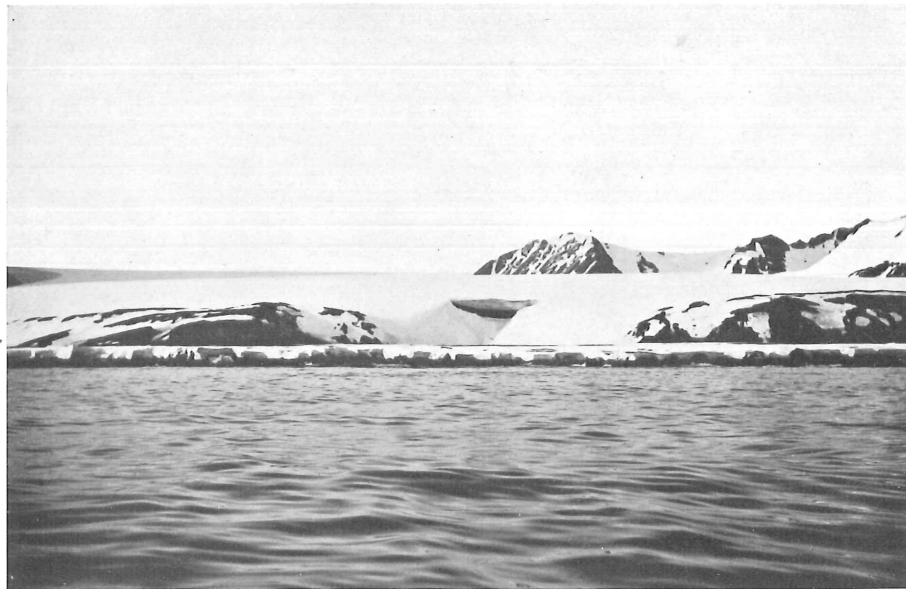


Fig. 34. Die Front der dritten der »Sieben Eisfelder«, nördlich von der Cross bay an der Westküste Spitzbergens. Der mittlere Teil der Front ist deutlich überhangend.

Verf. phot. 30. Juni 1892.



Fig. 35. Ein Teil der vertikalen Front des Scot glacier am Bell sound auf Spitzbergen. Längs dem Rande der Moräne und der Schneeflecken wurden die Geschwindigkeits- und Ablationsbestimmungen ausgeführt.

Verf. phot. 30. Juni 1898.

Bd II, Abt. 2, *Meteorologische Tabellen*: Stundentabellen der wichtigsten meteorologischen Elemente für Päre (710 m) und andere Stationen verschiedener Lage, Stundentabellen der Lufttemperatur einer grösseren Zahl von Stationen. Verschiedene andre meteorologische Beobachtungen.

Bd III, *Botanik*: Siehe unten.

Bd IV, *Zoologie*: Siehe umstehende Seite.

Bd V. Stundentabellen der wichtigsten meteorologischen Elemente für das Observatorium auf dem Pärtetjåkko (1830 m).

Wegen des grossen Umfanges des Werkes behält sich jedoch der Herausgeber das Recht vor, sowohl in Bezug auf die Mitarbeiter als auch auf den Inhalt einzelner Partien Abweichungen eintreten zu lassen. Soweit sich heute schon übersehen lässt, wird das Werk etwa 3000 Seiten in gross Oktav enthalten. Da der schwedische Staat den grössten Teil der Kosten trägt, wird der Preis verhältnismässig niedrig angesetzt werden.

Den buchhändlerischen Vertrieb besorgen

C. E. Fritzes
Bokförlags-Aktiebolag,
Stockholm.

R. Friedländer & Sohn,
Carlstrasse 11
Berlin, NW 6

Erschienen sind bis 30. April 1932:

			Schwed. Kronen.
Nr 19	Bd I, Abt. I, Lief. 1, Bau von Hütten im Sarekgebirge v. A. HAMBERG (Uppsala)		2.50
» 4	» I, Abt. 3, Lief. 1, Die Eigenschaften der Schneedecke in den lappländischen Gebirgen v. A. HAMBERG (Stockholm).....		2.70
» 24	» I, Abt. 3, Lief. 2, Struktur und Bewegungsvorgänge im Gletschereise nebst Beiträgen zur Morphologie der arktischen Gletscher v. A. HAMBERG (Djursholm)		3.50
» 13	Bd II, Abt. I, Lief. 1, Studien über die Nebelfrostablagerungen auf dem Pärtetjåkko v. H. KÖHLER (Stockholm). — Beobachtungen über den Ionengehalt und das Potentialgefälle der Luft auf dem Pärtetjåkko vom 1. Juli 1914 bis zum 30. Juni 1916 v. H. KÖHLER (Haldde)		4.00
» 21	» » Abt I, Lief 2, Untersuchungen über die Wolkenbildung auf dem Pärtetjåkko im August 1928 nebst einer erweiterten Untersuchung der Tropfengruppen von HILDING KÖHLER (Uppsala)		3.00
» 1	Bd III, Lief. 1, Die Flechtenvegetation des Sarekgebirges v. B. NILSON (Lund)		3.60
» 2	» » Lief. 2, Die Moose des Sarekgebietes v. H. W. ARNELL (Uppsala) u. C. JENSEN (Hvalsö, Dänemark), 1. Abt.		2.50
» 8	» » Lief. 3, Die Moose des Sarekgebietes v. H. W. ARNELL u. C. JENSEN, 2. und 3. Abt.		5.00
» 12	» » Lief. 4, Die Vegetation des Sarekgebietes, v. T. Å. TENGWALL (Uppsala), 1. Abt.		9.00
» 15	» » Lief. 5, The Alga-flora of the Sarek Mountains b. K. MÜNSTER STRÖM (Christiania). — Snow Algae (Cryoplankton) from the Sarek Mountains b. the same author		4.00