6. Studien über die Eisscheide in Zentralskandinavien.

Von

Gustaf Frödin.

(Hierzu die Karten Pl. VI—VIII.)

Inhaltsverzeichnis.

Seite.

I. **Das Eisscheidengebiet von Härjedalen** 130
- Einleitung 130
- Rundhöcker und Schrammen 131
- Moränenablagerungen 134
  - *Endmoränenlandschaften* 135
  - *Der glaziale Geschiebetransport* 138
- Glaziofluviale Bildungen 141
  - *Osrücken und Schotterfelder* 141
  - *Laterale, marginale und extramarginale Erosionserscheinungen* 146
- Die Wanderungen der härjedalschen Eisscheide 156
- Die Hauptzüge der Eisrezession im westlichen Härjedalen. Die Eisseen 160

II. **Das Eisscheidengebiet von Jämtland und Süd-Lappland** ... 167
- Einleitung 167
- Die Konstruktion der ostjämtländisch—ostlappländischen und nordjämtländisch—westlappländischen Eisscheidenlage 168
  - *Die ostjämtländisch—ostlappländische Eisscheidenlage* ... 169
  - *Die nordjämtländisch—westlappländische (postglaziale) Eisscheidenlage* 172
- Die Wanderungen der Eisscheide 184
- Die Durchbrechung und schliessliche Zerteilung der zentraljämtländischen Eisscheide. Die letzten Eisseestadien 188

Seite.
Das Skute-Stadium 192
Das Näckten-Stadium 197
Das Brunflo-Stadium 198

III. **Schlusswort** 207

Literaturverzeichnis 211
Verzeichnis der Tafeln und Textfiguren 212

I. Das Eisscheidengebiet von Härjedalen.

(Pl. VI.)

Einleitung.

In der i. J. 1894 herausgegebenen ersten Auflage der geologischen Beschreibung von Jämtlands Län (**20 a**) wurde zum ersten Mal die Frage nach der Lage der Eisscheide innerhalb unserer südlichsten Gebirgsgegenden behandelt. Aus gewissen dort angegebenen Gründen war HÖGBOM der Ansicht, dass sie über Rätan und Linsell gegangen sei, also auf dem Rätansgranit im Osten in unmittelbarer Fortsetzung der zentraljämtländischen Eisscheide, worauf sie mit immer stärkerer Umbiegung nach Westen nach Norddalekarlien einbog. In seinen späteren Arbeiten »*Norrland*» (**21**) und »*De centraljämtska issjöarna*» (**22**) liess HÖGBOM die Eisscheide in der Hauptsache diese östliche Lage beibehalten, jedoch mit einer weiteren Verschiebung nach Osten, so dass sie nun über die Gegend von Sveg und Lillherrdal in Härjedalen sowie östlich von Särna in Dalekarlien hinzog.

Während der Jahre 1894—1910 war kein wesentlich neues Beobachtungsmaterial zu dem hinzugekommen, was auf den ersten Übersichtsreisen zusammengebracht worden war, welche, was die Resultate betrifft, natürlich in verschiedenen Beziehungen an Mängeln leiden mussten. In vollem Bewusstsein dessen betonte auch HÖGBOM in der letzterwähnten Arbeit (**22**, S. 42), dass die Lage der Eisscheide in Härjedalen nur als hypothetisch zu betrachten sei. — Hauptsächlich auf Grund theoretischer Erwägungen, aber auch mit Rücksicht auf einige nachstehend S. 132 berührte, neu hinzugetretene Beobachtungen sprach indessen CARLZON i. J. 1909 (**2**) die Vermutung aus, dass diese Eisscheidenlage dem topographisch gut markierten Höhenrücken des Vemdalsquarzits gefolgt sei.

So stand die Frage, als ich 1914 und 1915 mit Unterstützung durch Reisestipendien seitens der Universität Uppsala das Problem einer erneuten Behandlung unterzog. In meinen in den gleichen Jahren eingereichten Reiseberichten wie auch in einem im Frühjahr 1915 in der Geologischen

Sektion zu Uppsala[1] gehaltenen Vortrag hob ich bereits sämtliche nachstehend angeführte Gründe — Rundhöcker, Schrammen, Geschiebetransport, Verteilung von superaquatisch abgelagerten Schotterfeldern und subaquatisch gebildeten Osrücken, Eisseebildungen u. s. w. — hervor, aus denen sich unbedingt ergibt, dass die letzte Eisscheide bis 60—70 km westlicher lag, als man früher angenommen hatte, oder näher bestimmt, dass sie über die Gegend von Långå ging. Gleichwohl schien es mir schon damals weniger wahrscheinlich, dass diese härjedalsche Eisscheide mit der zentraljämtländischen zusammenhing und ihre unmittelbare Fortsetzung bildete. — In aller Kürze kam diese meine Auffassung auch in einem i. J. 1914 veröffentlichten Aufsatz zum Ausdruck (**10**, S. 546).

Auf meinen in den folgenden Jahren in unseren südlichen Hochgebirgsgegenden unternommenen Reisen, die jedoch hauptsächlich in anderer Absicht unternommen worden waren, versuchte ich, mein glazialgeologisches Beobachtungsmaterial so weit wie möglich zu ergänzen, um meine Untersuchungen in vollem Umfang vor der Herausgabe der umbearbeiteten Auflage der Beschreibung von Jämtlands Län (**20 b**) veröffentlichen zu können. Dass dieser Plan nicht ausgeführt werden konnte und dass meine Beobachtungen teilweise schon in der genannten Arbeit verwertet worden sind, wie auch, dass in ihr die oben erwähnte veränderte Auffassung von der Lage der Eisscheide im Prinzip angenommen worden ist, scheint mir kein Hindernis zu sein, jetzt mein Material im ganzen zu veröffentlichen, wenngleich es natürlich in verschiedenen Beziehungen einer weiteren Ergänzung bedarf.

Rundhöcker und Schrammen.

Auf der Übersichtskarte Pl. VI., welche teils bereits früher publizierte Schrammenbeobachtungen, teils auch eine bedeutende Anzahl von mir während der letzten Jahre ausgeführter enthält — besonders in der eigentlichen Eisscheidenzone und den Gegenden südöstlich davon[2] — kommt die Lage der Eisscheide schon in der Verteilung von Rundhöckern und Schrammen zum Ausdruck. Was den morphologischen Typus der Schrammen betrifft, so haben die weit verbreiteten Quarzit—Sparagmitgesteine wegen ihrer Härte nur die Bildung einer feinen Polierung, Kritzung oder Ritzung zugelassen. In weitgestreckten Gegenden, die den genannten Gesteinsgruppen angehören, und vor allem auf dem Vemdalsquarzit ist jedoch die glaziale Abschleifungsfläche ganz und gar durch starke Frostsprengung zerstört.

Abgesehen von einer breiteren oder schmaleren Zone längs dieser Eisscheide (s. S. 159) sowie von dem unten näher besprochenen Grenz-

[1] Bull. Geol. Inst. of Upsala. — Vol. XIII: 2, S. 412 (1916).

[2] Sämtliche Schrammenbeobachtungen sind in vorliegender Arbeit auf Abweichung korrigiert.

gebiet östlich ihrer Nordspitze, wurden östlich von dieser Eisscheidenlage bisher nur westliche Stosseiten angetroffen, westlich von ihr dagegen ausschliesslich östliche.[1] Mit Ausnahme des soeben erwähnten Grenzgebietes im Nordosten sind kreuzende Schrammensysteme, welche wesentlich verschiedene Zeitabschnitte oder Phasen der letzten Vergletscherung repräsentieren — trotz darauf gerichteter Aufmerksamkeit — nicht mit Sicherheit nachgewiesen worden. Die nichtsdestoweniger recht allgemein vorkommenden divergierenden Schrammenrichtungen scheinen der letzten Abschmelzungsperiode anzugehören und durch den Einfluss der Topographie auf die Bewegungsrichtungen der immer mehr verdünnten Eisdecke entstanden zu sein. Besonders gewöhnlich sind solche Divergenzen bei mehr markierten Tälern, wobei in der Regel diejenige Schrammenrichtung am jüngsten ist, die am meisten mit der Längsrichtung des Tales übereinstimmt.

Im voraus ist zu erwarten, dass recht komplizierte und interessante Verhältnisse in der um das Südende des Storsjön gelegenen Grenzzone zwischen den nach Nordwesten ausströmenden Eismassen des zentraljämtländischen Eisscheidengebietes und des härjedalschen Gebietes geherrscht haben müssen, die zugleich nach ungefähr entgegensetzten Richtungen gelenkt wurden. Auch wenn diese beiden Bewegungsrichtungen im grossen und ganzen nicht immer gerade entgegengesetzt waren, so muss doch innerhalb der eigentlichen Grenzzone schliesslich eine automatische Ausgleichung oder ein Gleichgewichtszustand erreicht worden sein, der dadurch charakterisiert war, dass sich die Eisströme Seite an Seite, völlig parallel, aber in gerade entgegengesetzter Richtung bewegten. Parallele, aber gerade entgegengesetzte Schrammenrichtungen müssen also bis zu einem gewissen Grad in solchen Grenzgebieten zwischen zwei mit den Enden Seite an Seite liegenden Eisscheiden normal vorkommen. Aber es ist offenbar auch zu erwarten, dass wegen zufälliger Veränderungen ihrer Existenzbedingungen bald der eine, bald der andere der beiden Eisströme temporär die Oberhand gewann und dabei den anderen zur Seite presste und auf sein früheres Verbreitungsgebiet hinüberdrang.

In der hier vorliegenden Grenzzone kann man aus diesen Gründen Rundhöcker, ev. auch Schrammen erwarten, welche wechselnde Bewegungsrichtungen anzeigen und scheinbar ganz widersprechende Natur besitzen. Seit alters sind solche auch beobachtet worden — einige führt CARLZON (**2**) von der Gegend zwischen dem Näcktensee und dem Storsjön an — ohne dass sie doch zum Gegenstand einer näheren Untersuchung gemacht

[1] Von Glöte führt CARLZON (**2**) eine von einer anderen Person gemachte Beobachtung von Stosseiten sowohl nach O. als nach W. sowie dazugehörigen Schrammen an. Auf den dortigen Diabasfelsen fällt dies leicht in die Augen, doch werden, soweit ich feststellen konnte, die sog. östlichen Stosseiten durch die Zerklüftung des Diabas verursacht, während schrammenartige Zeichen mit der von CARLZON angegebenen Richtung durch Verwitterung eines Systems von Spalten und Zerquetschungszonen entstanden sind. Echte Schrammen kommen auf diesen durch Verwitterung sehr unebenen Felsen nicht vor.

worden wären. Hierbei ist zu bemerken, dass relativ altertümliche glaziale Bildungen, sowohl Abschleifungsphänomene als ältere Moränen[1], grosse Möglichkeiten gehabt haben müssen, sich gerade in solchen Grenzgebieten zu erhalten, wo die Bewegungsgeschwindigkeit des Eises und damit auch seine Erosionsfähigkeit infolge der Pressung und Friktion zwischen den beiden entgegengesetzten Eisströmen in hohem Grade reduziert oder zeitweise vielleicht ganz aufgehoben war. Die Angriffspunkte für »Pflücken», d. h. zerbröckelnde Wirksamkeit, durch Eiserosion müssen überdies auf bereits abgerundeten und abgeschliffenen Platten weniger zahlreich gewesen sein, insofern die früheren Stosseiten wegen der vollständigen Umlegung der Eisbewegungsrichtung die Funktion von Leeseiten erhalten hatten. — Meine bisherigen Beobachtungen ergaben folgendes Bild des Abschmelzungsverlaufes in diesem Grenzgebiete.

Gewisse nachstehend S. 159 angeführte Umstände scheinen dafür zu sprechen, dass die Eisscheide während eines bestimmten früheren Zeitabschnittes ungefähr über den Hundshögen oder etwas westlich von ihm verlief. Der Abschmelzungsverlauf muss nun grundsätzlich derselbe gewesen sein wie anderswo in den Eisscheidengebieten, z. B. um den Ljusnan (S. 163) und in der Locknegegend (S. 191), derart, dass das höhere Gelände zuerst eisfrei wurde, und zwar infolge der fortschreitenden Verdünnung der Eisdecke. Im vorliegenden Fall bedeutet dies ganz einfach, dass zuerst die Nordspitze der härjedalschen Eisscheide aufgelöst wurde und über dem topographisch hoch aufragenden Hundshögen verschwand, während dagegen die ursprünglich von dieser Eisscheidenpartie gegen Südosten nach der Südspitze des Storsjön hinabströmenden Eismassen noch immer mit bedeutender Mächtigkeit über dem dortigen Tiefland lagen. Die so entstandene Abschnürung oder Verkürzung der härjedalschen Eisscheide bedeutete natürlich eine entsprechende Reduzierung ihres Aktionsgebietes im Nordosten, während in gleichem Masse die Eisausströmung von dem südlichen Teil des noch immer lebenskräftigen zentraljämtländischen Eisscheidengebietes überhandnahm und sich allmählich die genannte, von ihrem ursprünglichen Eisscheidengebiet abgeschnürte Eisplatte südöstlich des Hundshögen einverleibte. Auf diese Weise wurde die Eisbewegung hier von ihrer früher hauptsächlich südöstlichen Richtung während des letzten Abschmelzungsabschnittes nach Nordwesten gelenkt.

Ausser an einigen Orten am Hundshögen konnte eine solche Altersrelation mit voller Deutlichkeit an den schön glazialgeschliffenen Felsen um den Hoverberget am Südende des Storsjön abgelesen werden, ebenso auch auf dem gegenüberliegenden östlichen Seeufer. In der Gipfelpartie des Berges sind die von Nordwesten kommenden Schrammen nebst ihnen angeschlossenen Stosseiten allgemein. Sie treten stellenweise und in grosser Anzahl auch an mehreren Punkten unterhalb des Berges, z. B. nördlich und nordöstlich der Kirche auf. Wo sie in direkte Berührung mit dem

[1] Über solche ältere erhaltene Moränen s. S. 159.

entgegengesetzten System kommen, zeigen sie sich stets älter und ihrer Ausbildung nach in der Regel gröber und kräftiger und besitzen ausserdem im allgemeinen eine deutliche Tendenz zu mehr östlicher Richtung. Die jüngeren, von Südosten kommenden Schrammen sind dagegen meistens fein, nähern sich Polierung und besitzen mehr rein nördliche Richtung sowie entschieden kleinere Divergenz. — Da die fraglichen Eisstromrichtungen offenbar nicht als synchron angesehen werden können, kommt damit auch die Bedingung für den oben S. 132 erörterten Parallelismus in Wegfall. Ausser diesen zwei scharf getrennten Schrammensystemen, die leicht auseinanderzuhalten sind, kommen auch Abschleifungsphänomene vor, deren Herkunft zweifelhafter ist. Die Möglichkeit einer komplexen Bildungsart scheint hier in vielen Fällen nicht unwahrscheinlich, insofern von Südsüdost kommende Schrammen leicht auf älteren, nach der entgegengesetzten Richtung gewandten, flachen Stosseiten eingeritzt werden konnten.[1]

Dass die betreffende Eisbewegung von Südosten wirklich die letzte war, wird durch verschiedene andere Tatsachen bestätigt. Die Findlinge von dem Grundgebirge im Osten liegen nämlich mit abnehmender Frequenz ganz oberflächlich über den Silur und die Hochgebirgsschiefer nordwestlich vom Hoverberget verstreut, was jedoch nicht nennenswert störend auf die unten S. 159 erwähnte ältere Geschiebeverbreitung von Nordwesten einwirken konnte. Dass daneben die Umlegung der Bewegungsrichtung vor sich gegangen ist, während die Eisplatte zwischen dem Hundshögen und der Südspitze des Storsjön noch ansehnliche Mächtigkeit besass, ergibt sich daraus, dass die scharf markierte westliche Grenze für die Geschiebeverbreitung des nach Osten anstehenden Rätansgranits sowie daran angeschlossener feinkörniger granophyrischer Modifikationen dicht unter der östlichen Seite des Hundshögen oder ungefähr längs der Linie Dörrsåtal—Prästläkartal liegt, wie auch in gewissem Grade daraus, dass solche östliche Findlinge reichlich bis auf den Gipfel des Hoverberget hinauf vorkommen. Im Zusammenhang hiermit ist auch auf das grossartige, unten S. 150 besprochene, spätglaziale Drainierungssystem längs des Ostfusses des Hundshögen sowie auf die nach Norden geneigten Stromterrassen u. s. w. in der Hoverberggegend (S. 154) zu verweisen, was alles zeigt, dass die letzte dämmende Eismasse sich von Südosten her vorschob.

Moränenablagerungen.

Abgesehen von dem, was nachstehend über die primären Oberflächenformen, die Geschiebezusammensetzung, die Einwirkung der Schmelzwasserflüsse u. s. w. angeführt wird, bieten die Moränenablagerungen des

[1] Es ist wohl kaum nötig zu bemerken, dass die hier wie anderswo in diesem Aufsatz erwähnten doppelten Abschleifungsphänomene sich nicht aus der Parallelstruktur, Zerklüftung und Bankung des Felsgrundes herleiten lassen.

härjedalschen Gebietes, soweit bisher bekannt ist, wenig Interessantes. Eine in den Grundgebirgs- und Sparagmit-Quarzitgeländen grusige und geschiebereiche, karge Moränendecke, die dagegen im Hochgebirgsschiefergebiet im Nordwesten eine mehr normale, tonigere und fruchtbarere Zusammensetzung erhält, ist ein häufiger Charakterzug. — Im allgemeinen fehlen der Moränendecke regelmässigere Oberflächenformen. So ist bisher keine Drumlinlandschaft von nennenswertem Umfang beobachtet worden. Dagegen kommen bisweilen kleinkupierte, geschiebereiche Moränenhügellandschaften vor, die aus unregelmässig geformten und orientierten Rücken und Hügeln von Oberflächenmoräne aufgebaut sind. Sie scheinen vor-

Photo. G. Frödin 1914.

Fig. 1. Endmoränenlandschaft, teilweise den Charakter einer Moränenhügellandschaft tragend; die Seen Anderssjöarna östlich von Fjällnäs, Härjedalen.

zugsweise in der letzten Eisscheidenzone aufzutreten, z. B. um die Seen Drevsjön und Flötningen in Norddalekarlien sowie um den Glensee nordwestlich vom Hundshögen, werden aber auch als eine modifizierte Form der typischen Endmoränenlandschaften und im Anschluss an sie angetroffen (Fig. 1). Aller Wahrscheinlichkeit nach sind sie in den meisten Fällen als Akkumulationen zu betrachten, die schmelzendem totem Eis angehören.

Endmoränenlandschaften.

Ausser mehr zerstreuten, ziemlich lokalen Komplexen, teils in dem Grundgebirgsgebiet um Lillherrdal, Älvros und Ytterhogdal, teils in den nordwestlichen Hochgebirgsgegenden zwischen dem härjedalschen Storsjön

und den Herrångstötarna, zieht sich im nördlichsten Dalekarlien und angrenzenden Teilen von Härjedalen zu beiden Seiten der Eisscheide ein Gürtel weitgestreckter, oft zusammenhängender Endmoränenlandschaften hin (Pl. VI.). Dieser für mehr kupierte Hochgebirgsgegenden seltene Reichtum an Marginalmoränen scheint durch den ausgeprägten Charakter der Landschaft als einer ebenen, schwach gewellten Hochebene bedingt, ist aber auch teilweise an flache, wenig tief eingeschnittene Talsohlen gebunden. Er gehört mit anderen Worten Geländen an, die im höchsten Grade die Entstehung gleichförmiger Eisbewegung und gleichförmiger Eisrezession begünstigt haben müssen. Diese Endmoränengürtel nähern sich

Photo. G. Frödin 1915.

Fig. 2. Osrücken mit anstossenden Endmoränen; die Seen Dörrsjöarna, an der Ostseite des Hundshögen.

der letzten Eisscheidenlinie auf beiden Seiten bis auf durchschnittlich ca. 10 km, damit wahrscheinlich die ungefähre Lage des Eisrandes angebend, als der bis dahin bewegliche letzte Landeisrest seine hauptsächliche Bewegungsfähigkeit verlor und statt dessen in eine 10—20 km breite, tote Eisbarriere überging.[1]

Diese für fennoskandische Verhältnisse grossartigen Endmoränenkomplexe würden natürlich ein eingehendes Studium, unter anderem im Hinblick auf die Rezessionsgeschwindigkeit des Eisrandes verdienen. Wie anderswo scheinen die einzelnen Moränenwälle, die oft eine Höhe von 5—10 m erreichen, im allgemeinen auf der Distalseite am steilsten zu sein. In der kleinen, schönen Endmoränenlandschaft oben bei den Seen Dörr-

[1] In verschiedenen Fällen scheinen hierauf die durch totes Eis bedingten Moränenhügellandschaften um die letzte Eisscheidenlage akkumuliert worden zu sein (s. o.).

sjöarna (Holmsjöarna) auf der Ostseite des Hundshögen (Fig. 2), die gleichwohl von dem zentraljämtländischen Eisstrom gebildet wurde, erhielt ich für die geschiebereichen, oft konvex bogenförmigen Moränenwälle einen Durchschnittsabstand von ca. 150 m, was im Verhältnis zu gewissen, in Zentraljämtland gefundenen Rezessionswerten (**8**, S. 211) als ganz normal erscheinen kann. — Bemerkenswerter ist, dass in der prachtvollen, aber wegen ihres Seenreichtums äusserst schwer zugänglichen Moränenlandschaft auf der Hochebene des Rogensees (Fig. 3), wo die Topographie der Unterlage die Rezessionswerte gleichfalls nicht nennenswert nach der

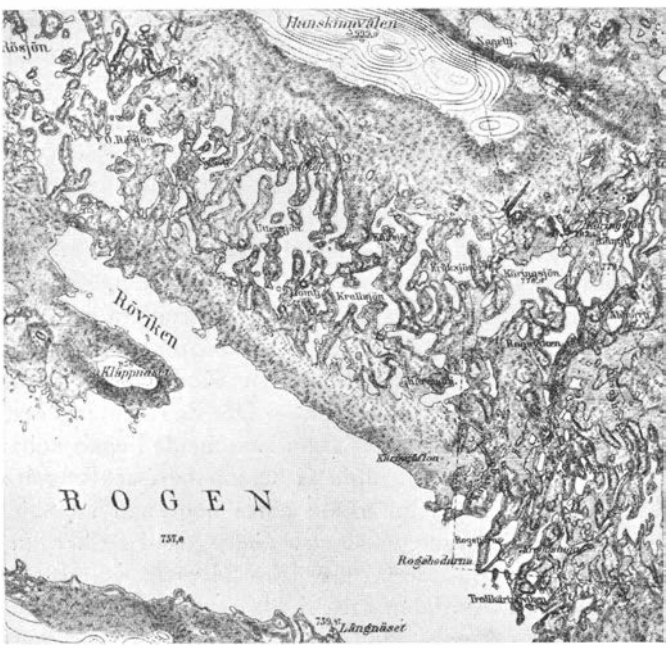


Fig. 3. Endmoränenlandschaft auf der Hochebene des Rogensees, nahe der letzten Eisscheide. — Masstab 1 : 100 000. (Nach dem topographischen Kartenblatt »Tännäs».)

einen oder anderen Richtung verändern konnte (**2**, S. 43), ebenso hohe oder noch höhere Werte gewöhnlich zu sein scheinen. Dies dürfte wohl am ehesten darauf hindeuten, dass die Eisdecke hier relativ lange liegen geblieben ist, vielleicht ungefähr ebenso lange wie in Nord- oder Zentraljämtland (s. jedoch S. 208). Gleichwohl erhält man auf diese Weise keine Übereinstimmung mit dem sicher periodisch gebauten, glaziofluvialen Os weiter nördlich bei Fjällnäs, bei dem der Abstand zwischen den eventuellen Jahreshügeln nur ca. 20—30 m beträgt. Ob dieser Wert als repräsentativ für die Rezession in der letztgenannten Gegend gelten kann, ist leider nicht näher untersucht worden. Es ist jedoch zu bemerken, dass sich ohne eine eingehende Kartenaufnahme kein sicherer Überblick über die Rezessionsabstände in diesen schwer übersichtlichen Endmoränenland-

schaften gewinnen lässt, u. a. aus dem Grunde, weil dieselben nicht selten in Moränenhügellandschaften oder ihnen nahestehende Moränenakkumulationen ohne bestimmte topographische Form und Orientierung der einzelnen Elemente umschlagen. Dazu kommt, dass die oft netzförmige Verzweigung der individuellen Moränenwälle ihre Verknüpfung miteinander in hohem Grade erschwert.

Dass sich in mehr kupierten Gegenden die Endmoränen der Talsohlen in proximaler Richtung nicht selten als langsam längs den Talabhängen hinaufsteigende Seitenmoränen fortsetzen, um dort mit Stromterrassen und Stromrinnen zusammenzuhängen, wird im folgenden näher besprochen werden.

Der glaziale Geschiebetransport.

Wie bekannt, besitzt man in der glazialen Geschiebeverbreitung eines der zuverlässigsten Hilfsmittel, um die Bewegungsrichtungen der Eisdecke zu ermitteln. Die gegenwärtige Geschiebeverteilung ist indes das Ergebnis des Transportes während mehrerer Eisbewegungen, die grössere oder geringere Richtungsänderungen vertreten. Das Problem besteht also darin, durch Analyse der gegenwärtigen Geschiebeassoziationen ihre zu den verschiedenen Bewegungsperioden gehörenden Komponenten festzustellen, was manchmal keine leichte Aufgabe ist. — Der Bestimmung der auf Pl. VI. angegebenen mittleren Lage für die letzte Eisscheide liegen neben glazialen Bildungen anderer Art u. a. folgende Geschiebebeobachtungen zugrunde.[1]

Der in Norddalekarlien innerhalb eines begrenzten Gebietes an der Eisscheide anstehende Augengneis des Gebirges Frönbergen ist in Geschieben sowohl nach Südosten über die Gegend von Idre und Särna sowie von da bis nach Älvdalen hinab[2] als auch nach Westen und Nordwesten nach dem See Faemunden hinunter verbreitet. Ebenso sind Geschiebe von dem fossilienführenden kambrischen Horizont Norddalekarliens sowie von Sparagmiten, Sparagmitschiefern und Vemdalsquarzit reichlich über das Porphyr- und Sandsteingebiet im Südosten verstreut. Der Verbreitungssektor für beispielsweise das einige km östlich der Eisscheidenlinie der Karte lokalisierte Vorkommen von Orthocerenkalk bei Lillebo ist deutlich nach Osten und Südosten gewendet, wodurch sich also die Abgrenzung der Eisscheide nach dieser Richtung mit der nötigen Schärfe fixieren lässt. Erst wo die westlichen Formationsgrenzen für die genannten Porphyre und den Dalasandstein von Westen her überschritten werden, treten — und dann ganz unvermittelt und in grosser Menge — hierhergehörige Gesteinsblöcke auf. — Grössere Schwierigkeit bereitet oft die

[1] Für die Verbreitung der Gesteine in fester Kluft sei auf die im Literaturverzeichnis aufgeführten Arbeiten **20 b** und **27** (mit Karten) verwiesen.

[2] Nach einem mir von Herrn Lic. R. LOOSTRÖM überlassenen Geschiebe von Älvdalen zu urteilen.

Geschiebeverbreitung nach Westen und Nordwesten nach Norwegen hinein, da hier Sparagmite und Sparagmitschiefer u. s. w. von im allgemeinen ungefähr gleichem Typus wie südöstlich und östlich der Eisscheide anstehen.

In Härjedalen liegen die glazialen Verbreitungssektoren für typischen Rätansgranit, Vemdalsquarzit, Glöteporphyr, Orthocerenkalk und Hedekalk, silurischen Schiefer, verschiedene gepresste Hochgebirgsgranite und den Granophyr von Hedeviken deutlich nach Osten und Südosten orientiert, während dagegen alle sicheren Spuren von Geschiebetransporten aus diesen Gegenden westlich ihrer Westgrenzen aufhören.

Die Gesteinsfrequenz der Geschiebeassoziationen ist indes, wie bekannt, stark von der Härte und Widerstandsfähigkeit der Gesteine abhängig. Die Lebensdauer und der Transportradius der weichen Orthocerenkalkblöcke ist also unbedeutend, während das Gegenteil besonders für Vemdalsquarzit, Blauquarz und Sparagmit gilt, die eine ausserordentliche Ergiebigkeit als Findlinge aufweisen. Sie machen deshalb einen wesentlichen Teil der Moränendecke in dem Grundgebirgsgebiet im Osten aus, z. B. zwischen Sveg und Rätan und von da weit nach der Haupteisenbahnlinie in Helsingland hinab, wo natürlich auch Geschiebe von typischem Rätansgranit gewöhnlich sind. — Roter Sparagmit und Sparagmitschiefer wie auch der Augengneis westlich von Långå und die stark verschieferten Granite zwischen diesem Dorf und dem Lunaälv sind gleichwohl nicht nur als Findlinge nach Südosten über das Grundgebirgsgebiet weit östlich von Sveg u. s. w. transportiert worden[1], sondern auch nach Nordwesten über die typischen Hochgebirgsschiefergelände im nordwestlichen Härjedalen. Damit lässt sich in diesen Gegenden die Lage der Eisscheide nach Westen abgrenzen.

Dass das Augengneisgebiet zwischen den Seen Ulftensjön und Lossen trotz der soeben angeführten Geschiebetransporte ganz und gar westlich der gezogenen letzten Eisscheidenlage liegt, wie auch dass Findlinge von den noch weiter nach Westen anstehenden echten Hochgebirgsschiefern (Glimmerschiefer, Hochgebirgsamphibolite, Chloritschiefer u. a.) recht zahlreich in dem Grundgebirgsgebiet im Osten bis weit unterhalb Sveg und Rätan verstreut sind, wird nachstehend S. 156 f. näher besprochen werden. Hier mag nur betont werden, dass die Findlinge von Vemdalsquarzit, Blauquarz, rotem Sparagmit u. s. w., die weit über das Grundgebirgsgebiet nach Helsingland hinab verstreut sind, ihrer Hauptmasse nach ganz deutlich der letzten und jüngsten Moränenakkumulierung angehören und sich aus diesem Grunde auch mit allmählich zunehmender Frequenz, Grösse und Eckigkeit im Oberflächenlager der Moränendecke bis zum Kluftort im Westen und Nordwesten zurückverfolgen lassen. Es ist mit anderen Worten zweifellos, dass die Eisscheide ihre westliche Lage,

[1] Gewisse Anomalien, die deutlich durch topographische Verhältnisse verursacht sind, sind indes beobachtet worden. So sind rote Sparagmitgeschiebe bisweilen selten auf der Ostseite, d. h. der Seeseite der höchsten Vemdalsquarzitgebirge, z. B. des Sonfjället.

ungefähr wie sie auf der beigefügten Karte Pl. VI angegeben ist, schon während eines relativ frühen Zeitabschnittes und jedenfalls bereits während der Eisrezession durch Helsingland besass. Die bisher bekannten Tatsachen scheinen mir deshalb gegen die von HÖGBOM angeführte Möglichkeit zu sprechen, dass diese westliche Verlegung der Eisscheide eine ephemäre, auf die Endstufe der Abschmelzungszeit begrenzte Erscheinung ist (**20** b, S. 92), und zwar umsomehr, als sich bisher keine unzweifelhaften Spuren einer anderen wesentlich östlicheren Eisscheidenlage haben nachweisen lassen (s. u. S. 158). Eine solche Annahme würde ausserdem bedeuten, dass der Transport der letzterwähnten Geschiebe in den Fällen, wo dieselben weiter nach Osten vorkommen, während eines wesentlich früheren Zeitabschnittes der Vergletscherung oder zur Zeit der ältesten nachweisbaren Eisscheidenlage weit im Westen stattgefunden hätte (s. S. 156). Hiergegen spricht jedoch meiner Ansicht nach die oben angeführte völlig kontinuierliche Zusammensetzung der Oberflächenmoränendecke, bei der man in diesem Falle Unregelmässigkeiten der einen oder anderen Art erwarten müsste.

Die in dem Grenzgebiet zwischen dem härjedalschen und dem zentraljämtländischen Eisstrom sicherlich eingetretenen temporären Umlegungen in den Bewegungsrichtungen der Eismassen (s. S. 132 f.) scheinen gewisse Eigentümlichkeiten in der Geschiebeverbreitung erklären zu können. Moränenmaterial, das einer entgegengesetzten Stromrichtung angehörte, musste nämlich leicht dem damals die Oberhand gewinnenden Eisstrom einverleibt werden. Die in der Gebirgsgegend nördlich von und um den Ljungan nicht seltenen Findlinge von typischem, ungepresstem Rätansgranit (s. S. 158) können auf diese Weise ursprünglich von dem zentraljämtländischen Eisstrom nach Nordwesten geschafft worden sein, worauf sie von dem nach Südosten gehenden härjedalschen mitgenommen wurden. Solche Granitblöcke erhielten hierdurch eine abnorm ausgedehnte Verbreitung auch südlich der eigentlichen Grenzzone zwischen den beiden Eisströmen. Die bei ihnen nicht selten hervortretende starke Abrundung stimmt auch am besten mit einem solchen Rücktransport und damit gewöhnlich verbundenen langen Wege überein.

Durch eine solche Übertragung von Moränenmaterial — in diesem Fall jedoch von dem nach Südosten gehenden härjedalschen Eisstrom auf den in entgegengesetzter Richtung nach der zentraljämtländischen Depression ziehenden zentraljämtländischen — können auch die über den südlichen und mittleren Teil des Storsjöbeckens und von da in das Oviksgebirge und das Åretal hinein allerdings recht spärlich verstreuten Geschiebe von Ottfjällsdiabas, rotem Sparagmit nebst daran angeschlossenen Konglomeraten und Sparagmitschiefern u. s. w. erklärt werden, welche sämtlich zweifellos aus dem härjedalschen Gebiet stammen.[1]

[1] Was dagegen solche im westlichsten Jämtland vorkommende Blöcke z. B. im Ullåtal westlich vom Åreskutan, bei den Sylarna und dem danebenliegenden Neantal in

Glaziofluviale Bildungen.

Osrücken und Schotterfelder.

Die prinzipiell verschiedenartige Ausformung der glaziofluvialen Ablagerungen zu beiden Seiten der auf der Karte Pl. VI. gezogenen Eisscheidenlinie ist ein gutes Indizium dafür, dass diese Linie wirklich mit der letzten Eisscheide zusammenfällt. Auf der westlichen und nordwestlichen Seite, d. h. in der eigentlichen Eisseeregion, begegnet man nämlich den für subaquatische Abschmelzungsverhältnisse charakteristischen, typisch rückenförmigen Osen. Auf der östlichen und südöstlichen Seite dominieren dagegen weitgestreckte, ebene Grus- und Geröllfelder sowohl auf den Sohlen der Täler (»Talausfüllungen», »valley trains») als auch auf dem ebeneren Gelände im Grundgebirgsgebiet im Südosten (»outwash plains»), d. h. Akkumulationen, welche superaquatische Bildungsbedingungen angeben. Die Ausnahmen hiervon, die nichtsdestoweniger vorkommen (s. u.), besitzen nicht solche Verbreitung, dass sie den genannten Gegensatz zwischen den nordwestlichen und südöstlichen Teilen des Gebietes nennenswert abschwächen können.

Quantitativ sind die rückenförmigen Osen in der Eisseeregion im Nordwesten von geringer Bedeutung. Sie sind ziemlich seltene Bildungen, wenig kontinuierlich und von unbedeutender Grösse, mit einer sichtbaren Höhe von gewöhnlich nur wenigen, höchstens etwa 10 m und einer dementsprechenden geringen Breite. Im allgemeinen bieten sie auch kein besonderes Interesse. Ein periodisch hügeliger Bau, der den jährlichen Rezessionsbetrag widerspiegelt, findet sich möglicherweise bei dem Os des Ljusnantals bei Fjällnäs (s. S. 137).

Auf der südöstlichen Seite der Eisscheide sind die typisch rückenförmigen Osen, wie die Karte Pl. VI. zeigt, hauptsächlich an solche Täler gebunden, die wegen ihrer von der Eisbewegung abweichenden Richtung eisgedämmt wurden. Diese Osen stimmen also bezüglich ihrer Bildungsbedingungen wie auch bezüglich ihrer Grösse, Form u. s. w. mit den subaquatischen in der eigentlichen Eisseeregion im Nordwesten überein. In anderen Fällen scheinen sie in kleineren, während der Rezessionszeit entstandenen Talseen abgesetzt worden zu sein, die von mächtigen glazialen Akkumulationen aufgedämmt, aber später allmählich durch die Erosion und selbstregulierende Tätigkeit der Flussläufe entleert wurden (Fig. 2).

Wesentlich anders verhalten sich die bisweilen auf deutlich superaquatischen Grus- und Geröllfeldern auftretenden, in der Regel jedoch unbedeutenden Osrücken. Eine inframarginale Bildungsart scheint hier in

Norwegen, bei Skalstugan u. s. w. beurifft, kann daneben ein Transport direkt über die Gebirge nach NW von dem härjedalschen Eisscheidengebiet her stattgefunden haben. Bei gewissen Sparagmitgeschieben ist auch denkbar, dass sie ihren Kluftort in Nordjämtland hatten und den nordjämtländischen Eisstrom begleitet haben.

der Regel am wahrscheinlichsten. Manchmal sind sie jedoch nur als rückenförmige Erosionsreste zu betrachten, welche den Weg der extramarginalen Ströme über die Grusfelder bezeichnen.

Die für die Region südöstlich der Eisscheide so charakteristischen, typisch superaquatischen Grus- und Geröllfelder kommen in der Regel so eng mit mehr oder minder durchgreifenden Ausspülungen weitgestreckter Teile der umgebenden Moränendecke verbunden vor, dass eine Abgrenzung kaum möglich ist. Solche spätglaziale, mehr oder minder vom fliessenden Wasser bearbeitete Moränen- und Grusfelder — als Bodenart natürlich überaus trocken und steril — bilden die nächste geologische

Photo. G. Frödin 1917.

Fig. 4. Von Stromrinnen und Stromrücken durchzogene, glaziofluviale Kiefernheide, typisch für die Region östlich der Eisscheide, dem Plateau zwischen dem Ljusnan und dem Kvarnån südlich von Hede angehörend, Härjedalen.

Unterlage und Bedingung für den südöstlich der härjedalschen Eisscheide meist charakteristischen Landschaftstypus, die karge, flechtenbewachsene Kiefernheide (Fig. 4). Erst auf den Berghöhen oberhalb dieser kiefernbekleideten Grusfelder der Täler und Niederungen begegnet man dem typischen fichtenbedeckten Moränengelände mit im allgemeinen reicherer Vegetation.

Teils wegen der Schwierigkeit, eine rationelle Abgrenzung gegen das umgebende Moränengelände vorzunehmen, teils auch mit Rücksicht auf ihre ungeheure Ausbreitung und den Wunsch, trotz des geringen Kartenmasstabes hinlängliche Übersichtlichkeit zu wahren, sind diese superaquatischen Grus- und Geröllfelder nicht in die Karte Pl. VI. eingetragen. Dieselbe enthält deshalb nur die rückenförmigen Osbildungen. In der

Hauptsache wird jedoch diesem Mangel dadurch abgeholfen, dass statt dessen die wichtigeren glaziofluvialen Drainierungswege, wie sie im Gelände durch Erosionserscheinungen markiert werden, auf der Karte zum Ausdruck kommen. Im ganzen erhält man nämlich auf diese Weise gleichzeitig ein Bild von der Verbreitung der bedeutenderen, typisch ausgebildeten glaziofluvialen Akkumulationen.

Völlig fallen jedoch die glaziofluvialen Erosions- und Akkumulationsgebiete nicht zusammen. Die ersteren werden hauptsächlich in dem mehr kupierten Gelände näher an der Eisscheide im Westen, besonders auf stärker geneigten Talsohlen wie auch an Talseiten und Bergabhängen angetroffen, wo manchmal keine eigentliche Akkumulation, ja nicht einmal eine nennenswerte Bearbeitung des Moränenschuttes stattfinden konnte. Die Akkumulationsgebiete wiederum erstrecken sich ganz besonders über das ebenere Gelände im Osten, wo andererseits die Neigung der Talsohlen nicht selten allzu unbedeutend war, um das Ausskulptieren deutlicher Stromrücken, Flussrinnen und anderer extramarginaler Erosionserscheinungen zu gestatten. Die abnehmende Frequenz nach Sveg, Hogdal und Älvros hinab, die das Pfeilsystem der Karte zeigt, beruht im wesentlichen hierauf. In diesen fast horizontalen, weit ausgedehnten Grus- und Geröllfeldern nach Osten zu tritt die fluviatile Skulptur meist nur in Gestalt breiter, konsequent verlaufender Flussbetten und Trockentäler hervor, die sich wegen ihrer ausserordentlichen Seichtheit nur mit Schwierigkeit im Gelände verfolgen lassen. Wo sie, wie es z. B. auf der grossen spätglazialen Überrieselungsebene um den Ljusnan oberhalb Sveg der Fall ist[1], mit Moor- und Torfablagerungen ausgefüllt sind, gibt gleichwohl die topographische Karte nicht selten gute Anhaltspunkte. Im ganzen breiten sich aus den soeben angeführten Gründen die typischen glaziofluvialen Ablagerungen nach Westen hin etwas weniger weit aus, nach Osten dagegen zeigen sie grössere Frequenz, als direkt aus der Bezeichnung der Karte für die entsprechenden Erosionserscheinungen hervorgeht.

Im allgemeinen erreichen die typisch ausgebildeten Grus- und Geröllfelder der Täler höchstens einige zehn Meter über den gegenwärtigen Wasserläufen. Dass sie wirklich marginale und extramarginale Eisflussakkumulationen darstellen, also mit anderen Worten unter glazialen Verhältnissen gebildet wurden und nicht hauptsächlich ein Resultat der postglazialen Drainierung oder von dieser in nennenswertem Grade modifiziert sind, geht deutlich u. a. aus der Anwesenheit der Osgruben (»Sölle») sowie aus dem Zusammenhang mit den unten beschriebenen inkonse-

[1] Auf diesen grossenteils aus gröberem und feinerem Sand aufgebauten Feldern wie auch näher bei Linsäll kommen kleinere Rücken und Hügel mit ziemlich konstanter Längsrichtung vor. Ob sie als spätglaziale Dünen anzusehen sind, mag bis auf weiteres dahingestellt bleiben. — Durch deutlichen Sandschliff polierte Steine beobachtete ich auf den Abhängen oberhalb des Dorfes Klövsjö auf grasbewachsenem und vor Winden ziemlich geschütztem Gelände, wo jedenfalls gegenwärtig kein nennenswerter Sandtrieb stattzufinden scheint.

quenten Eisrandrinnen und Stromterrassen hervor (Fig. 5). Hierzu kann weiterhin gefügt werden, dass solche Grus- und Geröllfelder auch auf beiden Seiten der Seen vorkommen können, die jetzt die Talsohlen einnehmen. In anderen Fällen, wie z. B. am Vemån nördlich des Dorfes Vemdalen, am Storån nördlich von Idre (Fig. 6), im Råndantal u. s. w. treten diese Grusakkumulationen als zerschnittene, mehrere zehn Meter

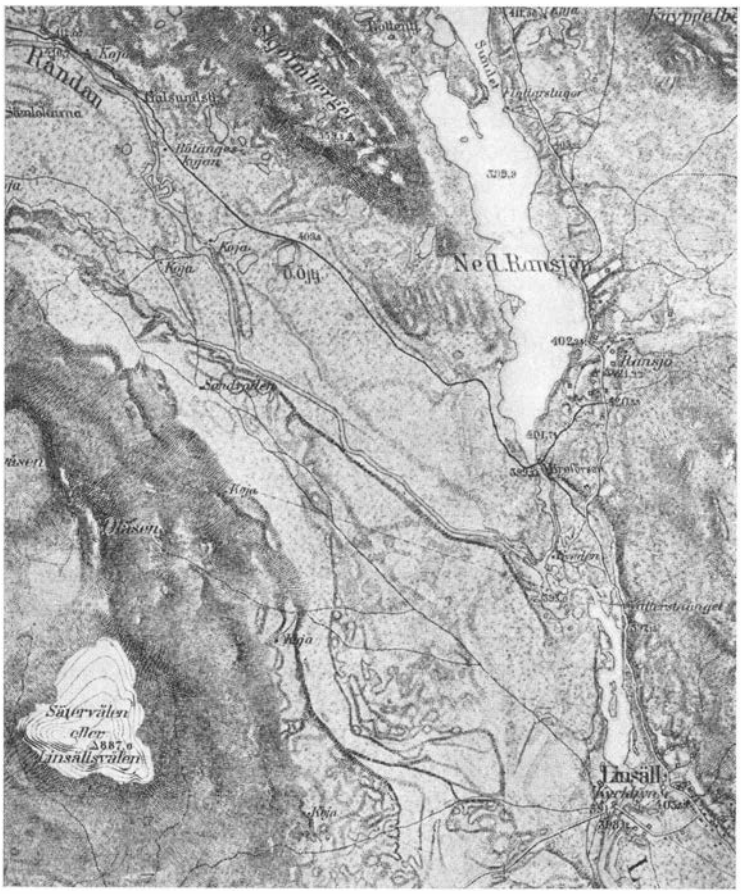


Fig. 5. Glaziofluviale Talausfüllung (»valley train»), ganz unten links von einer toten Flussrinne mit Mündungsdelta flankiert; an der Vereinigung des Råndan mit dem Ljusnan. — Masstab 1 : 75 000. (Nach dem topographischen Kartenblatt »Hede».)

mächtige Plateaus, Talterrassen und osförmige Rücken auf. In gewissen hierhergehörigen Fällen, besonders wo solche Akkumulationen von grosser Mächtigkeit im unteren Teil der Nebentäler liegen, dürfte die Möglichkeit einer vorzeitlichen temporären Aufstauung durch eine noch im Haupttal liegende Eiszunge nicht ausgeschlossen sein.

Die Mächtigkeit dieser Akkumulationen scheint im allgemeinen ziemlich gering zu sein. Nicht selten tritt der darunter liegende, weniger

bearbeitete, mitunter sogar völlig typische Moränenschutt zutage, und die Grenze gegen diesen kann dann bisweilen recht scharf und unvermittelt sein. Grosse Teile dieser Grusfelder dürften tatsächlich nur als die durch extramarginale Ströme bearbeiteten und umgelagerten, oberflächlichen Teile der anstehenden Moränendecke aufzufassen sein. Sie scheinen auch meist auf Moränenschutt zu ruhen, im Gegensatz z. B. zu den von stärker erodierenden Eisflüssen abgesetzten grösseren subaquatischen Osen. — Die Korngrösse des Materials kann sehr stark wechseln von wirklichen Geröllschichten mit Geröllen, grobem Grus und Sand bis herab zu Mo und Mjäla.[1]

Photo. H. Hesselman.

Fig. 6. Zerschnittene glaziofluviale Talausfüllung längs des Storån, nördlich von Idre; Dalekarlien.

Die Schotter- und Geröllfelder der Täler lassen sich bisweilen in direkten Zusammenhang mit den Entleerungs- und Abflusswegen für die spätglazialen Seensysteme der Eisseeregion bringen. Die ohne Vergleich ausgebreitetsten glaziofluvialen Grusablagerungen, vom Typus »valley train», treten im Råndantal nebst den unterhalb liegenden Teilen des Ljusnantals auf und bezeichnen die Drainierungswege für das letzte Hauptstadium und erste Entleerungsstadium des Ljusnan-Eissees (s. S. 162 f.). In ganz besonderem Grade gilt dies für die Strecke unterhalb des Einflusses des Lill-Råndan, der die Wassermassen von der grössten Senkungskatastrophe aufgenommen hat, bei der der Spiegel des Eissees mit einem Schlage ca. 100 m sank. — Wenn auch in geringerem Umfang zeigt sich dieselbe

[1] Mehlfeiner, gelblicher Sand (»Lehm»); Mo ist etwas gröber als Mjäla.

Erscheinung im Tal des Ljusnan gleichfalls oberhalb des Vikarsjön, wo der letzte Drainierungsweg ging. Dass diese Erscheinungen dagegen auf der Talstrecke zwischen dem Vikarsjön und dem Råndantal relativ schwach markiert sind, dürfte auf der praktisch genommen völlig fehlenden Neigung der Talsohle und den dadurch bedingten zahlreichen jetzigen Seebildungen beruhen.

Die besten Beispiele für glaziofluviale Akkumulationen vom Typus »outwash plain» mit grösseren Dimensionen finden sich dagegen auf dem ebeneren Grundgebirgsgelände im Osten, vielleicht am prachtvollsten um den unteren Lauf des Röjån südöstlich von Klövsjö. Von hier setzen sich dann diese Schotterfelder, wenn auch jetzt in Form von »valley trains», längs des Tales des Tvärhoan die Inlandsbahn entlang nach Ytterhogdal hinab fort.

Laterale, marginale und extramarginale Erosionserscheinungen.

Wie bereits bemerkt, sind die in diesem Kapitel behandelten glaziofluvialen Erosionsformen im grossen und ganzen eng mit den zuletzt beschriebenen superaquatisch abgelagerten Schotter- und Geröllfeldern verbunden und gehören ebenso wie diese ganz überwiegend der Region östlich und südöstlich der letzten Eisscheide an. In einigen für das spätglaziale Drainierungssystem speziell wichtigen Tälern, wie dem des Ljusnan und Råndan, erstrecken sich diese glaziofluvialen Erosionserscheinungen teilweise über die letzte Eisscheide und an ihr vorbei (s. S. 163 f.). Westlich derselben haben im übrigen derartige Erosionsphänomene in der Regel nur lokale Ausbreitung und sind hier hauptsächlich an die marginalen Drainierungswege der Eisseen gebunden.

Die Stromerosionsmarken sind teils lateral-marginal und inkonsequent — sie gehören dann im allgemeinen Talseiten und höheren Niveaus an — teils sind sie extramarginal und konsequent und an die Talsohlen gebunden.[1] Die ersteren bestehen zum grossen Teil aus toten Stromrinnen oder Trockentälern, welche, indem sie hoch oben längs den Talseiten beginnen — z. B. auf der Gebirgsseite östlich von der Kirche in Vemdalen in einer Höhe von einigen hundert Metern — die allgemeine Neigung des Geländes schräg überqueren und sich auf diese Weise allmählich auf den Talboden hinabsenken, wo sie sich dann in den gewöhnlich schwächer ausskulptierten, konsequent orientierten Talterrassen, Stromrinnen und Flussebenen der Talausfüllung fortsetzen können. Die Länge dieser inkonsequenten Eisrandrinnen und Trockentäler kann von etwa 10 m bis zu mehreren Kilometern, die Breite von einigen wenigen Metern bis zu einigen hundert Metern wechseln, während sich die Tiefe zwischen einigen dm und 40—50 m hält.

[1] Auf der Karte Pl. VI. ist eine gemeinsame Bezeichnung für konsequente und inkonsequente Erosionserscheinungen angewendet.

In solchen Fällen, wo die Erosion wegen der unzureichenden Stromstärke des Eisflusses von Akkumulation begleitet war, gehen diese inkonsequenten Talbildungen in sanfter abfallende Stromterrassen über, die nicht selten schwer von wirklichen Eisseeuferlinien zu unterscheiden sind. Besonders in den seeartigen Erweiterungen und im stillen Wasser der Lateralflüsse hat die Akkumulation bisweilen sogar zu mehreren zehn Meter breiten Terrassen geführt, die durch Osgruben (»Sölle») zerstückelt und schwach in der Richtung des Eisrandes geneigt sind. Ein anderes Mal wiederum, wie z. B. auf der Talseite südlich von Sveg, treten die Stromterrassen nur undeutlich in der Topographie hervor, gewöhnlich dann nur als eine schwache Wellung der ausgespülten, oft schotterartigen Moränendecke der Talabhänge. Auch grössere Eisrandrinnen und Trockentäler beginnen in ihrem oberen Ende gern mit einer solchen Stromterrasse, die ihrerseits nicht selten nach aussen von einem längs des Aussenrandes laufenden, mehr oder weniger abgetragenen und erodierten Moränenwall begrenzt ist, der deutlich den Charakter einer Seitenmoräne besitzt. Ebenfalls längs steileren Talseiten, wo die lateralen Ströme natürlich Schwierigkeit hatten, längere Zeit ihre Lage beizubehalten, sondern statt dessen die Tendenz besassen, sich subglaziale Wege zu suchen, werden die Trockentäler gern durch solche Lateralterrassen ersetzt.

In Gebieten mit stärkerer Erosion sind andererseits nebst Blockgürteln Freispülungen des Felsengrundes, bisweilen auch in festes Gestein eingeschnittene laterale Ravinen und Schluchten entstanden. Gute Beispiele hierfür bietet der östliche Gebirgsabhang oberhalb des Kirchdorfes Vemdalen und besonders die weitausgedehnte Freispülungslandschaft auf dem Sparagmitplateau südlich des Dorfes Råndalen.

Vielleicht mit Ausnahme gewisser Teile des schwedischen Norrbotten und Nordfinnlands (**26**) dürften wenige Gegenden in Fennoskandia einen solchen Reichtum an gut ausgebildeten lateralen Erosions- und Akkumulationserscheinungen aufweisen können wie Härjedalen. In der Regel treten diese glaziofluvialen Eisrandbildungen schwarmweise über bedeutende Areale auf, wobei sie oft dicht nebeneinander angehäuft sind. Die grössten Stromlandschaften sind gern an isoliert liegende Gebirgskomplexe, meist aus Vemdalsquarzit, und deren Abhänge nach den Tälern gebunden. Doch scheint dies in geringerem Grade für die Nordabhänge zu gelten, wo die Wärmestrahlung und die Abschmelzung natürlich schwächer gewesen sein müssen. Durch ihren inkonsequenten Verlauf und ihre regelmässig wiederkehrende Neigung nach Süden, Südosten und Osten[1] geben diese Eisrandrinnen, Stromterrassen u. s. w. an, dass die Abdachung und Bewegung der noch liegenden dämmenden Eismasse nach den genannten Richtungen orientiert war. Damit lässt sich auch die Lage der Eisscheide im Nordwesten bestimmen.

[1] Hierbei wird von der Gegend um den Hundshögen sowie dazugehörigen Bildungen im Westen und Nordwesten abgesehen.

Unter den zahlreichen, leicht zugänglichen Gebieten, wo das spätglaziale, laterale und marginale Drainierungssystem der Landschaft völlig seinen Stempel aufgedrückt hat, mögen die Talseiten um den Råndanfluss, besonders die nördliche, genannt werden. Der Einfluss, den die hoch aufragende, isolierte Gebirgsmasse des Sonfjället auf den Abschmelzungsverlauf ausgeübt hat, wird in besonderem Grade durch das weitausgedehnte, aber komplizierte System von trockenen Erosionstälern, Stromrinnen und Stromterrassen beleuchtet, das, hoch oben auf den westlichen,

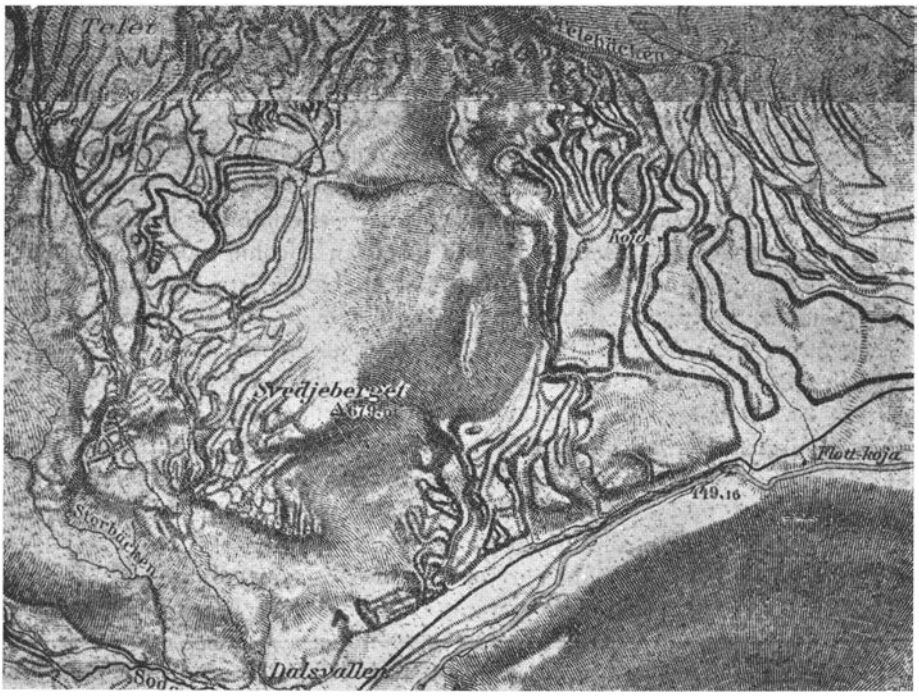


Fig. 7. Glaziofluviale Erosions- und Akkumulationslandschaft auf dem Südostabhang des Sonfjället nach dem Råndantal; Härjedalen. — Masstab 1 : 50 000. (Nach dem topographischen Kartenblatt »Hede».)

südlichen und östlichen Gebirgsseiten beginnend, sich allmählich um den Gebirgsfuss herum nach unten senkt, um schliesslich auf der Talausfüllung des Råndantals zu münden (Fig. 7). Unmittelbar über dieser ist hierbei die Moränendecke in gewissen Gebieten zu weitgestreckten Schotter- und Geröllfeldern umgewandelt worden.

Eine andere hierhergehörige grossartige Strom- und Erosionslandschaft nimmt nahezu die ganzen Westseiten der Vemdals- und Klövsjöfjällen ein und setzt sich von da nach Osten in der breiten und flachen, hochgelegenen Talsenke um die Landstrasse Vemdalen—Klövsjö fort. Der Charakter von inkonsequent laufenden, in die Moränendecke eingeschnittenen Erosionstälern ist hier auffällig, besonders um Fjällgård und südlich

von da an der Wasserscheide zwischen den Flüsschen Röjån und Svinkan (Fig. 8). An den erstgenannten westlichen Gebirgsabhängen auf der Ostseite des Vemån erreicht die Stromlandschaft eine vertikale Höhe von 200—300 m und kann bisweilen praktisch genommen die ganze Talseite einnehmen. Die regelmässig wiederkehrende Orientierung der Erosionsmarken nach Süden und Südosten gibt eine sich längs des Tales von Nordwesten herabschiebende, ursprünglich mächtige Eiszunge an. Am leichtesten zugänglich ist dieser grossartige laterale Erosionskomplex oberhalb des Kirchdorfes Vemdalen; weiter nach Norden auf der Westseite der Klövsjöfjällen ist er dagegen infolge von Vegetation u. s. w. unwegsamer und wenig übersichtlich.

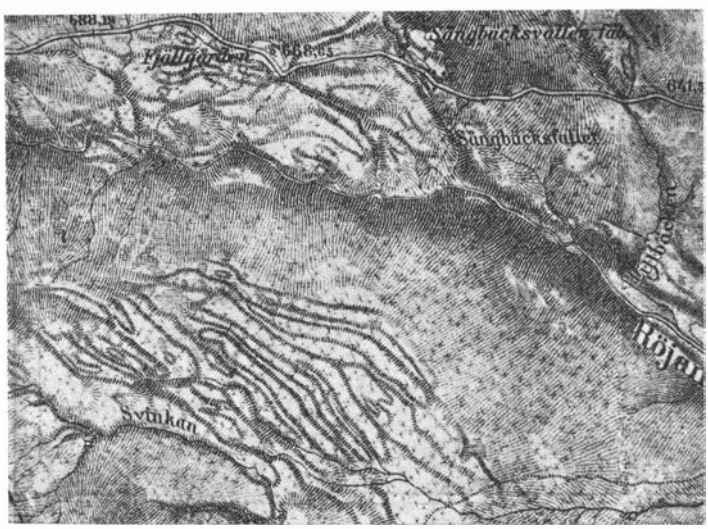


Fig. 8. Glaziofluviale Trockentäler auf dem Südabhang des Klövsjöfjället an der Landstrasse Vemdalen—Klövsjö. — Masstab 1 : 50 000. (Nach dem topographischen Kartenblatt »Hede».)

Eine sich gleichfalls von Nordnordwest herabschiebende Eiszunge wird durch eine kleine, modellartig gut ausgebildete Stromlandschaft auf dem ebenen, angebauten Abhang unterhalb der Kirche in Klövsjö angegeben. Zu oberst begegnet man hier nach Süden geneigten Stromterrassen, die weiter unten zuerst durch kleine seichte Stromrinnen, danach durch eine Anzahl 5—8 m tiefer, 10—40 m breiter und höchstens einige hundert Meter langer Trockentäler ersetzt werden (Fig. 9). Diese sind anfangs fast gleichlaufend mit dem Abhang und der Talrichtung, also nach Südsüdost orientiert, biegen aber dann in ihrem unteren Teil allmählich mehr und mehr nach Süden und Südwesten nach der Talsohle hinunter ab, um dort plötzlich ungefähr auf dem Niveau des alten Klöv-Eissees aufzuhören (s. S. 166). Grosse Mengen von freigespülten, teilweise verrundeten Gesteinsblöcken sowie freigespülte Felsen nehmen diese Talsohlen ein.

In vielleicht noch höherem Grade als die Gebirgskomplexe des Vemdalsquarzits muss der Hundshögen, d. h. die Südpartie der Oviksfjällen, wegen seiner dominierenden Lage im Verhältnis zu dem im Süden und Südosten anstossenden ausgedehnten Flachlande die Entstehung einer ausgeprägt marginalen Drainierung während der Abschmelzungszeit begünstigt haben. Aber hierzu trug weiterhin bei, dass die Entleerungswege für die im Flussgebiet des Ljungan aufgedämmten Eisseen, u. a. den Arå-Eissee (s. S. 166), hier am Gebirgsfuss entlang längs des Randes der von der Gegend der Südspitze des Storsjön und des Näckten nach Nordwesten vorspringenden Eismasse liefen. Die durch diese zusammenwirkenden Faktoren entstandene Erosions- und Akkumulationslandschaft,

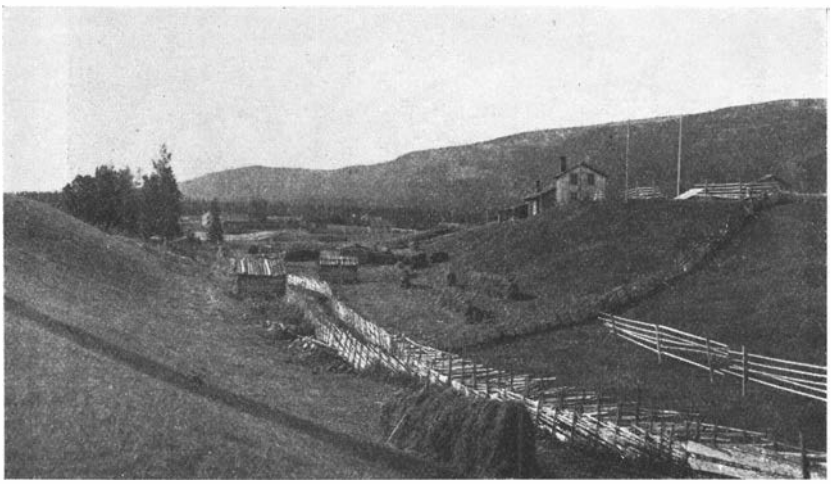


Photo. G. Frödin 1915.

Fig. 9. Laterales Trockental unterhalb der Kirche von Klövsjö. — Das Bild ist gegen die untere Mündung des Tales aufgenommen.

die ihre unmittelbare distale Fortsetzung in den seit alters bekannten Eisrand- und Eisseebildungen an der Ost- und Nordseite der Oviksfjällen besitzt (**8, 19**), nimmt grosse Teile des ebenen Fudaplateaus bis hinauf an den Südostfuss des Hundshögen ein (Fig. 10). Mit einem Areal von 200—300 km^2 und ihren grossartigen Erosionserscheinungen dürfte diese Landschaft in ihrer Art fast einzig sein, wenigstens in unseren südlichen Gebirgsgegenden, und wohl eine nähere Untersuchung verdienen. Die Verhältnisse liegen in der Hauptsache folgendermassen:

Wie die allgemeine Orientierung der Wasserläufe in grossen Zügen angibt (Pl. VI.), neigt die auffallend ebene Oberfläche des Fudaplateaus in der Hauptsache sanft nach Südosten, bildet aber dem Hundshögen zunächst einen von dort nach dieser Richtung vorspringenden, äusserst flachen Rücken oder eine plateauartige Hochfläche, »Storflon» genannt, die im wesentlichen aus mächtigen glaziofluvialen Grus-, Sand- und —

allerdings untergeordnet — Mo-Ablagerungen aufgebaut ist. Ihr durchschnittliches Abfallen ist dicht bei dem Gebirgsfuss ca. 1 : 100 bis 1 : 200 nach Südosten. Dieser Höhenrücken ist von Reihen inkonsequent laufender Täler durchschnitten, die bald ziemlich gradlinig, bald stark gewunden sind, aber im grossen und ganzen dem Gebirgsfuss folgen, d. h. nach

Fig. 10. Partie der spätglazialen (marginalen) und gegenwärtigen Drainierung auf der glaziofluvialen Hochebene längs des Südostfusses des Hundshögen. — Masstab 1 : 75 000. (Nach dem topographischen Kartenblatt »Åsarne».)

Nordosten orientiert sind. Manchmal lassen sich diese von ehemaligen Eisrandflüssen ausskulptierten marginalen Täler, die eine Breite von einigen hundert m und eine Tiefe von bis 30–40 m besitzen können, ohne Unterbrechung mehrere Kilometer lang verfolgen (Fig. 11). Obgleich also vom genetischen Gesichtspunkt eigentlich tote Täler, haben sie jedoch die jetzige Drainierung der Landschaft in bedeutendem Umfang bestimmt, indem

sie ausser den Flüssen Dörrsån und Gräftån eine Menge Rinnsale und Bäche, die von den reichlichen Quellsprüngen des Grusplateaus gespeist werden, eingefangen und ihnen eine abnorm nordöstliche Richtung gegeben haben.

Hoch oben auf der Ostseite des Hundshögen, ungefähr gerade südlich oder südsüdöstlich der Seen Dörrsjöarna (Holmsjöarna) und nordwestlich der eben beschriebenen glaziofluvialen Hochebene, kommt auf dem Gebirge Koberget eine Anzahl bedeutender, inkonsequenter, in Moränenschutt, teilweise auch in festes Gestein eingeschnittener Trockentäler vor. Sie sind im grossen und ganzen nach Norden oder Nordnordwest gerichtet und markieren offenbar die sich einst nach dieser Richtung in das

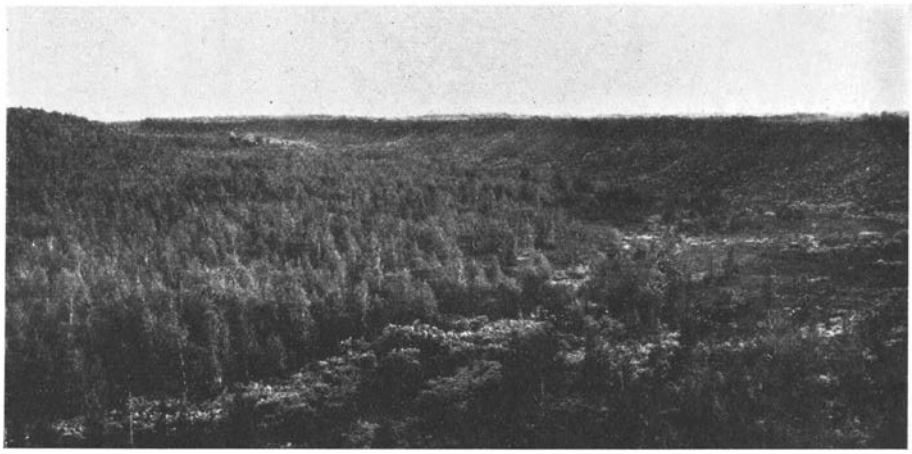


Photo. G. Frödin 1915.

Fig. 11. Marginale Eisflussravine, einige hundert Meter breit und mehrere Kilometer lang, in die grosse glaziofluviale Hochebene längs des Südostfusses des Hundshögen eingeschnitten. — Das Bild ist gegen Nordosten talabwärts aufgenommen.

Dörrsåtal hineinschiebende Eiszunge. Durch eine plötzliche scharfe Umbiegung nach Nordosten oder Ostnordost erhält ihr unterer Teil eine in der Hauptsache konsequente Richtung und stellt sich mit anderen Worten ungefähr senkrecht zu dem früheren Eisrand (Fig. 12). Es erscheint recht wahrscheinlich, dass diese eigentümlichen Umbiegungen die Stellen bezeichnen, wo der laterale Fluss unter dem klaffenden oder aus anderen Gründen weniger widerstandskräftigen Eissaum verschwand und statt dessen einen subglazialen, konsequenten Verlauf annahm. — Gleichartige eigentümliche Umbiegungen habe ich auch bei gewissen Trockentälern am Westabhange des Hundshögen nach dem Aråtal beobachtet. Wie die übrigen dortigen lateralen Erosionserscheinungen enden diese Rinnen an der Uferlinie des alten Arå-Eissees, die dem Passpunkt ca. 790 m ü. d. M. nordwärts nach dem Glensee entspricht.

Wie vor allem TANNER für Nordfinnland (**26**) nachgewiesen hat, gewinnen die inkonsequenten Eisrandrinnen und Stromterrassen kein geringes Interesse als Hilfsmittel bei Bestimmung von Lage und Gestalt der dämmenden Eismasse, ihrer fortschreitenden Verdünnung sowie den davon abhängigen gradweisen Verschiebungen und dem Abfallen des Eisrandes, d. h. dem Marginalgradient. Weniger genau als die Stromterrassen dürften die oft grob ausgebildeten grösseren Eisrandrinnen die Lage des Eisrandes abspiegeln und eignen sich deshalb gewöhnlich nicht für schärfere Messungen. Unter anderem zeigt sich, dass der Höhenunterschied zwischen den Sohlen der Eisrandrinnen in der Regel bedeutend wech-

Photo. G. Frödin 1915.

Fig. 12. Laterales, inkonsequent verlaufendes Trockental, in seinem unteren Teil plötzlich konsequente Richtung annehmend. (Der ungefähre Masstab ergibt sich aus dem im Schnee liegenden Renntier neben dem grossen Moränenblock rechts — ein schwarzer Punkt.). Ostseite des Hundshögen, südlich der Seen Dörrsjöarna.

selndere Werte als zwischen ihren oberen Mündungs- oder Einflusschwellen hat, sowie auch, dass mehrere, gewöhnlich zwei oder drei, Stromterrassen in ein und dasselbe Trockental hinablaufen können. Offenbar muss die Erosion überaus verschiedenartig in diesen nach ihrer Grösse und sicher auch nach ihrer Existenzdauer sehr variierenden Eisrandrinnen gewirkt haben. Sollen dieselben nichtsdestoweniger bei Rezessionsmessungen zur Anwendung kommen, so dürfte man deshalb am zweckmässigsten von ihren Einflusschwellen oder von der dort eventuell beginnenden Stromterrasse auszugehen haben (s. S. 147). Wie bezüglich der Uferlinien der Seeflächen scheint auch bei diesen Lateralterrassen der Fusspunkt oder Erosionseinschnitt die genauesten Werte zu geben und ist aus diesem Grunde vor allem zu messen.

In dem härjedalschen Gebiet erhielt ich folgende Werte für den Marginalgradienten, wie er sich aus dem Abfallen der Stromterrassen ergibt, wobei sich jedoch an jedem Orte nur eine Minderzahl solcher Terrassen als für die Messung geeignet erwies.

	Durchschnittlicher Marginalgradient	Die dämmende Eiszunge; gleichzeitige	
		Maximalmächtigkeit	Breite
Ostseite des Hundshögen oberhalb der Dörrsjöarna (Holmsjöarna)	3,5 : 100	ca. 25—40 m	ca. 1 km
Nordwestseite des Hoverberget	2,0 : 100	» 50 »	» 1,5 »
Galberget, Rätan	1,5 : 100	» 75 »	» 5 »
Westseite des Hundshögen oberhalb Arådalen	1,5 : 100	» 100 »	» 3,5 »

Hierbei ist zu bemerken, teils, dass sämtliche in die Tabelle aufgenommenen Stromterrassen zu solchen Talseiten gehören, die parallel zur allgemeinen Richtung der Eisbewegung sind, und dass sie also direkt den maximalen Gradienten ausdrücken müssen (**13**), teils, dass die gleichzeitigen Mit- oder Gegenfallen der Talsohlen nur einen Bruchteil der gefundenen Gradientenwerte ausmachen und deshalb kaum bei vorliegenden approximativen Schätzungen berücksichtigt zu werden brauchen. Die erhaltenen Werte zeigen sich durchweg höher als die, welche ich mittels anderer Berechnungsmethoden früher in Zentraljämtland erhielt, wo sie mit sehr kleinen Variationen ungefähr 75—90 : 10 000 oder 0,75—0,90 : 100 betragen (**13**, S. 159 f.). Die Abweichung scheint sich auf natürliche Weise mit der zunehmenden Oberflächenneigung erklären zu lassen, die eine Eisdecke normalerweise nach der Peripherie zu besitzt. Die zentraljämtländischen Werte beziehen sich nämlich so gut wie ausnahmslos auf eine bedeutend grössere Mächtigkeit der Eisdecke. Die Richtigkeit dieser Erklärung wird auch durch einen Vergleich zwischen den Marginalgradienten und den Mächtigkeitswerten der entsprechenden Eiszungen in der oben mitgeteilten Tabelle bestätigt.

Die Ost- und West-Seite des Hundshögen bietet ausserdem eine selten gute Gelegenheit, mittels grösserer zusammenhängender Reihen von Stromterrassen (Fig. 13) die entsprechenden Rezessionsintervalle des dämmenden Eisrandes festzustellen. Auf der Westseite des Gebirges, wo diese Lateralbildungen am schärfsten ausgebildet zu sein scheinen, erhielt ich als durchschnittlichen Höhenunterschied für etwa zwanzig solcher übereinanderliegender Terrassen 2,0 m (Min. 1,2 m, Max. 3,5 m), während die ganz überwiegende Anzahl solcher Höhenwerte zwischen 1,5 bis 2,5 m lag. Die gleichzeitigen horizontalen Rezessionsabstände betrugen im allgemeinen 15—20 m, während die entsprechende maximale Mächtigkeit der Eiszunge auf ca. 100—150 m geschätzt werden kann. Etwa zehn gleichartige Mes-

sungen an der Talseite unterhalb des Dorfes Klövsjö ergaben 2,5 bis 4,0 Vertikalmeter mit einer entsprechenden Eismächtigkeit von ca. 50 m. Den Neigungswinkel des Abhangs oder die gleichzeitigen horizontalen Rezessionswerte kann ich dagegen leider nicht angeben.

Man dürfte sich kaum des Erstaunens über die gesetzmässige Periodizität erwehren können, mit der solche Lateralterrassen, wo sie in grösseren Schwärmen angesammelt sind, gewöhnlich in dem härjedalschen Gebiet wie auch anderswo auftreten. Wie schon TANNER auf Grund seiner Erfahrungen im finnischen Lappmarken geltend gemacht hat (**26**), scheint diese periodische Verteilung der glaziofluvialen Lateralbildungen aller Wahrscheinlichkeit nach ungefähr dieselbe Natur zu besitzen wie die der schwarmweise auftretenden Endmoränenwälle. Man kann mit anderen

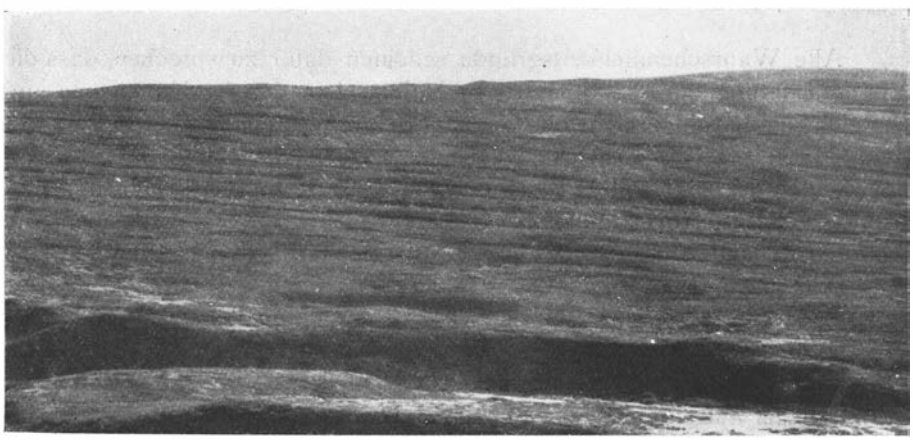


Photo. G. Frödin 1915.

Fig. 13. Nach Norden abfallende, laterale Stromterrassen auf der Ostseite des Hundshögen oberhalb der Seen Dörrsjöarna.

Worten in beiden Fällen am ehesten annehmen, dass die Rezessionsintervalle die jährlichen Temperaturperioden abspiegeln. Eine direkte Stütze für diese Analogie bilden die Marginalmoränen, die an vielen Orten den unteren Rand der Lateralterrassen begleiten (s. S. 147). Insofern scheint jedoch ein Unterschied vorzuliegen, als die Moränen am ehesten das Winterhalbjahr, die glaziofluvialen Stromterrassen u. s. w. dagegen das an Schmelzwasser reichere Sommerintervall repräsentieren dürften.

Die bei den Dörrsjöarna auftretende, wenig deformierte Landschaft von wahrscheinlich Jahresmoränen (S. 137) kann wegen ihrer Höhenlage als ungefähr den gemessenen Lateralbildungen etwas weiter westlich auf der Gebirgsseite oberhalb Arådalen entsprechend und im grossen und ganzen mit ihnen gleichzeitig betrachtet werden. Dem auf horizontalem Gelände bei den Dörrsjöarna erhaltenen durchschnittlichen Rezessionswert von 150 m würden also in der Gegend gleich westlich 15—20 Horizontalmeter und 2,0 Vertikalmeter entsprechen. Die aus TANNER's Angaben (**26**,

S. 647) abgeleiteten Durchschnittswerte betragen dagegen ca. 100 m auf horizontalem Gelände oder bei Gegenfallen ca. 1,2 Vertikalmeter auf 15—25 Horizontalmeter. Obgleich das bisher gesammelte Primärmaterial wenigstens für das Härjedalgebiet allzu begrenzt ist und die auf den Abschmelzungsverlauf einwirkenden Faktoren noch ungenügend bekannt sind — nicht zum mindesten, was die komplizierten glazialen Verhältnisse in den Gegenden um den Hundshögen betrifft — dürfte es doch nicht als ausgeschlossen angesehen werden können, dass die Abweichung zwischen den soeben angeführten Werten ihrerseits ein Ausdruck für die verschiedene Polhöhe der beiden Untersuchungsgebiete sein kann.

Die Wanderungen der härjedalschen Eisscheide.

Alle Wahrscheinlichkeitsgründe scheinen dafür zu sprechen, dass die Vergletscherung der skandinavischen Halbinsel in den hochgelegenen und zugleich niederschlagreichsten Gegenden im Westen begonnen hat. In dem Masse, wie die Eisdecke wuchs, verschob sich nachher ihre Höhenachse oder die sogenannte Eisscheide nach Osten, um gemäss einem schon früh von HÖGBOM formulierten Satze (**18**) eine Lage einzunehmen, die während jedes Zeitabschnittes gleich grossen Widerstand gegen die Eisbewegung nach Osten und Westen bezeichnen dürfte.

Als direkte Beweise für eine solche frühe westliche Lage der Eisscheide hat HÖGBOM bezüglich Zentraljämtlands auf den Reichtum an westlichen Hochgebirgsschieferblöcken sowohl in den tieferen Moräneneinschnitten als auch in den glaziofluvialen Schotterablagerungen ostwärts in der Storsjöebene hingewiesen. Ich selbst fand dort Geschiebe der charakteristischen Stuedalschiefer des sog. Tännforsfeldes noch so weit nach Süden wie auf dem Hoverberget sowie ostwärts bis nach Brunflo. Olivingesteine, die bisher eigentümlicherweise nicht als Findlinge östlich ihres Kluftortes südlich des Sees Ånnsjön angetroffen worden sind (**20 a**, S. 75), habe ich teils am Ullsjön, westlich des Åreskutan, teils bei den Dörrsjöarna an der Ostseite des Hundshögen beobachtet. Alle diese älteren und jüngeren Beobachtungen geben mit aller Deutlichkeit eine Eisscheidenlage in oder westlich der Garbenschieferzone des Tännforsfeldes an, d. h. im westlichen Teil des Feldes an der norwegischen Grenze. Der Minimalbetrag der Eisscheidenverschiebung, bis zu der letzten zentraljämtländischen Eisscheidenlage gerechnet, kann aus diesen Gründen auf 130—140 km geschätzt werden.

In dem härjedalschen Eisscheidengebiet liegen die Verhältnisse in dieser Beziehung ungefähr gleichartig. Geschiebe von typischen kristallinen Hochgebirgsschiefern, aus dem eigentlichen Hochgebirgsgebiet in der Nordwestecke von Härjedalen stammend, finden sich — neben den oben S. 139 angeführten östlicheren Gesteinstypen — allgemein weit über das Grundgebirgsgebiet im Osten verstreut. Eine nähere Fixierung der

entsprechenden Eisscheidenlage wird bis zu gewissem Grade durch einen von mir auf dem östlichen Gipfel des Gebirges Volaberget, westlich des Flötningensees in Norddalekarlien, gefundenen grösseren Olivingesteinsblock von dem im südlichen Teil des Trondhjemfeldes gewöhnlichen Typus ermöglicht. Da sein Kluftort kaum östlicher als nach der Randzone des Trondhjemfeldes südwestlich von Röros verlegt werden kann, erhält man hierdurch eine Minimalverschiebung der Eisscheide — bis an die auf der Karte Pl. VI angegebene letzte Lage gemessen — von ca. 100 km, d. h. einen Wert von ungefähr derselben Grösse wie bei der soeben erwähnten Verschiebung weiter nördlich.

Für eine solche ältere, westlichere Lage der härjedalschen Eisscheide spricht vielleicht auch der im nördlichsten Dalekarlien auffallende Reichtum an wenig verschieferten roten Sparagmitgeschieben, die wahrscheinlich von den südlichen Faemundgegenden stammen. Das Problem kompliziert sich in diesem Falle möglicherweise dadurch, dass nach SCHIÖTZ' Meinung (**25**) eine selbständige Eisscheide im Westen über Lill-Elvedalen existierte. Wie jedoch die Eisdämmung im Tal des Glommen u. s. w. (**17**) zeigt, kann eine solche eventuelle Eisscheide auf jeden Fall nicht der allerletzten Abschmelzungsphase angehört haben, sondern muss vorher verschwunden sein. Analog den Verhältnissen an anderen Orten (S. 163, 191) ist dies vielleicht auch im voraus zu erwarten, da diese Eisscheide in einem topographisch bedeutend höheren Gebiet als ihr härjedalsches Gegenstück lag.[1] Wie bezüglich der unter den angegebenen Voraussetzungen teilweise analogen Verhältnisse um die Nordspitze der härjedalschen Eisscheide (s. S. 132, 140) würde man also in den Grenzgebieten um den südlichen Teil des Faemundsees mit zeitweise zwei ungefähr parallelen, aber gerade entgegengesetzten Eisströmen zu rechnen haben, die ihrer Ausbreitung nach grössere oder kleinere Verschiebungen auf gegenseitige Kosten mit dadurch bedingten Umlegungen der Blocktransporte erfahren haben. Dieser Umstand liesse sich also als Erklärung für die östliche Verbreitung der genannten Sparagmitgeschiebe denken, nicht dagegen für den erwähnten, von einem bedeutend westlicheren Kluftort stammenden Olivingesteinsblock.

Vielleicht liegt die Annahme nahe, dass die härjedalsche Eisscheide ebenso wie z. B. die ostjämtländisch—ostlappländische während der Abschmelzungszeit von einer noch nicht näher bekannten östlichen Lage nach der letzten, auf der Karte Pl. VI. angegebenen, weiter westlich gelegenen verschoben wurde. Unter den von HÖGBOM angeführten Zeugnissen für eine solche frühere östliche Eisscheidenlage ist die Angabe über das Vor-

[1] Unter den erwähnten Voraussetzungen würde also die härjedalsche Eisscheide zuletzt eine Verlängerung nach Südwesten erfahren haben, die umfassend genug war, um die Aufdämmung des Glommentals u. s. w. zu ermöglichen, und ungefähr dieselbe Natur hatte wie die südwestliche Verlängerung der nordjämtländischen Eisscheide (**11**).

kommen des Rätansgranites in Form von Findlingen auf den Gebirgen des Vemdalsquarzits (**20 b**, S. 89) am bemerkenswertesten.[1] Soweit ich meinerseits finden konnte, sind jedoch sicher identifizierbare östliche Gesteinsblöcke westlich ihres Kluftortes keineswegs gewöhnlich. Ungepressten, typischen Rätansgranit, Quarzkonglomerate und andere charakteristische Ausbildungsformen von Vemdalsquarzit u. s. w. habe ich trotz darauf gerichteter Aufmerksamkeit in der genannten Lage auf der Strecke zwischen der dalekarlischen Grenze und hinauf nach Hede und Vemdalen im Norden nirgends als Findlinge beobachtet. Ebenso verhält es sich auch nördlich von hier bis an den Ljunganfluss, soweit es sich um die Gegenden westlich der Linie Hedeviken (Hede)—Börtnan handelt. Östlich davon kommen ganz richtig rote, ungepresste Granitblöcke oben auf den Quarzitgebirgen allgemein vor. Für die höheren Gebirgsplateaus in der Nähe von Vemdalen scheint in dieser Frage jedoch zu gelten, dass die Findlinge so gut wie ausschliesslich dem westwärts bei Hedeviken anstehenden, leicht erkennbaren Granophyr angehören. In den weiter nach Osten und Nordosten gelegenen Teilen der Quarzitgebirge werden dagegen Geschiebe des granitkörnigen, typischen Rätansgranites immer allgemeiner. Unter anderem steht indessen dieses Gestein westwärts in der Talsohle des Flusses Vemån an, von wo sich eine Verbreitung nach Osten ganz natürlich ausnimmt, und zwar besonders mit Rücksicht darauf, dass mit zunehmendem Abstand vom Kluftort die Möglichkeit für glazialen Blocktransport nach den hohen Niveaus der Quarzitgebirge hinauf bedeutend zugenommen haben muss.

Es scheint mir deshalb bis auf weiteres am wahrscheinlichsten, dass alle diese Granitgeschiebe von Westen, nicht von Osten transportiert wurden, um so mehr als Granit von Rätanstyp, wie TÖRNEBOHM gefunden hat (**27**, S. 119), und wie auch ich nördlich von Hede beobachtet habe, hier und da in dem bisher ungenügend bekannten Grundgebirgsgelände nördlich und nordwestlich des Vemåtals ansteht. Dass indes der Gesteinsgrund dort hauptsächlich aus inhomogenen, stark schiefrigen und schlierigen Gneisgesteinen, teilweise von mylonitischem Charakter besteht, erscheint zweifellos. Als ausschlaggebend für vorliegende Frage können die genannten Findlinge also nicht angesehen werden. Auch habe ich trotz darauf gerichteter Aufmerksamkeit keine anderen entscheidenden Beweise für eine solche ältere, weit östlichere Eisscheidenlage gefunden. — Dass die in den Gegenden nördlich des Ljunganflusses zweifellos erfolgte westliche Blockverbreitung verschiedener östlicher Gesteine ihren Grund in den exzeptionellen Transportverhältnissen innerhalb der Grenzzone zwischen dem zentraljämtländischen und dem härjedalschen Eisscheidengebiete gehabt haben kann, ist oben hervorgehoben worden (S. 140).

Die hier angegebene letzte Eisscheidenlage in Härjedalen (Pl. VI.)

[1] Dass Sparagmitfindlinge verstreut nach Westen in den Grenzgegenden gegen Norwegen vorkommen können (**20 b**, S. 89), erfordert dagegen kaum eine östlichere Eisscheidenlage als die auf der Karte angegebene.

ist natürlich nicht als eine feste Linie, sondern eher als eine Zone zu betrachten, in welcher die Eisscheide innerhalb gewisser Grenzen wiederholte Verschiebungen erfahren hat. Wie anderswo erklären sich hierdurch die um die letzte Eisscheidenlage gewöhnlichen Unregelmässigkeiten in der Verteilung von Stosseiten und Schrammen.

Unter solchen zu der letzten Eisscheidenzone gehörenden Oszillierungen tritt besonders eine während der letzten Abschmelzungsphase eingetretene, ausgeprägte grössere Verlegung nach Osten hervor. Am deutlichsten bemerkt man diese Erscheinung vielleicht in den Gegenden um das Südende des Storsjön und von da gegen die Inlandsbahn hin an den Massen von Blauquarzblöcken in den Oberflächenlagern der Moräne, die sich in zunehmender Anzahl, Grösse und Scharfeckigkeit kontinuierlich von dem Grundgebirgsgebiet nach Nordwesten an der letzten Eisscheidenlinie der Karte vorbei — welche auf dem Sparagmitschieferplateau liegt — und bis zu dem westlich davon liegenden Kluftort im Gebirgskomplex des Hundshögen zurückverfolgen lassen.

Dass die Eisscheide etwas früher ungefähr hier verlief und also mindestens 10—15 km weiter nach Nordwesten verschoben war, wird auch durch deutlich ältere, gut erhaltene, nach Nordwesten gerichtete Stosseiten bestätigt, z. B. zwischen Börtnan und dem See Grucksjön sowie auf den Südabhängen des Hundshögen. Als westlich der letzten Eisscheide liegend (Pl. VI.) lassen sich diese glazialen Marken nicht in die letzten Stromrichtungen einordnen.

Ungefähr gleichartige Verhältnisse finden sich auch weiter südwestlich. Trotzdem die letzte Eisscheidenlage um den Ljusnanfluss deutlich östlich des Verbreitungsgebietes der anstehenden Sparagmitschiefer einschliesslich des Augengneises verlief, treten in den Oberflächenteilen der Moränendecke nach Osten hin reichlich solche Gesteinsblöcke auf. Bemerkenswert ist, dass diese von Hede an und bis zur Eisscheide bei Långå auffallend selten werden. Die natürlichste Erklärung scheint mir eine zuletzt eingetretene Eisscheidenverschiebung nach Osten zu sein, die offenbar mindestens 10 km betrug und vielleicht gleichzeitig mit und ein Ausdruck für den nach Westen wesentlich verminderten topographischen Widerstand gegen die Eisbewegung war, der sich immer mehr während der Eisseezeit geltend gemacht haben muss (Pl. VIIa—VII c). Möglich ist auch, dass gewisse um Långå wahrgenommene westliche Stosseiten mit Schrammen, deutlich älter als die auf denselben Felsen vorkommenden Marken der letzten Eisbewegung von Osten, derselben Ursache zugeschrieben werden können.

Von dem Gesagten scheint jedoch die Südspitze der härjedalschen Eisscheide in Norddalekarlien eine Ausnahme gebildet zu haben. Geschiebe von Åsbydiabas, Dalaporphyr und zweifellosem Dalasandstein, sämtliche im Osten anstehend, sind in nicht geringer Menge mit nach Nordwesten abnehmender Frequenz über das Quarzit-Sparagmitgebiet im Westen verstreut. Die Eisscheide muss also in einem etwas früheren

Abschnitt in dem Porphyr-Sandsteingebiet im Südosten gelegen haben, also ein ganzes Stück östlicher, als Pl. VI. angibt. Dass dagegen diese östlichere Eisscheidenlage nicht gut der letzten Eismasse angehören kann, die sich also hier hätte halten können, z. B. infolge der im allgemeinen geringeren Höhenlage des Geländes, geht aus mehreren Gründen hervor. Die oben S. 138 angeführten, deutlich jüngsten Geschiebeverbreitungen in der Gegend widersprechen u. a. einer solchen Annahme, die ausserdem bedeuten würde, dass dieser eventuelle Eisrest im Osten früher oder später in totes Eis übergegangen wäre. Für eine solche tote Eismasse findet sich jedoch östlich der Eisscheidenzone der Karte kein Raum. Hier beginnen zunächst weitgestreckte Endmoränenlandschaften, hierauf unmittelbar die für die Region südöstlich der Eisscheide so charakteristischen glaziofluvialen Akkumulations- und Erosionslandschaften. Hierzu kommt, dass die erwähnten Findlinge von Dalasandstein u. s. w. bis auf die höchsten Berggipfel zwischen der Reichsgrenze und dem Faemundensee wie auch auf dem Gebirge Frönbergen vorkommen und durch diese ihre Verbreitung eine bedeutende Eismächtigkeit oder mindestens 200—300 m im Westen angeben, was natürlich einem noch grösseren Wert im Osten entspricht.

Die Hauptzüge der Eisrezession im westlichen Härjedalen. Die Eisseen. (Pl. VII.)

Naturhistorisch und kulturgeographisch bezeichnet die letzte Eisscheide im grossen und ganzen die Grenzscheide zwischen zwei wesentlich verschiedenartigen Landschaftstypen. Im Südosten breitet sich die Region der glaziofluvialen Schotterfelder und der ausgespülten Moränenabhänge mit trockenen, sterilen Kiefernheiden und streng lokalisierten Anbaumöglichkeiten aus. Im Nordwesten dagegen begegnet man einer im allgemeinen üppigeren Eissee- und Moränenregion, die durch mehr normale, an Feinerde reichere Moränenablagerungen und Eisseesedimente mit hierdurch bedingten günstigeren Feuchtigkeitsverhältnissen gekennzeichnet ist. Der Kontrast ist manchmal scharf und frappant und der Umschlag beim Passieren der Eisscheidenzone auffallend unvermittelt, so z. B. um das Tal des Lunån oder zwischen dem Råndantal und dem See Rogen. Abgesehen von gewissen mehr begrenzten Gegenden wie der Hochebene um den See Vattnan oder den obersten Teilen der eisgedämmten Täler besitzen jedoch die Eisseesedimente im allgemeinen nur eine unbedeutende Ausbreitung, was mit Rücksicht auf die schwache Ausbildung der glaziofluvialen Osen auch zu erwarten ist.

Die südöstliche Ausbreitung der zu der norrländischen Eisseeregion gehörenden Uferlinien und Sedimente ist im allgemeinen ein guter und brauchbarer Masstab für die Ausdehnung der letzten Eisscheidenzone nach Westen. In dem härjedalschen Gebiet geht diese Grenzscheide, wie zu

erwarten ist, etwas westlich und nordwestlich von der auf Pl. VI gezogenen Eisscheidenlinie. So wurden die am weitesten proximal reichenden Eisseeuferlinien an folgenden Stellen beobachtet: Im nördlichsten Dalekarlien etwas südlich vom Südende des Sees Grövelsjön, in Härjedalen um die Südostspitze des Vattnansees und betreffend das Haupttal des Ljusnanflusses unmittelbar südwestlich von Långå und östlich des Ulftensees sowie im Tal des Ljungan um den Grucksee.

Während das zentraljämtländische Eisseesystem schon recht lange zum Gegenstand eingehender Studien gemacht worden ist, liegen über die eigentliche Eisseeregion westlich der Eisscheide in Härjedalen wenig oder keine entsprechenden direkten Beobachtungen vor. Die hierhergehörigen, auf den geologischen Karten angegebenen Eisseesysteme werden auch ausdrücklich als hypothetisch bezeichnet (**22**, S. 42), und die in der Literatur angeführten Angaben über Uferlinien (**20 a**, **22**) stammen hauptsächlich von den früheren Übersichtsreisen, als es noch nicht von aktueller Bedeutung war, die wirklichen Eisseeuferlinien von glaziofluvialen Stromterrassen u. s. w. zu unterscheiden. In vielen, vielleicht den meisten Fällen hat sich gezeigt, dass diese älteren Beobachtungen über sogenannte Uferlinien östlich der hier auf Pl. VI. angegebenen Eisscheidenlage in Wirklichkeit Lateralterrassen und derartige mit der ausgeprägten marginalen Drainierung zusammenhängende Bildungen betrafen; in anderen Fällen beziehen sie sich dagegen auf lokale Eisseen und frühere, von glazialen Ablagerungen aufgedämmte Seeflächen (s. u. S. 166).

Eine nähere Erforschung der Ausbreitung und Geschichte der Eisseesysteme beleuchtet gleichzeitig in eingehender Weise die letzte Abschmelzungsphase und ihren Rezessionsverlauf. Meine bisherigen Beobachtungen gestatten leider nur einen allgemeinen Überblick über die Entwicklung im Haupttal. Nichtsdestoweniger dürften sie vielleicht eine Erwähnung verdienen, vor allem, weil sie eine bisher seltene Gelegenheit bieten, den Verlauf bei der Zerteilung einer Eisscheide zu verfolgen und die Funktion der letzten isolierten Eisreste während der Endperiode der Eisaufdämmung zu studieren.

Pl. VII. bezweckt, solche wichtigere kritische Eisrandlagen zu veranschaulichen, die der Maximalausbreitung der verschiedenen Eisseeflächen im Haupttal, d. h. im Tal des Ljusnan entsprechen. Ein weiteres Zurückweichen des Eisrandes bedeutet also in jedem besonderen Falle, dass ein neuer, niedrigerer Drainierungsweg geöffnet wird und damit eine Senkung der Eisseefläche stattfindet. Nur einige kurzgefasste erklärende Daten sollen hier hinzugefügt werden.

Der Abfluss des Eissees in dem Tal des Flusses Tännån, des Tänn-Eissees (T), verlief in dem Passübergang an der Reichsgrenze und der Landstrasse nach Norwegen, wo allerdings wegen der Flachheit und Breite der Talsohle auffallendere Erosionsphänomene fehlen, von wo sich aber

der alte Flusslauf in Form freigespülter Felsen, Blockansammlungen und Schotterakkumulationen leicht bis nach dem Kirchdorf Braekken am See Aursunden hinabverfolgen lässt (s. S. 165). Dieser Passhöhe, 834 m ü. d. M., entsprechen teils eine Erosionsuferlinie, 836 m ü. d. M., und einige Akkumulationsplateaus gleich östlich der Reichsgrenze, teils eine schöne Erosionsterrasse, 842 m ü. d. M., auf dem Gebirge Hammarfjället ca. 25 km weiter talabwärts. — Bei der Rezession des Eisrandes von der Grenzlage Pl. VII a öffnete sich auf dem Abhang des Berges Storvallsruet an der Landstrasse westlich vom Dorf Funäsdalen ein Entleerungsweg nach dem im Norden aufgedämmten Ljusnan-Eissee (L) hinab, der hierauf auch in das Tal des Tännån eindrang. Seine dem Passpunkt 810 m ü. d. M. entsprechende Erosionsuferlinie ist hier z. B. auf den Gebirgen Funäsdalsberget und Hammarfjället, 815 m ü. d. M., sowie auf der gegenüberliegenden Talseite festgestellt, ausserdem weiter oben nahe der Kreuzung der Landstrasse mit der Reichsgrenze, 811 m ü. d. M. — Gleichzeitig ging der Abfluss des weiter nördlich befindlichen Mittå-Eissees (M) südwärts über die breite und flache Talsenke, ca. 850 m ü. d. M., westlich des Gebirges Annåfjället nach dem Ljusnan-Eissee hinab.

Die Maximalausbreitung des eben genannten *ersten Hauptstadiums des Ljusnan-Eissees* ist aus Pl. VII b ersichtlich. Der Entleerungsweg, eine kräftige, nach Südwesten abfallende Abspülungszone mit scharf markierter oberer Grenze auf ca. 815 m ü. d. M., ist am östlichen Vorsprung des Gebirges Lillvålen südwestlich vom Kirchdorf Tännäs angetroffen.[1] Er führte zu den ihrer näheren Ausbreitung nach hypothetischen eisgedämmten Gewässern, ca. 780 m ü. d. M., auf der kleinkupierten und schwer übersichtlichen Moränenebene um den Fluss Myskelån hinab. — Von dieser Zeit an erhielt also das Drainierungssystem im Ganzen eine durchgehend südwestliche Orientierung in Form einer Reihe grösserer und kleinerer Eisrandseen, welche sich in den Rogensee und von da in den Faemundensee ergossen. Die Höhenlage und die Drainierungswege des Ljungan-Eissees (Lg) sind dagegen für diesen Zeitpunkt noch unbekannt.

Im *zweiten Hauptstadium des Ljusnan-Eissees* (Pl. VII c) lag die Passchwelle, 770 m ü. d. M., südwestlich des Vattnansees im Moränengelände zwischen den Seen V. Aborrvikarna und L. Tannsjön, von wo das Wasser nach dem Rogensee und Faemunden abfloss. Der entsprechen u. a. eine unmittelbar daneben am Hof Myskelåsen liegende schöne Erosionsterrasse, 777 m ü. d. M., die Akkumulationsplateaus, 778 m ü. d. M., um Ryvallen am Nordende des Vattnansees sowie die Erosionsuferlinien auf der Südostseite des Funäsdalsberget und auf dem Gebirge Hammarfjället,

[1] Bei meinem Besuch daselbst im Sommer 1914 standen die neuen topographischen Karten mit dem Massstab 1 : 50000 noch nicht zur Verfügung, sondern nur die ganz summarische und teilweise von der Albin'schen Länskarte direkt kopierte Übersichtskarte des Turistenvereins. Ob die fragliche Lokalität auf dem Gebirge »Tjärnbergåsen» der neuen topographischen Karte oder auf dem Vorsprung ca. 2 km weiter südwestlich liegt, kann ich deshalb jetzt nicht mit Sicherheit entscheiden.

767 m ü. d. M. Auch durch diesen Eisseeabfluss wurde also alles längs des Eisrandes weit von Nordosten her kommende Wasser entleert. — Mit Rücksicht auf das wahrscheinliche oberflächliche Abfallen in der Randzone der Eisdecke in Verbindung mit der Topographie und Lage im Verhältnis zu der Eisscheide kann man annehmen, dass die auf Pl. VII c veranschaulichte kritische Eisrandlage ungefähr gleichzeitig mit einem im Gelände nördlich der Seen Särfsjöarne deutlich hervortretenden Drainierungsweg, ca. 800 m ü. d. M., existierte, der vermutlich zu dem Ljungan-Eissee gehörte (Lg) und nach dem Särf-Eissee (S) hinabführte. Das Wasser dieses Eissees ist auf noch unbekannten Wegen zum Mittå-Eissee (M) abgeflossen, von wo ihrerseits tief eingeschnittene marginale Ravinen, ca. 780 m ü. d. M., die auf den östlichen Bergabhängen südlich des Sees Nedre Grundsjön liegen, die Fortsetzung des Drainierungssystemes nach dem lokalen Eissee unmittelbar im Südwesten markieren. Von hier führen nördlich von den Hofen Medskogen gleichartige, ungefähr in derselben Höhe liegende, trockene Erosionstäler nach dem Tal des Ljusnan hinab.

Wie aus Pl. VII hervorgeht, befindet sich die so rekonstruierte Eisrandlage nur einige zehn km westlich der letzten nachweisbaren Eisscheide. Die dämmende Eisbarriere muss allerdings noch immer zusammenhängend und ungebrochen, aber deutlich stark reduziert gewesen sein. Es ist deshalb zu vermuten, dass der Kalbungsprozess in den Eisseen der tieferen Täler schon damals die Oberhand über die Eiszufuhr gewonnen und auf solche Weise Kalbungsbuchten anstatt der in früheren Stadien sicherlich allgemeinen, lobal konvexen Eiszungen hervorgerufen hatte.

In natürlicher Folge der fortgesetzten, ungefähr gleichmässig fortschreitenden Verdünnung der Eismasse müssen offenbar die Gipfelpartien des relativ hochgelegenen Geländes um die Eisscheide südlich des Ljusnanflusses zuerst eisfrei und die Eisbarriere dadurch durchbrochen worden sein. Dagegen blieb das tief eingeschnittene Tal des Ljusnan sowie das nördlich davon liegende, im allgemeinen niedrigere Gelände um die Täler des Mittån, Särfån und Lunån noch immer von einer wahrscheinlich toten Eismasse eingenommen, die mächtig und resistent genug war, um noch einige Zeit dem Druck der im Westen aufgedämmten Wassermassen zu widerstehen. Da das Niveau des gleichzeitig existierenden Ljusnan-Eissees (zweites Hauptstadium) den niedrigsten Passübergang, 760 m ü. d. M., nach Osten hin in dem auf diese Weise von der Eisdecke freigelegten Gelände nur um höchstens einige zehn m überstieg, so ist es klar, dass der Eissee nicht durch Kalbung u. dgl. nennenswert zu dieser ersten Durchbrechung der Eisscheide hat beitragen können.

Der Eisseespiegel wurde indes hierdurch ca. 10 m gesenkt. Der Abfluss dieses *ersten Entleerungsstadiums des Ljusnan-Eissees* (Pl. VII d) wurde zum ersten Mal nach Osten über die flache Hochebene südöstlich der Südspitze des Vattnansees verlegt, wo weit ausgedehnte Talterrassen, Flussebenen und andere Erosions- und Akkumulationsbildungen in der

Moränen- und Sedimentdecke den Weg der einstigen Wassermassen nach dem Råndantal und Ljusnan hinab angeben. Es ist auch möglich, dass gleichzeitig ein anderer Abflussweg südwärts über die ungefähr ebenso hohe Passchwelle nach den Flüssen Fjätälven (Fjäten) und Dalälven bestand. — Unter den Uferbildungen, die zu diesem ersten Entleerungsstadium des Ljusnan-Eissees gehören, seien erwähnt die Erosionsterrassen am Hof Myskelåsen auf der Ostseite des Vattnansees, 767 m ü. d. M., am südöstlichen Vorsprung des Gebirges Funäsdalsberget und auf dem Hammarfjället, 757 m ü. d. M.

Bald genug dürfte die nicht zum wenigsten infolge der starken Kalbung fortschreitende Reduzierung der Eisbarriere im Tal des Ljusnan zur Folge gehabt haben, dass zunächst marginale Drainierungswege ostwärts längs der Südfront des Eisrandes geöffnet wurden, und dass sodann freier Zutritt zu dem relativ niedrigen Passübergang, ca. 660 m ü. d. M., vom See Hemsjön südwärts nach dem Fluss Lill-Råndan (Pl. VII e) entstand.[1] Der Abflussweg wird hier durch ein in die Moräne und festen Felsen eingeschnittenes, mehrere hundert m breites und einige km langes totes Flussbett markiert, das weiter nach dem Lill-Råndan hinab von intensiven, ausgedehnten Freispülungen und verlassenen Stromschluchten fortgesetzt wird. — Der Eisseespiegel wurde hierdurch so gut wie mit einem Schlage ca. 100 m gesenkt. Zu diesem *zweiten Entleerungsstadium des Ljusnan-Eissees* (Pl. VII e) sind die in der Nähe des Abflusses gut ausgebildeten Erosionsuferlinien zu rechnen, teils auf dem Abhang des Gebirges Vedulvsberget nach dem Ulftensee, 663 m ü. d. M., teils auf der entgegengesetzten Talseite ein Stück östlich desselben Sees.

Die letztgenannten vier Eisseeniveaus scheinen die permanenteren Stadien des Ljusnan-Eissees darzustellen, von denen zwei Hauptstadien und zwei Entleerungsstadien sind. Die in dem Haupttal nicht selten auftretenden, recht zahlreichen niedrigeren Uferlinienniveaus, z. B. um das Dorf Valmåsen beim See Lossen auf 577 und 568 m ü. d. M., auf dem Gebirge Vedulvsberget, 607 m ü. d. M., u. s. w. gehören dagegen der allerletzten Entleerungsphase an, als der Abfluss vermutlich keine bestimmten Passchwellen mehr besass. Er verlief dann entweder marginal längs der südlichen Talseite, wie die starken Abspülungen zwischen Långå und Hede zeigen, oder zuletzt subglazial, sobald der letzte Eisrest genügend aufgelockert war, um die von Westen her drückenden Wassermassen durchzulassen. Die Lage des östlichen Eisrandes zur Zeit dieses letzten subglazialen Durchbruchs scheint vielleicht durch die plötzliche Anhäufung von glaziofluvialem Schotter markiert zu sein, der in Form von Osrücken u. s. w. in und unmittelbar oberhalb der Talsohle von

[1] Die einige km nordnordwestlich des Sees Randsundsjön befindliche tote Ravine, die auf der Übersichtskarte Pl. VI. angegeben ist, scheint möglicherweise einem solchen mehr zufälligen Abfluss anzugehören, der zwischen den auf Pl. VII d und VII e bezeichneten Stadien liegt.

Hedeviken an und nach Hede zu auftritt. Wenn diese Vermutung richtig ist, wurde die Eisbarriere m. a. W. auf eine Breite von 10—20 km reduziert, ehe sie endgültig durchbrochen und zerteilt wurde.

Wir haben nun noch mit einigen Worten das Zeugnis der Uferlinien über die Deformation der Landoberfläche zu berühren. Die Mehrzahl der oben angeführten Höhenmessungen wurde von mir ausgeführt, ehe das neue topographische Kartenmaterial zugänglich war. Die Anzahl genau nivellierter Uferbildungen ist deshalb allzu gering, um sichere quantitative Schlüsse bezüglich der Deformation zu gestatten. Doch kann ein deutliches und durchgehendes Abfallen nach Westen oder Nordwesten konstatiert werden. So erhält man auf der ca. 40 km langen Strecke zwischen Myskeláson am Vattnansee und der Reichsgrenze nordwestlich von Fjällnäs eine Gesamtdeformation von mindestens 15 m, d. h. ein Abfallen von ca. 4 : 10 000.

Dass wirklich eine Deformation in dieser Richtung und von mindestens dieser Grösse vorliegt, wird durch das von HOLMSEN gefundene Abfallen der Uferlinie des Glom-Eissees bestätigt, das ca. 7 : 10 000 nach Westen oder Westnordwest erreicht (**17**). — In den gleich westlich der Reichsgrenze liegenden Seen Aursunden und Stuesjön fand ich approximative Deformationswerte von gleicher Grösse, die sich jedoch hier auf das Auskippen der Wassermassen infolge der ganz westlichen oder nordwestlichen Lage der Abflüsse gründen. Beim Dorf Braeckken am östlichen Ende des Aursundensees findet sich ein weitgestrecktes, horizontales Deltaplateau, das sich unvermittelt ca. 10 m über den gegenwärtigen Seespiegel erhebt und durch seine »Söllen» u. s. w. deutlich zeigt, dass es unter spätglazialen Verhältnissen gebildet wurde. Kein in bezug auf die Grösse hiermit vergleichbares Delta haben die gegenwärtigen Wasserläufe dort aufzubauen vermocht. Das spätglaziale Deltaplateau ist teilweise deutlich an die Abflussmündung des Tänn-Eissees gebunden und von diesem Fluss abgelagert (s. S. 161 f.). Nach Westen wird es hier und da, wenn auch mit abnehmender Höhe, von einer längs des Aursunden laufenden, deutlichen Uferlinie fortgesetzt. Unter der Voraussetzung, dass sich die Abflusschwelle, ca. 20 km weiter westlich, nicht nennenswert gesenkt hat, erhält man also seit der Entleerung des Tänn-Eissees eine Deformation von mindestens 10 : 20 000 oder 5 : 10 000.

Nordwärts am See Stuesjön ist eine entsprechende Uferlinie gut als Deltaterrasse um die Bachmündungen ausgebildet. Ganz im Südosten erreicht sie ca. 3,5 m über dem gegenwärtigen Hochwasser des Sees, 5 km weiter nordwestlich beim Abfluss dagegen ca. 1,5 m, weleher letztere Wert die Senkung der Wasserfläche durch Erodierung der Abflusschwelle zu bezeichnen scheint. Es bleibt also hier ein Deformationsbetrag von ca. 2 m auf 5 km oder 4 : 10 000 übrig.

Die in der Literatur vorkommenden älteren Angaben über Eisseesedimente und Uferlinien östlich der hier auf Pl. VI. angegebenen letzten Eisscheide beziehen sich — in den Fällen, wo sie sich als wirkliche Seebildungen erwiesen haben, s. S. 161 — auf solche im allgemeinen kleinere Täler, die infolge ihrer der Eisbewegung mehr oder weniger entgegengesetzten Fallrichtung eisgedämmt waren. In erster Linie gilt dies für die nach Norden und Nordwesten orientierten Wasserläufe. Die Ausbreitung dieser zweifellosen, wenn auch lokalen Eisseebildungen, die durch ihre relativ günstigeren Besiedlungsbedingungen vielfach den Anbau beeinflusst haben, ergibt sich in der Hauptsache aus HÖGBOM's neulich erschienener Arbeit (**20 b**, Karte), weshalb hier nur einige ergänzende Angaben hinzugefügt werden sollen.

Marken einer solchen Eisdämmung, die erwähnt zu werden verdienen, wurden von mir in noch einer Anzahl anderer Gebiete beobachtet, nämlich um den Bach Linån südwestlich vom Kirchdorf Linsell, wo sie das gleiche Niveau wie der Passpunkt südwärts nach den Flüssen Draggån und Lofsån erreichen; um das Flüsschen Dyckesån und um den Hof Brännskogen mit Abfluss südwärts am Dorf Glöte vorbei; um den See Oxsjön und um den Bach Oxsjöån in dem Klövsjögebirge mit Abfluss südwärts nach dem Fluss Röjån, sowie um den obersten sanft abfallenden Lauf des Flusses Fudan, wobei die wahrscheinlich marginale Drainierung nach Nordosten gerichtet war (s. S. 150 f.).

In mehreren Fällen wurden indes spät- und postglaziale gebänderte und geschichtete Sedimente von Mo, Mjäla und Ton in bedeutender Mächtigkeit in den vor dem Eisrande befindlichen normalen Seebecken abgelagert, kamen aber später infolge der selbstregulierenden Tätigkeit der Wasserläufe und durch Erosion in den dämmenden mächtigen glazialen Ablagerungen (s. S. 141) aufs Trockne. Keineswegs selten sind solche Einschnitte von 10—20 m Tiefe. Hierher sind z. B. die seit alters beobachteten ca. 8—10 m hohen Uferabstürze (»Nipor») von Mo und Sand u. s. w. beim Kirchdorf Hede zu rechnen, denen weiter flussabwärts noch tiefere Einschnitte in die Moränen- und Schottermassen der Talsohle entsprechen. Im obersten Teil dieser mächtigen Sedimentserie bei Hede, aber auf ein erst vor einigen Jahrzehnten trockengelegtes kleineres Seebecken lokalisiert, kommt ein gebänderter, sandiger Ton vor, welcher postglaziale Pflanzenfossilien führt.

Um das von dem Ljunganfluss gebildete, ca. 30 km lange Seensystem Hålen—Nästelsjön—Rätansjön, 354—350 m ü. d. M., besitzen solche gebänderte Mo-, Mjäla- und Tonsedimente spätglazialen Ursprungs eine bedeutende Ausbreitung und erreichen dort nahezu 360 m ü. d. M. Zu diesem Niveau hinab senken sich andererseits die Stromrinnen und Flussebenen der superaquatischen Grus- und Schotterfelder. Auch in diesem Falle zeigt sich der Anbau an die Sedimentation gebunden. Diese lässt sich natürlich nicht lediglich durch den lokalen Eissee erklären, der auf die Südspitze des Rätansees mit Abfluss über den ca. 360 m ü. d. M.

erreichenden Pass südwärts nach dem See Vitalmen und dem Fluss Hoan begrenzt war. Die erwähnte grosse Ausbreitung der Sedimente und Uferlinien steht dagegen zweifellos in Zusammenhang mit der starken Erosion, welche nachweisbar die Moränenschwelle des Ljungan an der Austrittsstelle aus dem Rätansee betroffen hat.

II. Das Eisscheidengebiet von Jämtland und Südlappland. (Pl. VI.)

Einleitung.

In demselben Aufsatz, in dem ich i. J. 1914 nachwies, dass die bis dahin als einheitlich aufgefasste jämtländische Eisscheide in Wirklichkeit eine komplexe Bildung ist, die sich aus zwei voneinander unabhängigen Eisscheidenpartien, der ostjämtländischen und der nordjämtländischen Eisscheide, zusammensetzt, konnte ich auch feststellen, dass die Eisausströmung von dieser nordjämtländischen Eisscheide — der sogenannte nordjämtländische Eisstrom — eine relativ späte, zeitlich nahe mit der postglazialen Abschmelzungsperiode zusammenfallende Erscheinung ist (**11**). Es ergab sich weiter, dass die ostjämtländische Eisscheide sich ursprünglich nach Nordnordost fortsetzte, obgleich sich diese Fortsetzung mit dem damals zur Verfügung stehenden Beobachtungsmaterial nach Lage und Ausdehnung nicht näher bestimmen liess. Diese Schlüsse gründeten sich hauptsächlich auf die glazialgeologischen Verhältnisse in dem von mir kurz vor dem genannten Zeitpunkt untersuchten Hotagsgebiet (**9**), neben denen bezüglich der mir damals persönlich unbekannten Gegenden unmittelbar nördlich und östlich davon eine Reihe älterer, früher veröffentlichter Beobachtungen mit gewissem Vorbehalt als Unterlage dienen mussten.

Schon damals war es mir klar, wie wünschenswert es sei, diese für den spät- und postglazialen Entwicklungsverlauf wichtige Anregung zu verfolgen. Dies galt besonders für die Lage der ostjämtländischen Eisscheide und ihre Ausdehnung nach Norden sowie auch für die Frage, ob die nordjämtländische Eisscheide ein mehr lokales, unregelmässiges Radiationszentrum oder eine wirkliche Eisscheidenlinie ist und in welchem Verhältnis sie zu der südlappländischen steht. Wie aus nachstehendem Bericht hervorgeht, kam jedoch dieser Plan während der folgenden Jahre nicht in vollem Umfang zur Ausführung, vor allem aus dem Grunde, weil die glazialgeologischen Rekognoszierungsarbeiten mit gleichzeitigen Gesteinsuntersuchungen in der relativ begrenzten Quarzit-Sparagmitzone längs des Ostrandes der Gebirgskette kombiniert werden und sich in erster Linie ihnen anpassen mussten.

Auf der beigefügten Übersichtskarte Pl. VI. habe ich, um die nötige Übersichtlichkeit zu wahren, davon abgesehen, in den genannten Gebieten

das ältere, früher veröffentlichte Schrammenmaterial einzutragen, bezüglich dessen auf meinen früheren Aufsatz (**11**) sowie ältere Publikationen verwiesen sei. Im Gegensatz zum südwestlichen Teil der Übersichtskarte, dem Härjedalgebiet, findet sich also nördlich desselben ausschliesslich das nach 1914 von mir gesammelte, neu hinzugetretene Schrammenmaterial.[1] Dagegen erschien es mir wünschenswerter, hier in vollem Umfang sämtliche bisher bekannte Endmoränenlandschaften, glaziofluviale, rückenförmige Osen und glaziofluviale Erosionserscheinungen einzutragen, um mit anderen Worten ein Gesamtbild ihrer Ausbreitung zu erhalten.

Über das Gebiet der zentraljämtländischen Eisseen wie auch bezüglich des Hotagsgebietes ist während der letzten Jahre kein wesentlich neues Material von solcher Art hinzugekommen, dass es in nennenswertem Grade das Bild ergänzen oder modifizieren könnte, das bereits früher von der glazialen Geologie dieser Gegenden gegeben worden ist. Ausnahmen hiervon bilden nur die neuen Daten, die der unten gegebenen Darstellung über die Durchbrechung und schliessliche Auflösung der zentraljämtländischen Eisscheide zugrunde liegen. Unter Hinweis auf die älteren Veröffentlichungen (**7**, **8**, **9**, **10**, **11**, **13**, **18**, **19**, **22**) ist deshalb der westliche Teil des zentraljämtländischen Gebietes auf der Übersichtskarte Pl. VI. nicht berücksichtigt worden.

Die nachstehende Darstellung beabsichtigt also in erster Linie, eine Ergänzung meiner früheren Publikationen über vorliegende Fragen zu sein (**8**, **11**).

Die Konstruktion der ostjämtländisch-ostlappländischen und nordjämtländisch-westlappländischen Eisscheidenlage.

Wie bezüglich der oben behandelten härjedalschen Eisscheide veranschaulichen die auf der Übersichtskarte Pl. VI. gezogenen Eisscheidenlinien *die letzten Eisscheidenlagen* in den betreffenden Gebieten und sind nur als ungefähre Mittellagen innerhalb einer sicher mehrere Kilometer breiten Oszillationszone zu betrachten. In Wirklichkeit dürften diese Eisscheidenlagen natürlich weniger gradlinig und regelmässig gewesen sein, als die Karte angibt, besonders während der letzten Phase der Abschmelzung, als die Eisdecke infolge ihrer Verdünnung in ihrer Bewegung stark von den topographischen Einzelheiten beeinflusst wurde. Als weniger bedeutend für vorliegende Fragen können indes solche kleinere Unregelmässigkeiten hier ganz und gar vernachlässigt werden. Beispiele für solche sind unter anderem die von CARLZON nachgewiesenen Richtungs-

[1] Bei gewissen im Detail rekognoszierten Gegenden konnten mit Rücksicht auf den Raum leider nicht einmal mit dieser Einschränkung sämtliche Beobachtungen eingetragen werden.

veränderungen in Zentraljämtland (**2**). Die oben erwähnte Auffassung der Eisscheide als einer Oszillationszone dürfte in der Hauptsache auch die Erklärung für den Reichtum an anscheinend regellos liegenden Stoss- und Leeseiten mit begleitenden Schrammen an der nordjämtländisch-westlappländischen Eisscheidenlinie geben. Solche Erscheinungen scheinen tatsächlich als für die meisten Eisscheidenlinien normal zu betrachten zu sein und kehren auch um die ostjämtländische in der Nähe des Flusses Indalsälven wieder.

Die ostjämtländisch-ostlappländische Eisscheidenlage.

Der südlich des Indalsälven liegende Teil dieser Eisscheidenlinie oder, wie er zweckmässig genannt werden kann, die *zentraljämtländische Eisscheide*, ist früher von anderen Forschern eingehend studiert worden (**18**, **20**, **2**) und soll deshalb hier nur mit einigen wenigen Worten erwähnt werden. Ihre Fixierung gründet sich wie gewöhnlich in der Hauptsache auf Schrammen und Rundhöcker. Endmoränenlandschaften sind dagegen selten oder unbekannt in den umgebenden Gegenden. Ebenso besitzen die glaziofluvialen Ablagerungen unbedeutende Ausbreitung, und der prinzipielle Unterschied in ihren Ablagerungsformen, von denen man auch hier erwarten sollte, dass sie das Gelände östlich und westlich der Eisscheide kennzeichnen (s. S. 141), tritt wenig im Landschaftscharakter hervor. Mit dieser Sparsamkeit an glaziofluvialen Ablagerungen ist eine schwache Ausbildung der lateralen, marginalen und extramarginalen Erosionserscheinungen verbunden. Wegen dieser und anderer damit zusammenwirkender Faktoren wird von dieser Eisscheidenlage weit weniger als z. B. von der in Härjedalen die Grenze zwischen zwei naturhistorisch und kulturgeographisch abweichenden Regionen hervorgehoben.

Da während eines späteren Zeitabschnittes die ostjämtländisch-ostlappländische Eisscheidenzone *nördlich des Indalsälven* von dem postglazialen nordjämtländischen Eisstrom überschritten wurde[1], sind die Spuren dieser Eisscheidenlage dort mehr oder weniger zerstört, besonders was die eigentlichen Eisrandbildungen betrifft. Tatsächlich gehören sämtliche in dem Untersuchungsgebiet bekannten und auf der Karte eingetragenen Endmoränenkomplexe, glaziofluviale Osrücken und Erosionserscheinungen dem postglazialen Eisstrom an. Die Möglichkeiten, dieselbe näher zu bestimmen, sind damit bedeutend reduziert, und zwar um so mehr, je weiter man nach Norden kommt.

In meinem früheren Aufsatz (**11**) habe ich nachgewiesen, wie sich die von Ostsüdost, Osten und Nordosten kommenden Schrammen (das

[1] Der auf diese Weise von dem nordjämtländischen Eisstrom überschrittene und ausser Tätigkeit gesetzte nördliche Teil der Eisscheide hat auf der Übersichtskarte Pl. VI. eine besondere Bezeichnung erhalten.

»älteste» und »jüngere» Schrammensystem) zu einer solchen ostjämtländischen Eisscheide zurückverfolgen lassen. Ich hob auch hervor, wie diese älteren Schliffspuren, wo die Härte des Gesteins es nicht verhindert hatte, durch ihren ganzen morphologischen Charakter — vor allem ihre im allgemeinen bedeutend kräftigere Ausbildung — und durch ihre Kontaktverhältnisse deutlich von entsprechenden, dem nordjämtländischen Eisscheidengebiet angehörenden Marken unterschieden werden können. Zu diesem Zeitpunkt war dieses ältere ostjämtländische Schrammensystem nach Osten bis an die Südspitze des Sees Flåsjön und nach Norden bis in die Nähe des Sees Sjougden sporadisch bekannt. Wie aus der Übersichtskarte Pl. VI. hervorgeht, kann das Ausbreitungsgebiet nun bis an das Tal Malgomaj-Kultsjön im Norden und bis zur Hotingsgegend im Osten ausgedehnt werden.

In dem Hotagsgebiet und östlich davon nach Strömsund und dem See Flåsjön sind diese älteren Schliffspuren oft ungemein in die Augen fallend, werden aber nach Norden hin schwächer und verschwinden allmählich. So habe ich sie trotz eifrigen Suchens im Urgebirgsgelände um Vilhelmina nicht wiedergefunden, wo allerdings die ausgeprägt bankförmige Absonderung und Zerklüftung des Felsengrundes weniger geeignet für ihre Erhaltung während der späteren Eisbewegung von Nordwesten gewesen zu sein scheint. Im allgemeinen kommen diese älteren Schliffspuren gern scharen oder fleckenweise auf solchen Felsenseiten und Bergabhängen vor, die in Lee vor der ebengenannten letzten Eisbewegung von Nordwesten liegen. Nicht selten sind sie besonders in mehr oder weniger ost westlichen Tälern angesammelt, die ihnen durch ihre Längsrichtung eine geschützte topographische Lage boten. Beispiele hierfür sind das Tal des Hotagensees und das ziemlich tief und steil eingeschnittene Tal zwischen der Nordspitze des Malgomajsees und dem Bielitesee.

Diese bisher nachgewiesenen älteren Schrammen und Stosseiten grenzen also die Eisscheide nach Westen und Nordwesten ab und bezeichnen die Maximallage nach dieser Richtung. Der bedauerliche Mangel an Beobachtungen in der Zone nordöstlich des Sees Flåsjön könnte hier jedoch die Möglichkeit zu bieten scheinen, die Eisscheide westlicher zu ziehen, z. B. über die mittleren oder oberen Teile der Seen Tåsjön, Ormsjön und Malgomaj. Diese Möglichkeit erscheint jedoch zufolge des unten erwähnten Geschiebetransports von dem ostwärts liegenden Grundgebirge ausgeschlossen. -- Für die Abgrenzung nach Osten und Südosten fehlt es leider gegenwärtig an Schrammenmaterial. Offenbar müssen auch im Gelände östlich dieser ostjämtländisch-ostlappländischen Eisscheidenlage grössere Schwierigkeiten entstehen, dazugehörige ältere Schliffspuren sicher von den ungefähr gleichgerichteten Marken zu unterscheiden, die von der jüngeren nordjämtländisch-westlappländischen Eisscheidenlage im Nordwesten herrühren.

Das Zeugnis der Schliffspuren über die Lage des fraglichen nördlichen Teils der Eisscheidenlinie wird in nicht geringem Grade durch den dem gleichen Zeitraum angehörenden glazialen Geschiebetransport ergänzt. Während nämlich die nordjämtländisch-westlappländische Eisscheide ungefähr mit der östlichen Grenze der Hochgebirgsschiefer zusammenfällt, sind Geschiebe von sämtlichen östlich davon anstehenden Formationen westwärts quer über die eben genannte Eisscheidenzone und weit nach Norwegen hinein verbreitet. Weniger in die Augen fallend sind hierbei die lockeren, leicht zerbröckelten normalsilurischen Gesteine wie Schiefer, Kalkstein und dunkler bis schwarzer Sandstein; aber um so mehr gilt dies für die äusserst resistenten Sparagmite und Quarzite, von denen besonders die ersteren in bemerkenswerter Menge westwärts über die Hochgebirgsschiefergelände nach Lierna in Norwegen verbreitet sind. Ebenso verhält es sich mit den petrographisch teilweise charakteristischen Graniten, Syeniten, Porphyren und Gneisen in der Grundgebirgsantiklinale Hotagen—Ströms Vattudal—Risbäck—Bångnäs, welche nun als Findlinge zusammen mit den östlichen Gesteinen in grosser Anzahl westwärts bis auf die höchsten Berggipfel hinauf, z. B. das Gebirge Munsfjället (1187 m), vorkommen.

Von besonderem Gewicht ist, dass auch Gesteine von dem Grundgebirge im Osten allgemein in dieser Geschiebeassoziation enthalten sind. In der breiten Zone zwischen der Reichsgrenze im Westen und dem Grundgebirge im Osten konnte ich diese Augengranite sowie daran angeschlossene syenitische und andere granitkörnige Gesteine durch Nordjämtland hinauf und nach Lappland hinein bis an das Tal Malgomaj—Kultsjön als Findlinge verfolgen.[1] Eine gewisse Unsicherheit über die Herkunft dieser Geschiebe kann indes bisweilen in der Gegend um Ströms Vattudal herrschen, wo porphyrgranitische und porphyrsyenitische Gesteinstypen gleich denen im Grundgebirge im Osten und makroskopisch teilweise frei von Druckwirkungen an einigen Stellen im östlichen Teil der dortigen Grundgebirgsantiklinale anstehen. Diese eventuelle Fehlerquelle ist dagegen weiter nördlich ausgeschlossen, wo die Gesteine der Antiklinale im allgemeinen stark kataklastisch sind und sich deshalb als Geschiebe in der Regel leicht identifizieren lassen.

Eine bemerkenswerte und für die Deutung instruktive Tatsache ist, dass diese östlichen Grundgebirgsgeschiebe wie diese Geschiebeassoziation im übrigen — im Unterschied von der unten berührten jüngsten Blockverbreitung von Nordwesten — nicht die gewöhnliche, starke und kontinuierliche Vermehrung ihrer Anzahl nach dem im Osten liegenden Kluftort zu aufweisen, sowie ferner, dass sie in der Regel in auffallend abge-

[1] Von den noch weiter nördlich gelegenen Gegenden erwähnen GAVELIN und WIMAN einen gleichartigen Transport von östlichen Grundgebirgsgesteinen (**16**, S. 8), ebenso erwähnt LIDÉN denselben von dem Silurgebiet zwischen den Seen Tåsjön und Ormsjön (**23**, S. 26). — In grossem Umfang sind diese Blöcke zur Anlegung von Hausfundamenten, Brückenbauten u. s. w. benutzt worden.

rundeter und abgetragener Form und mit relativ unbedeutender Grösse auftreten. Sobald die westliche Formationsgrenze überschritten ist, ändert sich dies mit einem Schlage, und es tritt statt dessen der gewöhnliche Typus von massenweis angehäuften, eckigen, oft ansehnlichen Moränenblöcken auf. Die Erklärung muss in der wiederholten Verlegung und Herumstreuung zu suchen sein, welche die jüngere, von der Eisscheide im Nordwesten ausgehende Eisbewegung mit diesen älteren Moränenablagerungen und ihrem Geschiebematerial vorgenommen hat, das sich nun, von Nordwesten zurücktransportiert, zum grossen Teil in sekundären Lagen befindet. In Übereinstimmung hiermit trifft man stellenweise zwischen den beiden Eisscheiden mehr normal zusammengesetzte, weniger umgerührte, östliche Moränen in gegen Westen und Nordwesten geschützten Lagen. Findlinge von Augengranit, zweifellos von dem Grundgebirge im Osten stammend, sind beispielsweise weit allgemeiner in dem in der fraglichen Beziehung gut geschützten Tal zwischen den Seen Malgomaj und Bielite als auf dem offenen Silurgelände im Südosten. Gleichartige Verhältnisse sind auch weiter nach Süden beobachtet worden

Für die Abgrenzung der ostjämtländisch-ostlappländischen Eisscheide nach Osten und Südosten ist von Bedeutung, dass trotz besonders hierauf gerichteter Aufmerksamkeit der charakteristische Hotinggabro bisher in Form von Findlingen nicht westlich seines Kluftortes angetroffen ist, ein Umstand der natürlich fortgesetzte Aufmerksamkeit beansprucht.

Auf Grund der angeführten Daten über Schliffspuren und Geschiebetransport ist dem nördlichen Teil der jetzt besprochenen Eisscheide auf der Übersichtskarte Pl. VI. ein etwas östlicherer Verlauf gegeben als in meinem früheren Aufsatz (**11**). Sie geht jetzt weiter östlich am See Flåsjön und von da an der Westseite des Hotinggabromassivs entlang bis zu dem Kirchdorf Vilhelmina. Es ist indes offenbar, dass noch immer, besonders der in Lappland liegende Teil dieser Eisscheidenlage mit einer gewissen Unsicherheit verbunden ist. Die Schwierigkeit liegt nicht zum mindesten darin zu entscheiden, in welchem Umfang eine synchrone oder wenigstens annähernd synchrone Eisscheidenlage als vorhanden angenommen werden kann.

Die nordjämtländisch-westlappländische (postglaziale) Eisscheidenlage.

In meinem oben erwähnten Aufsatz (**11**) habe ich die hauptsächlichen Gründe vorgebracht, aus denen man annehmen muss, dass die nordjämtländisch-westlappländische Eisscheide und die mit ihr zusammenhängenden Erscheinungen entschieden jünger als die ostjämtländisch-ostlappländische und ihrem Alter nach früh postglazial sind. In der Zone zwischen den beiden Eisscheiden spiegelt sich ihr Verhältnis zueinander in den sowohl in bezug auf die Richtung als die morphologische Aus-

bildung nachweisbaren Übergängen zwischen den älteren, kräftig ausgeformten Schliffspuren von Osten und Nordosten und den jüngeren schwächeren von Nordwesten wieder. Die Felsenunterlage hat m. a. W. eine sukzessive Abschleifung von Osten—Nordosten—Norden—Nordwesten erfahren, wodurch Stosseiten nach sämtlichen dazwischen liegenden Himmelsrichtungen, dagegen typische Leeseiten nur nach Süden und Südwesten entstanden.[1] Auf der Übersichtskarte sind mehrere solche neue Vorkommnisse eingetragen worden, wo deutlich vermittelnde Übergänge zwischen dem älteren und jüngeren Schrammensystem wie auch zwischen den dazugehörigen Stosseiten auf ein und derselben oder naheliegenden Felsen beobachtet sind.[2] Es zeigte sich, dass ihr gegenseitiges Altersverhältnis mit Hilfe von Kontaktverhältnissen u. dgl. in den meisten Fällen direkt bestimmt werden kann.

Aus denselben Gründen zeigen sich die um die Eisscheide zwischen den Seen Fågelsjön und Sjougden befindlichen Schrammen desto jünger, je mehr sie nach Westsüdwest und Südwesten abbiegen, was gradweise und gleichzeitig mit zunehmender Feinheit geschieht. Hierher gehörige Leeseiten sind ihrerseits später durch eine jüngste, nach Südosten gerichtete Eisbewegung fazettenartig abgeschliffen und fein geritzt worden. Diese scheint wahrscheinlich eine allerletzte lokale Oszillation der Eisscheide nach Westen zu bezeichnen, unmittelbar ehe alle Eisbewegung definitiv aufhörte.

Ausserhalb der zwischen den beiden Eisscheiden liegenden Zone begegnet man natürlich weniger günstigen Bedingungen für eine sichere Alterseinteilung der Schliffspuren, da hier die Eisbewegung von den beiden Eisscheiden her in der Hauptsache dieselbe Richtung gehabt haben dürfte. Auch die morphologische Ausbildung der Schrammen kann mehr direkte und deshalb zuverlässigere Methoden natürlich nicht ersetzen. Abgesehen von mehreren auf der Übersichtskarte nicht eingetragenen, zweifelhafteren Fällen, habe ich in den fraglichen Gebieten keine ganz unzweideutigen Schliffspuren der älteren Eisbewegung gefunden.

Die Schwierigkeiten und Gefahren, die einer Alterseinteilung der Schrammen anhaften können, die sich ausschliesslich auf ihre morphologische Ausbildung gründet, habe ich bereits in früheren Aufsätzen hervorgehoben. So ist z. B. der morphologische Unterschied in der Regel nahezu unmerklich auf härteren Gesteinen, z. B. Quarziten. Eine andere bei der Konstruktion der beiden Eisscheiden beachtenswerte Erscheinung ist, dass das jüngere, von Nordwesten kommende Schrammensystem in gewissen Fällen auf die nach Osten und Nordosten gewandten Stosseiten des älteren Systems eingeritzt worden ist (s. S. 134). Wo also solche

[1] Der Grad der Abschleifung der Felsen mit komplexen Stosseiten ergibt sich aus dem Grössenverhältnis zwischen den auf der Übersichtskarte verwandten Kreissektoren.

[2] In der neuen Auflage der geologischen Beschreibung von Jämtlands Län sind gewisse Teile meines hier angeführten Schrammenmaterials bereits verwertet worden (**20 b,** S. 92).

Stosseiten Schrammen vom morphologischen Typ des jüngeren Systems und mit der für die Gegend herrschenden Richtung tragen, gilt es offenbar, mit grosser Vorsicht zuwege zu gehen und im schlimmsten Falle zweifelhafte Vorkommen auszuscheiden.

Die Anzahl der auf der Übersichtskarte Pl. VI. eingetragenen Beobachtungen über Schrammen und Stosseiten ist aus diesen Gründen, besonders westlich der postglazialen Eisscheide, kleiner ausgefallen, als ich ursprünglich gehofft hatte. In bezug auf die Südspitze derselben Eisscheide liegen schon früher eine grosse Anzahl hier nicht eingetragener Beobachtungen vor, auf welche verwiesen sei (**9**).

Die Erklärung dafür, dass die Glazialerosion Schliffspuren von so verschiedenem Alter hinterlassen konnte, scheint darin zu suchen zu sein, dass die Bewegung der Eismasse sich nicht immer durch das ganze mächtige Grundmoränenbett hinab fortsetzte. Dies hat dann mit seinem unteren unbeweglichen Teil die bereits abgeschliffenen, weniger hoch aufragenden Felsen geschützt. Nur periodisch ist dieser Teil der Moräne ins Gleiten gekommen, und dann mit verschiedenen Bewegungsrichtungen.

Aus dieser Auffassung folgt auch, dass die Schliffspuren des postglazialen nordjämtländischen Eisstromes immer sporadischer und schwächer nach der Peripherie zu werden müssen, nach der hin die Eismächtigkeit, die Bewegungsgeschwindigkeit und damit das Gleiten in dem Grundmoränenbett sukzessiv abgenommen haben. Während solche Schliffspuren noch bei dem Kirchdorf Hammerdal allgemein und kräftig sind, hat sich weiter nach Süden um den Indalsälven, z. B. an Storhögen und bei Lit, diese letzte glaziale Erosion nur ausnahms- und stellenweise unter die Moränendecke fortgesetzt. Sie hat dabei nur eine äusserst leicht aufgedrückte Feinkritzung mit schwacher Fazettierung der nach Norden am meisten exponierten Felsen erzeugen können. Ohne ein genaues Detailstudium verschwinden diese schwachen Schliffspuren vollkommen in der ganz dominierenden kräftigen Abschleifung von Osten.

Dass ein Eisstrom an der Peripherie seiner Ausbreitung wenig oder keine Schliffspuren hinterlassen hat, ist also nur zu erwarten; man befindet sich hier innerhalb seines eigentlichen Akkumulationsgebietes, wo er sich hauptsächlich durch den Geschiebetransport verraten muss.

Die *glaziale Geschiebeverbreitung, welche der postglazialen Eisscheidenlage* angehört, ist, als zweifellos am jüngsten, am leichtesten zu erkennen. Deutlich treten hier solche normale Eigenschaften wie schnelle Zunahme der Frequenz, Grösse und Eckigkeit nach dem Kluftort zu, hervor.[1] Natürlich sind diese jüngsten Transportrichtungen besonders augenscheinlich östlich der dazugehörigen Eisscheide, wo ausserdem der Felsengrund eine wechselndere Zusammensetzung besitzt. Die Geschiebe-

[1] Für die ältere Geschiebeverbreitung von Osten sei in dieser Beziehung auf Seite 171 verwiesen.

verbreitung und damit die Eisbewegung sind hier nach Südosten und Süden schräg über die ältere ostjämtländisch-ostlappländische Eisscheidenlage gegangen. Die roten und dunklen sparagmitischen Gesteine mit ihren Konglomeraten, der sog. Strömsquarzit mit seinem leicht erkennbaren Quarzkonglomerat nebst mehr normalsilurischen Gesteinstypen, die kataklastisch gepressten Granite und Porphyre von der oben genannten Grundgebirgsantiklinale im Westen, sie alle lassen sich mit gradweise abnehmender Frequenz kontinuierlich nach Süden und Südosten als eine überaus charakteristische Geschiebeassoziation über das Grundgebirgsgebiet hin verfolgen, wo sie anfänglich sogar in dem Moränenschutt allgemeiner sind als Blöcke von der Unterlage. Ebenso sind die Verbreitungssektoren des postarchaischen Strömsundgebietes und der eigentümlichen Syenite um Hammerdal (**15**) deutlich nach Südosten und Südsüdost gerichtet. Die Westgrenze für die Verbreitungsgebiete der Geschiebe ist oft auffallend scharf markiert; für den roten Sparagmit geht sie z. B. von dem Ostende des Hotagensees über Föllinge südwärts nach Aspås hinab.

Die Aussengrenze für diese Geschiebeverbreitung und für den postglazialen Eisstrom ist in dem grösseren Teile des besprochenen Gebiets noch nicht endgültig festgestellt. Die Schwierigkeit liegt wesentlich darin, diese letzte Geschiebeverbreitung von dem wahrscheinlich ungefähr gleichgerichteten und gleichartigen, aber viel älteren Transport abzutrennen, der von der frühesten Eisscheidenlage im Westen über den Gebirgen stattfand (s. S. 184). Nach Süden lässt sich jedenfalls dieses jüngste Moränenmaterial kontinuierlich am Dorf Storhögen vorbei und bis an das Tal des Indalsälven sowie — wenigstens bezüglich der Gegend um Lit — sogar ein kurzes Stück auf dessen Südseite hinauf verfolgen. (Siehe die Eisrandlage Pl. VII c und S. 201). Die Verbreitung des Moränenmaterials nach dieser Richtung dürfte bis zu gewissem Grade dadurch bestimmt worden sein, dass der nordjämtländische Eisstrom hier von den östlich des Storsjön und um die zentraljämtländische Eisscheide noch vorhandenen Eisresten aufgestaut und gehindert wurde. Nach Südosten wiederum, wo die Abtrennung jedoch ungewisser ist, wurde es von mir am Dorf Mårdsjö vorbei durch das Tal des Ammerån hinab bis an den Indalsälven verfolgt, wo CARLZON bei Döviken eine möglicherweise hierhergehörende Silurmoräne angetroffen hat (**3**, S. 314).

Zwischen den Dörfern Hammerdal und Storhögen zeigt die Moränenzusammensetzung längs der Formationsgrenze zwischen dem Silur und dem Grundgebirge mit aller Deutlichkeit, dass die letzte Eisbewegung hier nach Süden und Südosten über das Grundgebirgsgebiet hin gegangen ist. Westlich dieser Grenze auf dem Silurgelände sind die Grundgebirgsgeschiebe in der Regel bei weitem nicht so gewöhnlich, wie eine von Osten und Nordosten kommende letzte Eisbewegung voraussetzen sollte. Die Ausnahmen hiervon, die nichtsdestoweniger lokal vorzukommen scheinen, dürften nur scheinbar und durch Unregelmässigkeiten im Verlauf der Formationsgrenze bedingt sein, u. a. durch kleinere, durch die Denudation

entstandene Löcher in der Silurdecke, welche jedoch wegen der Erdbedeckung der Gegend schwer direkt nachzuweisen sind. Nach dem Indalsälven hinab wird indes das nordwestliche Element in der Oberflächenmoräne immer stärker reduziert und das östliche oder nordöstliche in gleichem Masse so verstärkt, dass es sich hier offenbar nur um eine ganz kurzdauernde, oberflächlich aufgedrückte, letzte Eisbewegung von Norden und Nordnordwest handeln kann, ein Schluss, der auch durch das Zeugnis der Schliffspuren bestätigt worden ist (s. S. 174).

Die zu der postglazialen Eisscheidenlage gehörenden *Endmoränenlandschaften*, auf der Übersichtskarte Pl. VI. schematisch eingetragen, haben ebenso wie in dem härjedalschen Gebiet eine bedeutende Ausbreitung. Sie bilden hauptsächlich eine neben der Eisscheide und parallel mit ihr laufende Zone, die sich vom Gysensee im Süden nach der nördlichen Kartengrenze beim See Vojmsjön hinauferstreckt, von wo sie sich zufolge früherer Beobachtungen mit ungefähr gleicher Richtung und Lage eine gute Strecke weiter nach Norden fortzusetzen scheint (**16**, S. 11). Diese Endmoränenzone ist wie gewöhnlich aus einer Anzahl grösserer und kleinerer, teilweise voneinander isolierter Moränenkomplexe zusammengesetzt, die hauptsächlich an das relativ ebene Silurgelände gebunden sind. Sie strecken sich indes auch an den Niederungen und Tälern des gebrochenen Quarzit-Sparagmitgeländes unmittelbar im Nordwesten hinauf. Es dürften hier dieselbe Deutung und die gleichen Schlüsse betreffend den Zeitpunkt für den Übergang des um die Eisscheide liegenden Eisrestes in Toteis in Betracht kommen wie im Härjedalgebiet (s. o. S. 136). Infolge kleinerer Dimensionen und schwächeren Seitenfallens der einzelnen Moränenwälle treten jedoch diese Komplexe bisweilen recht unbedeutend in der Topographie hervor und gehen nicht selten ohne scharfe Grenze in Moränenhügellandschaften über, die aus unregelmässig orientierten Rücken, Hügeln und Senken zusammengesetzt sind. Moränenakkumulationen der letzteren Art erreichen besonders in den Silurgegenden eine bedeutende Ausbreitung, sind aber, wo sie sich nicht mit typischen Endmoränen zusammengeschlossen haben, nicht auf der Übersichtskarte angegeben.

Der Abstand zwischen den eventuell als Jahresmoränen abgesetzten typischen Endmoränen zeigt sich wie gewöhnlich recht wechselnd, und zwar auch auf horizontalem Gelände. Nordwestlich des Dorfes Gärdnäs bei Ströms Vattudal erhielt ich als Resultat einer bedeutenden Anzahl Messungen den Wert 75—100 m, sowie zwischen den Dörfern Högarna und Korsmybränna südlich von Hammerdal 100—150 m. Diese Werte scheinen jedoch am ehesten als Minimum anzusehen zu sein, während der früher von mir vom Gysensee angegebene, ca. 250 m (**9**, S. 69), repräsentativer sein dürfte.

Bemerkenswert ist die Nähe einiger solcher Endmoränenkomplexe unmittelbar an der postglazialen Eisscheide, die offenbar angeben, dass

letztere schliesslich in lokale Eiszentren aufgeteilt wurde, die in gewissen Fällen noch bis zuletzt ihre Bewegungsfähigkeit beibehielten und etwas westlich der letzten zusammenhängenden Eisscheidenlinie lagen.[1] — Interessant ist andererseits das Vorkommen von solchen unzweideutig dem postglazialen Eisscheidengebiet angehörenden Endmoränenkomplexen so weit nach Süden wie um die Dörfer Storhögen und Mårdsjö, insofern dies weiterhin den auf Schrammen und Geschiebetransport gegründeten Schluss bestätigt, dass sich dieser Eisstrom bis an den Indalsälven hinab ausbreitete.

Der im Härjedalgebiet bezüglich der *glaziofluvialen Ablagerungsformen* so stark hervortretende Grundunterschied zwischen der westlichen, subaquatischen Eisseeregion und dem superaquatischen Gelände im Osten tritt in dem jetzt behandelten Gebiet weit weniger in Erscheinung. Westlich der Eisscheide ist nämlich glaziofluvialer Schotter überhaupt selten. Östlich davon ist er viel gewöhnlicher. Die Talsohlen werden hier nicht selten von weitgestreckten Kiefernheiden und Schotterfeldern mit Stromrinnen, Terrassen und »Söllen» eingenommen, die deutlich von superaquatischen Abschmelzungsverhältnissen zeugen. In nennenswertem Grade vermögen jedoch diese glaziofluvialen Schotterfelder dem Landschaftsbilde nicht ihren Stempel aufzudrücken. Ihrem allgemeinen Charakter nach sowie im Verhältnis zu angrenzenden und darunter liegenden Moränenbildungen wie auch in Hinsicht auf die Schwierigkeit, sie sicher von analogen fluviatilen Ablagerungen u. s. w. abzugrenzen, schliessen sie sich in allen Stücken an die härjedalschen an. So findet man oft, dass der Moränenschutt sowohl morphologisch als petrographisch ohne scharfe Grenze in glaziofluvialen Schotter übergeht. Bemerkenswert genug werden die wahrscheinlich ausgedehntesten hierhergehörenden Schotterfelder im Tal des Hårkanflusses nach Lit hinab angetroffen (**9**, S. 76) und bestätigen damit an ihrem Teil die oben angegebene Ausbreitung des postglazialen Eisstroms bis an das Tal des Indalsälven hinab. In Ermangelung von hierfür notwendigen, weit eingehenderen Felduntersuchungen und unter Hinweis auf das oben S. 142 f. in dieser Frage Gesagte habe ich indes auf den Versuch verzichtet, diese glaziofluvialen Ablagerungen auf der Übersichtskarte anzugeben.

Rückenförmige Osen, unzweideutig glazialen Ursprungs (**9**, S. 77), von der Bevölkerung »remmar» (Riemen) genannt, sind bemerkenswert zahlreich östlich und südöstlich der Eisscheide, erreichen aber dort in der Regel nur unbedeutende Dimensionen. Nur in geringerem Umfang scheinen sie eine superaquatische und dann wahrscheinlich inframarginale Bildungsart zu besitzen. Gewöhnlich dürften sie statt dessen in den während der Abschmelzungszeit zahlreichen moränengedämmten Seen akkumuliert

[1] Hiermit stelle man zusammen, was auf Seite 173 über Schrammenrichtungen und Eisbewegung zwischen Sjougden und dem Fågelsjön gesagt wurde.

worden sein (s. u. S. 183). Die grössten scheinen ausserdem an mehr oder minder retroverse und aus diesem Grunde einst eisgedämmte Wasserläufe gebunden zu sein, so z. B. die grosse Oslandschaft auf der Ostseite des Gebirges Blaikŋjället sowie die am Fluss Vojmån und am See Harrsjön südlich von Risbäck. In voller Übereinstimmung hiermit hören sie in der Regel unmittelbar auf der anderen Seite der Wasserscheide nach Süden oder Südosten hin auf.

Auch die *glaziofluvialen, lateralen, marginalen* und *extramarginalen Erosionserscheinungen,* wesentlich in Form von Eisrandrinnen und Stromterrassen, erreichen eine weit schwächere Ausbildung als im Härjedalgebiet. Zu solchen bemerkenswerteren Bildungen — in diesem Falle

Fig. 14. Die Gegend um Mårdsjö. — Masstab 1 : 100 000. (Nach dem topographischen Kartenblatt »Östersund».)

offenbar hauptsächlich den Charakter lateraler Akkumulationsterrassen in einer seeartigen Erweiterung tragend — können unter anderem die 100—200 m breiten, fast horizontalen Schotterterrassen südlich von Hafsnäs am See Flåsjön gerechnet werden, welche deutlich oberhalb des Niveaus des ehemaligen Flå-Eissees gelegen sind (s. S. 182).

Einem überaus instruktiven Beispiel für den vom Härjedalgebiet angeführten Zusammenhang zwischen Seitenmoränen und Lateralterrassen begegnet man bei dem Dorf Mårdsjö (Fig. 14). In einem gewissen Zeitpunkt der Abschmelzung stellte der isolierte 428 m-Berg oberhalb des Dorfs ein von Eisrandflüssen umflossenes Nunatak dar, auf dessen Leeseite im Süden Massen von schlecht bearbeitetem, moränenartigem glaziofluvialen Schotter in terrassenförmigen Absätzen abgelagert wurden. Das Fallen der Grusschichten ist wie bei analogen Bildungen in anderen Gegenden (s. S. 206) durchweg vom Berg aus (Fig. 15). — In einem späteren Zeitabschnitt wurde das Tal zwischen dem 428 m- und 440,3 m-Berg, wo die Landstrasse geht, von einer sich von Norden herabschiebenden, einige

hundert Meter breiten Eiszunge eingenommen, deren Form jetzt von Reihen übereinanderliegender lateraler Stromrinnen und Terrassen angegeben ist, die längs des Aussenrandes, d. h. längs des damaligen Eisrandes, nicht selten von einer kleineren Seitenmoräne begrenzt sind. In Einschnitten besitzen diese Seitenmoränen in ihrem Inneren normalen Moränencharakter, der jedoch nach der Oberfläche und Terrasse zu durch eine linsenartige, an Diskordanzen reiche, fluviatile Struktur, verbunden mit starker Wasserbearbeitung und Freispülung des Materials, ersetzt wird. Das Fallen dieses

Photo. G. Frödin 1915.

Fig. 15. Moränenschuttartiger, glaziofluvialer Schotter auf der Südseite des 428 m-Berges, Mårdsjö.

lateralen Eisflussgruses ist in diesem Falle von dem Eisrand, d. h. dem Moränenrücken aus und nach der Bergseite hin. Wie zu erwarten ist, zeigen diese Lateralbildungen eine deutliche Abbiegung nach der Talsohle hinab, m. a. W. ein zunehmendes Fallen gegen die Spitze der Eiszunge (Fig. 16). Von einer durchschnittlichen Grösse von ca. 2,5 : 100, nämlich auf ungefähr 50 m Höhe über der nach derselben Richtung, aber schwächer abfallenden Talsohle, steigt der Wert schliesslich auf ca. 10 : 100. Die gleichzeitigen Vertikalabstände, die eventuell der Jahresabschmelzung entsprechen dürften (s. S. 155) und die auf der etwa 10°—12° abfallenden Talseite erhalten wurden, erhöhen sich im Durchschnitt von 2,0 m auf 3,5 m.

An einer anderen Stelle innerhalb der Peripherie des postglazialen Eisscheidengebietes, nämlich beim Dorf Jänsmässholmen zwischen Ansätten und Olden, zeigen gleichartige Lateralterrassen, die zu einer sich von Norden her das schwach abfallende Tal hinabschiebenden, 2 bis 3 km breiten und 70—80 m mächtigen Eiszunge gehören, Neigungswerte zwischen 1,5—2,0 : 100.

Die angeführten Beobachtungen über Schliffspuren, Geschiebetransport, Endmoränenkomplexe und glaziofluviale Bildungen genügen, um die

Photo. G. Frödin 1915.

Fig. 16. Kombinierte laterale Stromterrassen, Stromrinnen und Seitenmoränen auf der östlichen Talseite gleich nördlich des Dorfes Mårdsjö.

postglaziale Eisscheidenlinie nach Osten und Südosten abzugrenzen. Bezüglich der Lage ihrer Südspitze, um welche Beobachtungspunkte auf der beigefügten Übersichtskarte Pl. VI. fehlen, sei hier auf meinen früheren eingehenden Bericht hingewiesen (**9, 11**). Die von mir angegebene Abgrenzung der Eisscheide nach Westen und Nordwesten ist dagegen wegen des dürftigeren Beobachtungsmaterials von diesen Gegenden etwas mehr summarisch. Sie wird indes in völlig überzeugender Weise durch die *Ausdehnung der Eisseeregion* nach Osten und Südosten bestätigt, die auch in diesem Fall nahe mit der letzten Eisscheidenlage zusammenfällt (s. S. 160).

Im Tal des Flusses Faxeälven kann die Uferlinie des Haupteissees, des »Frostvik-Eissees», nach früheren Angaben ostwärts in Ströms Vattu-

dal bis an den Berg Fågelberget westlich von Bågede verfolgt werden (**16**, S. 28). Sein bisher nicht näher bekannter Entleerungsweg verläuft auf dem Südabhang des ca. 5 km weiter östlich gelegenen Berges Storberget und besteht aus einer weithin sichtbaren Freispülungszone, die sich von 400 m ü. d. M., oder dem ungefähren Niveau des Eissees, nach der Talsohle herabsenkt. Dort wird sie von kleinen Felsenravinen und bedeutenden Schotterakkumulationen bis nach dem Dorf Sjulsåsen fortgesetzt, wo diese Erscheinungen bereits früher beobachtet worden sind (**16**, S. 29). Dieser Entleerungsweg scheint anfänglich nicht subglazialer Natur, sondern am ehesten lateral und später sublateral gewesen zu sein. Der glaziofluviale Os bei Bågede dürfte jedoch eine wenigstens partiell subglaziale Drainierung angeben, und wahrscheinlich hat man hierin die Erklärung für seinen ungewöhnlich grossen Reichtum an Geröllen von westlichen Hochgebirgsgesteinen zu suchen. Die Lage des Entleerungsweges auf der *nordöstlichen* Talseite muss als ein Zeichen dafür angesehen werden, dass zu diesem Zeitpunkt die letzte Eisbewegung und die Eiszufuhr von Nordosten nach dem Tal herab bereits aufgehört hatte und dass hier statt dessen ein dämmendes isoliertes Toteis lag, das wegen der stärkeren Bestrahlung auf der nördlichen Talseite an dieser am schnellsten verdünnt wurde. Ausserdem lässt dieser Drainierungsweg durch seinen ganzen Charakter und seine Lage auf der gleichmässig geneigten Talseite vermuten, dass die Entleerung und Senkung so gut wie mit einem Schlag erfolgte. Dies wird auch durch GAVELINs Beobachtungen bestätigt, dass ergiebigere und markiertere Uferlinien, die der Entleerungsperiode angehören, in dem Tal zu fehlen scheinen (**16**, S. 29).[1]

Weiter nördlich traf ich die östlichsten Eisseeuferlinien nebst begleitenden Eissedimenten gleich westlich vom oberen Ende des Sees Sjougden an. Schon früher sind solche von den Dörfern Avasjö und Borga im Haupttal des Saxeälven (**16**, S. 31) wie auch südwestlich davon am See Dajmsjön angegeben. In dem Tal Kultsjön-Malgomaj, das dem nördlichen Hauptarm des Flusses Ångermanälven angehört, fand ich, dass sie sich ostwärts bis an das Dorf Saxnäs am See Kultsjön erstrecken.

Die isolierten, ungewöhnlich weit nach Osten reichenden Eisseebildungen, die, wie früher angegeben, in dem unmittelbar nördlich liegenden Tal des Sees Vojmsjön vorkommen (**16**, S. 33), dürften sehr wahrscheinlich nicht der eigentlichen Eisseeregion angehören, sondern eher lokale, marginale Bildungen sein oder, soweit sie sich auf niedrigerem Niveau finden, früh postglazialen, von glazialen Ablagerungen aufgedämmten Seeflächen angehören (s. u.). Auf diese Weise erhält die eigentliche Eisseeregion in den besprochenen Gegenden mit ihrer Fortsetzung in den Tälern des

[1] Als ein Werk der Wassermassen der Entleerungskatastrophe können teilweise vielleicht auch die bis etwa 10—20 m über dem Seespiegel erreichenden, auffallend starken Freispülungen in den engsten Teilen der Seenkette des Tales, z. B. um den See Stråckvattnet und den Ögelströmmen, aufgefasst werden.

Umeälven, Vindelälven, Skellefteälven, Byskeälven und Piteälven[1] nach Südosten eine im ganzen ziemlich gleichförmige Ausdehnung bis zu einer Linie, welche die unmittelbare Verlängerung der hier gezogenen nordjämtländisch-westlappländischen Eisscheide bildet und die auch nach Norden zweifellos die letzte Eisscheidenlage bezeichnet (Fig. 23). Dies bedeutet mit anderen Worten eine teilweise Berichtigung der letzten Lage der Eisscheide in Lappland, wie dieselbe bisher in der Literatur angegeben worden ist (**16**, **22**).

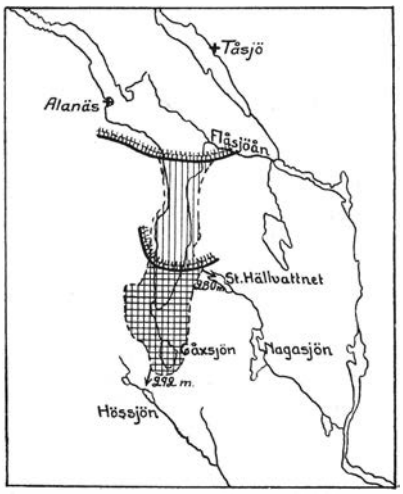


Fig. 17. Kartenskizze über die Ausbreitung und den Abfluss des Flå-Eissees sowie die dem Hauptstadium (horizontale Schraffierung) und dem Entleerungsstadium (vertikale Schraffierung) entsprechenden Eisrandlagen. — Masstab 1 : 800 000.

Dass Uferlinien, Terrassen und Sedimente, die zu wirklichen eisgedämmten Seen gehören, östlich der letzten Eisscheide vorkommen und dann gewöhnlich auf mehr oder weniger retroversen Wasserläufen oder auf in der hier in Betracht kommenden Beziehung damit vergleichbaren Anomalien des Drainierungssystems lokalisiert sind, wurde bereits oben erwähnt und ist seit lange bekannt.

Hierher sind die mächtigen, für die Ausbreitung der Besiedelung massgebenden Sedimentakkumulationen um den südlichen Teil des Sees Flåsjön und den unmittelbar südlich davon liegenden See Gåxsjön nebst der dazugehörigen, einige Meter höher reichenden Uferlinie (293 m ü. d. M.) zu rechnen. Diese entspricht dem Passübergang südwärts nach dem See Hösjön (Fig. 17). Die erste Senkung des Eissees und der danach verwendete Abflussweg werden durch kräftige Freispülungen im Passübergang (280 m ü. d. M.) zwischen den Seen Flåsjön und St. Hällvattnet markiert. Zu diesem wahrscheinlich einzigen mehr permanenten Senkungsstadium gehören vermutlich die früher in der Literatur angegebenen, an der Westseite des Flåsjön gelegenen Terrassen u. s. w. (**16**, S. 30). Die definitive Entleerung des Eissees erfolgte in dem flachen Gelände an der Südseite des jetzigen Abflusses Flåsjöån.

Ausser den oben angeführten, zu dem Untersuchungsgebiet gehörenden Eisseebildungen mögen solche vom See Norrsjön östlich des Sjougden, ca. 15—20 m über dem gegenwärtigen Seespiegel oder 415 m ü. d. M. liegend, und weiter die am Mårdsjön, ca. 25 m über dem See oder 350 m

[1] Vgl. **16**, **22**, Vorsetztafel, und die dort angegebene Ausbreitung der lappländischen Eisseen.

ü. d. M., genannt werden. Die ersteren sind offenbar durch eine länger liegengebliebene Eiszunge im Haupttal des Flusses Sjoutälven, die letzteren durch eine gleichartige, kleinere Aufdämmung westlich des sich von Norden in das Tal herabschiebenden Gletschers bedingt (s. S. 178). Das Fehlen von Eisseebildungen von nennenswerter Ausdehnung in dem Silurgebiet nördlich des Indalsälven gibt indessen an seinem Teil an, dass wir uns hier ausserhalb der eigentlichen Eisseeregion und südöstlich der letzten Eisscheide befinden.

Beispiele für die teilweise bedeutende Umgestaltung der Drainierung und der Ausbreitung der Seebecken, die in postglazialer Zeit durch Erosion der Wasserläufe an dämmenden Moränen- und glaziofluvialen Schotterablagerungen veranlasst wurde, habe ich früher angeführt (**9**, **11**). Hierher gehört u. a. auch eine ganze Reihe bisher nicht erwähnter Vorkommen von Mo- und Mjälasedimenten, die einige wenige oder höchstens etwa 10—20 m über den jetzigen Seespiegeln erreichen und an solche Täler gebunden sind, von denen man nach ihrer Richtung und Lage annehmen muss, dass sie Eisaufdämmung ausgeschlossen haben, so z. B. um Dabbnäs und anderwärts um den See St. Dabbsjön sowie von da den Fluss Saxeälven hinab nach Sörfors, um Norrby am Nordende des Sees Tåsjön, den Fluss Sjoutälven entlang, z. B. bei Svansele, um das Nordende des Sees Arksjön u. s. w.

In vielen Fällen lassen sich die entsprechenden, jetzt trockengelegten älteren Abflüsse auch direkt nachweisen und, wie zu erwarten ist, dann meist neben den jetzigen, so für den See Malgomaj betreffend die bei Turistnäset am oberen Ende des Sees durch eine schöne 4—6 m über der gegenwärtigen Wasserfläche reichende Deltaterrasse markierte Uferlinie. Ungefähr dieselbe Höhe über dem jetzigen Seespiegel und die gleiche Bildungsart hat das Delta am Nordende des Sees L. Dabbsjön. — Die älteren postglazialen Abflussbetten des Seensystems Ströms Vattudal sind besonders in die Augen fallend. Sie werden an der Ostseite des Russfjärden teils um die gegenwärtigen Abflüsse, teils auch in dem Moortal südöstlich des Busens Tännviken angetroffen und erreichen mindestens 7 m über dem jetzigen Hochwasserspiegel des Sees. Sie entsprechen dem bedeutenden, beim Bau der Inlandsbahn weggeschachteten, glaziofluvialen Eisranddelta am Tännviken, dessen ebene Fläche sich etwas über das genannte Niveau erhob. Diese postglaziale Senkung der Abflusschwelle scheint auch eine hinreichende Erklärung für die Entstehung gewisser, seit lange beobachteter (s. z. B. **16**, S. 29), früher als Eisseesedimente bezeichneter Sedimente zu bieten, welche recht allgemein bis auf etwa 10 m über der jetzigen Wasserfläche des Seensystems vorkommen. — Gleichartige trockengelegte Stromrinnen, welche mehrere Meter über dem jetzigen Abfluss liegen, mit daran angeschlossenen Mo- und Mjälasedimenten finden sich auch bei den Seen Hammerdalsjön und Edesjön.

Die Wanderungen der Eisscheide.

Darüber, dass die Eisscheide während einer frühen Periode der letzten Vergletscherung über dem Hochgebirgsrücken im Westen lag, scheint volle Einigkeit zu herrschen. Der oben, Seite 175, besprochene, überaus ausgeprägte und offenbar relativ alte Geschiebetransport von Westen bildet eine genügende Stütze für diese Auffassung. Für Zentraljämtland sei in dieser Frage nur auf die oben (S. 156) gemachten Andeutungen hingewiesen. In den jetzt behandelten Gegenden weiter nördlich zeigt sich die ältere Transportrichtung von dem Hochgebirge her nachweisbar an den grossen Mengen von Hochgebirgsschiefergeschieben mit wechselndem Typ, die nach Osten weit über das Silurgebiet und Grundgebirge hin um die Dörfer Vilhelmina, Hoting, Dorotea, Ström, Hammerdal, Borgvattnet, Mårdsjö, Stugun u. s. w. angetroffen werden. Bei gewissen, östlich der postglazialen Eisscheide anstehenden Gesteinen wie Sparagmit u. s. w. kann natürlich bisweilen Zweifel herrschen, ob die Geschiebe zu der ältesten oder der jüngsten, postglazialen Eisbewegung von Nordwesten gehören. Aber diese Schwierigkeit kommt bezüglich der kristallinen Hochgebirgsschiefergeschiebe von westlichem Typus vollständig in Wegfall, weil die postglaziale Eisscheide niemals weiter nach Westen verschoben war als eben nur bis an den Ostrand des Hochgebirgsschiefergebietes. In dieser Blockassoziation von Hochgebirgsgesteinen dominieren jedoch die Sevetypen mehr als in dem zentraljämtländischen Gebiet, und ausserdem sind Olivingesteine und Serpentin weit gewöhnlicher.[1] Die Erklärung für die letztgenannte Erscheinung liegt in der relativ starken östlichen Verbreitung der Olivingesteine in Nordjämtland und Südlappland.

Von dieser Anfangslage im Westen über dem Gebirge verschob sich die Eisscheide allmählich nach Osten, wie weit, lässt sich bis auf weiteres nicht sicher entscheiden. Für den südlichen Teil des jetzt besprochenen Gebiets gilt in jedem Fall, dass Findlinge vom Typus der postarchaischen Mårdsjögesteine, wenn auch selten, in die Storsjöebene und das Åretal hinein vorkommen, ohne dass sich gegenwärtig ein anderer Ursprungsort als eben die Mårdsjögegend angeben lässt. Eine nennenswert gesteigerte Geschiebefrequenz ostwärts nach diesem wahrscheinlichen Kluftort um Mårdsjö hin habe ich nicht nachweisen können, was jedoch, ebenso wie beispielsweise bei den Geschieben des Revsundgranits an dessen westlicher Grenze (s. S. 171), auf störenden Einflüssen durch die späteren Eisbewegungen von Westen und Nordwesten beruhen kann. Eine solche Eisscheidenlage, mindestens etwa 10 km weiter östlich als die jüngere, auf der Übersichtskarte (Pl. VI.) angegebene, wird auch durch die zahlreichen von Osten kommenden, glazialen Schliffspuren, sowohl Schrammen als

[1] Innerhalb der Zone zwischen den beiden auf der Karte eingetragenen Eisscheiden habe ich Findlinge von Olivingesteinen und Serpentin von Ströms Vattudal im Süden an und bis an das Tal Malgomaj—Kultsjön im Norden beobachtet.

Stosseiten angedeutet, die sich — wenn auch ziemlich zerstört — in nach Westen und Nordwesten geschützten Lagen südöstlich des Sees Ismundsjön erhalten haben (Pl. VI.). -- Was wiederum die übrigen auf der Storsjöebene oder westlich davon selten beobachteten Granitgeschiebe u. s. w. von postarchaischem Typus anbetrifft, so lassen sich diese auf das kleine Strömsundmassiv oder gleichartige, noch nicht näher bekannte Vorkommen zurückführen. Durch andere Farbennuance u. s. w. sind diese Findlinge im allgemeinen leicht makroskopisch von dem typischen Ragundagranit zu unterscheiden, der dagegen trotz erneuten Suchens nach wie vor nicht westlich seines Kluftortes angetroffen werden konnte.

Es muss klar und deutlich ausgesprochen werden, dass dies die bisher einzigen tatsächlichen Beobachtungen für Beurteilung der östlichsten Lage der zentraljämtländischen Eisscheide sind. Diese Beobachtungen bedeuten offenbar nicht mehr, als dass sich die Eisscheide einmal mindestens etwa 10 km östlich ihrer letzten, auf der Übersichtskarte markierten Lage befunden hat. Weiter nördlich lässt sich gegenwärtig keine solche Wanderung durch direkte Beobachtungen feststellen, vielmehr steht die bisher nachgewiesene Geschiebeverbreitung vom Hotingmassiv im Widerspruch zu ihr (s. S. 172). Bis auf weiteres fehlt es also an positiven Gründen für CARLZONS Annahme, dass die östlichste Eisscheidenlage in Zentraljämtland ungefähr an der Westgrenze des Ragundagebiets verlaufen sei (**3**, S. 313)[1] sowie auch für LIDÉNS Ansicht, der dieselbe in Südlappland in der Nähe des Berges Stenbithöjden (**23**, Taf. 6) zieht, d. h. ungefähr 30 km östlicher als hier auf Pl. VI. Die als Stütze hierfür angeführte Beobachtung von LIDÉN, dass Augengranitgeschiebe in dem Silurgebiet zwischen den Seen Ormsjön und dem Tåsjön vorkommen (**23**, S. 26), ist natürlich viel zu unzulänglich, da dieses Gestein ja bis an die Silurgrenze im Westen ansteht. -- Mit Rücksicht auf die angeführten Tatsachen erscheint ENQUISTS neulich vorgebrachte Konstruktion einer solchen östlichen Eisscheide, die sich von der Kolahalbinsel an über den Bottnischen Meerbusen und von da in fast gerader ostwestlicher Richtung nach Härjedalen hineinerstrecken soll (**6**), völlig willkürlich.[2]

[1] Der graue Granit in der Gegend von Stugun (**3**, S. 313) besagt wenig für diese Frage, da er auch weit westlicher nach der Silurgrenze hin ansteht.

[2] Es dürfte kaum erforderlich sein, ENQUISTS Anschauung in dieser Frage einer näheren Untersuchung zu unterziehen, doch will ich mit einigen Worten auf sie eingehen. — Man kann allerdings vielleicht annehmen, dass die Eisdecke ihre grösste Mächtigkeit und ihre damalige Eisscheide in der Zone besass, wo die totale Herabdrückung der Erdkruste am stärksten war. Aber, wie ENQUIST, ohne weiteres für gegeben anzusehen, dass dieses Maximum totaler Deformation der Lage nach mit dem an der Ångermanlandküste u. s. w. gefundenen Gebiete für maximale marine Grenzwerte identisch sei (**6**, S. 25), erscheint denn doch als eine allzu weitgehende Vereinfachung des Problems. Es ist ja jetzt allgemein bekannt, dass die Landhebung während der Abschmelzungszeit mit bedeutender Intensität vor sich gegangen ist und dass die marinen Grenzwerte in Norrland relativ späte, nicht synchrone Bildungen sind. Nach der von ENQUIST angewendeten Methode würde man zunächst gezwungen sein, diese Eisscheide nach dem inneren Norrland zu verlegen, wo durch Extrapolierung in jedem Fall grössere Minimalwerte für die totale

Der Zeitpunkt für diese östliche Verschiebung der früher über dem Gebirge ruhenden Eisscheide und für ihre Verlegung auf das Grundgebirgsgebiet hinaus ist bisher aus mehreren Gründen ziemlich einstimmig in eine relativ späte Periode gesetzt worden. ENQUISTs Vermutung, dass diese Verlegung unmittelbar begann, nachdem die lokale Vergletscherung in dem Gebirge aufgehört hatte (**6**, S. 24), ist bezüglich des hier besprochenen zentralskandinavischen Gebietes schwerlich mit dem seit alters bekannten Faktum vereinbar, dass Massen von Köli- und Seveschiefergeschieben Zeit gehabt haben, um weit ostwärts der Gebirgskette transportiert zu werden, und dass ferner diese Geschiebe in grossem Umfang nicht von neuem während der nach ENQUISTs Meinung relativ langen Zeit weggeführt wurden, während welcher die Eisscheide im Osten lag.[1]

Die von mir nachgewiesenen Verhältnisse (**11**) geben deutlich an die Hand, teils, dass die Eisbewegung mit der Bipartition der Eisscheide und dem Anbruch der postglazialen Zeit ihren Ausgang ausschliesslich von der nordjämtländisch-westlappländischen Eisscheide nahm, deren postglaziales Alter damit festgestellt ist, teils, dass die Verlegung der Eisscheide von der ostjämtländisch-ostlappländischen Lage nach der postglazialen während des nächstvorhergehenden Abschnittes, d. h. während des späteren Teils der finiglazialen Zeit stattgefunden haben muss. Sachliche Gründe, die dafür sprechen würden, dass die Verlegung weiter nach Norden wesentlich früher stattgefunden hätte, haben noch nicht vorgebracht werden können. ENQUISTs Behauptung (**6**, S. 108), dass dieser

---

Deformation erhalten werden als in den Küstengebieten (**8**, **20 a**, **23**). Auch die von ENQUIST vorgebrachte Schwierigkeit betreffend die Verbindung der Eisscheide der Kolahalbinsel (**6**, S. 27) scheint nicht die gewünschte Stütze für die Richtigkeit seiner Konstruktion zu bieten. Es ist u. a. nicht gezeigt, dass diese Eisscheide überhaupt einer Verbindung bedarf; sie kann vielleicht mit anderen Worten als ein Beispiel unter vielen anderen für kleinere selbständig auftretende Eisscheiden und Eiszentren aufgefasst werden. Um seine angegebene Eisscheidenkonstruktion zustande zu bringen, ist ENQUIST gezwungen, teils, ohne Angabe von Gründen die Richtung der Eisscheide der Kolahalbinsel, wie dieselbe bisher fixiert worden ist (**24**), zu verändern, teils, sie dann durch eine willkürlich gezogene gebogene Linie mit dem marinen Grenzmaximum in Ångermanland zu verbinden (S. 82). ENQUIST glaubt auf diese Weise eine »natürliche Erklärung» gefunden zu haben (**6**, S. 27). Doch liessen sich mittels einer solchen Methode sicherlich mit ebenso grossem Erfolg nahezu alle beliebigen weit getrennten Eisscheidenstücke ohne grössere Schwierigkeit verbinden. — Dass die Lage, die ENQUIST der Eisscheide in Härjedalen gibt, nicht das Geringste mit dem bisherigen tatsächlichen Beobachtungsmaterial zu tun hat, geht aus meiner obigen Darstellung des härjedalschen Eisscheidengebietes hervor. Eine durchgehende Eigentümlichkeit ist, dass seine Theorien überhaupt in fundamentalen Punkten mit den zentralskandinavischen glazialgeologischen Verhältnissen unvereinbar sind, die doch relativ gut bekannt sind.

[1] Auch für das nördliche Fennoskandia hat ENQUIST seine Theorie nicht durch eine auf Beobachtungen gegründete, plausiblere Deutung der eigentümlichen Verteilung der Inlandsblöcke an den norwegischen Fjorden zu stützen vermocht (**6**, S. 23). Diese Geschiebe bilden noch immer, wie DE GEER gezeigt hat, einen schwerwiegenden Grund für die Ansicht, dass die Eisscheide relativ spät nach Osten auf das Grundgebirgsgebiet verlegt wurde.

Prozess in Nordwestskandinavien schon am Ende der gotiglazialen Periode oder nach seiner Terminologie am Schluss der spätglazialen Zeit beendet gewesen sei, und dass hierauf alle nennenswerten Eisscheidenverschiebungen aufgehört hätten, ermangelt jedes Beweises und ist offenbar nur ein Glied in einer rein theoretischen Konstruktion.

Dass eine Verlegung der Eisscheide nach Westen während der Abschmelzungszeit stattgefunden hat, ist kein neuer Gedanke. Er wurde für Südlappland zuerst von GAVELIN (**16**, S. 10) ausgesprochen. Dieser ging davon aus, dass die von ihm auf Grund des damaligen Beobachtungsmaterials gezogene Eisscheidenlinie — die sich ungefähr von der Mitte des Sees Malgomaj nach Nordnordost über die tiefste Partie des Sees Vojmsjön u. s. w. erstreckte — die östlichste Eisscheidenlage der letzten Vergletscherung bezeichnete (**16**, S. 9), während die westlichste und letzte wahrscheinlich in der Nähe der Ostenden der eisgedämmten Seen zu erwarten sei, ungefähr wie diese Eisscheidenlinie nun auf der Übersichtskarte Pl. VI. gezogen ist. Auf diese Weise erreichte indes die von GAVELIN vermutete Eisscheidenverschiebung nur ungefähr die Hälfte des jetzt nachweisbaren Wertes von 70 km. Die später auch von LIDÉN angenommenen Eisscheidenverschiebungen in Südlappland (**23**, S. 26), ihre Grösse und Einordnung in die geochronologische Zeitskala wurden, als abseits des eigentlichen Themas liegend, leider nicht in befriedigender Weise motiviert und klargelegt. Aus unbekanntem Anlass wurde dabei die eben erwähnte, von GAVELIN gezogene Eisscheide über dem Malgomajsee als die westlichste und letzte Eisscheidenlage angegeben, während er von der älteren, östlichsten auf Grund der Geschiebeverbreitung des Augengranits annahm, dass sie so weit östlich wie nahe des Berges Stenbithöjden, ca. 30 km südöstlich von Vilhelmina, verlaufen sei (s. o. S. 185). Die Eisscheidenverschiebung erreichte auf Grund dieser nicht näher gestützten Prämissen den bedeutenden Betrag von ca. 80 km.

Innerhalb des hier kartographisch dargestellten Gebietes (Pl. VI.) umfasst die erörterte letzte Eisscheidenverlegung nach Westen nur den nördlichen Teil der ostjämtländisch-ostlappländischen Eisscheide, während der südliche, hauptsächlich zentraljämtländische Teil aus irgend einer Ursache nicht daran teilzunehmen vermochte. Die Frage nach dem näheren Verlauf und Mechanismus dieser Eisscheidenverlegung scheint nicht leicht lösbar. Wie ich früher betont habe (**11**), deuten die mehr oder minder nach Südwesten gerichteten, älteren Schrammen — durch die allgemein konstatierten, allmählichen Übergänge zu dem postglazialen, von Nordwesten kommenden Schrammensystem — am ehesten eine sukzessive Herabpressung nach Süden infolge eines von Norden wirkenden Eisdruckes an. Aus diesen Gründen erscheint es schwer, die Erklärung nur in einer langsam fortlaufenden Verschiebung der Eisscheide nach Westen zu suchen, um so mehr, als unzweifelhafte Spuren intermediärer Eisscheidenlagen bisher nicht beobachtet sind. Statt dessen wird man auf den Gedanken an zwei gleichzeitig während einer Übergangsperiode existierende Bewegungs-

zentren oder Eisscheiden geführt. Ein näheres Studium der Karte (Pl. VI.) zeigt weiter, dass eine gradweise Verlängerung der postglazialen Eisscheide nach Süden oder mit anderen Worten ein sukzessiv immer jüngeres Alter nach dieser Richtung am besten mit der eigentümlichen Tatsache vereinbar sein dürfte, dass die von Nordosten kommenden Schrammen sogar ostwärts in unmittelbarer Nähe derselben Eisscheide auftreten.[1]

Die Durchbrechung und schliessliche Zerteilung der zentraljämtländischen Eisscheide. Die letzten Eisseestadien. (Pl. VIII.)

Die Lage des Eisrandes beim Übergang von der gotiglazialen zur finiglazialen Abschmelzungsperiode ist für die Gegenden westlich des zentraljämtländischen Gebietes nicht näher bekannt, und den grossen fennoskandischen Endmoränen mit Sicherheit entsprechende Bildungen sind bisher nicht angetroffen worden. In einigen Arbeiten von 1913 (**8**, S. 212) und 1915 (**12**, S. 50) machte ich auf einige Umstände aufmerksam, die mir dafür zu sprechen schienen, dass diese Eisrandlage wahrscheinlich nicht besonders weit westlich der Reichsgrenze zu suchen ist und dass aus diesem Grunde grosse Teile von Tröndelagen in Norwegen schon zu diesem Zeitpunkt eisfrei waren. Gleichzeitig sprach ich den Gedanken aus, dass die damals herrschenden, nachweislich strengen klimatischen Verhältnisse die bemerkenswerte Lokalvergletscherung oder mit anderen Worten die Senkung der Vergletscherungsgrenze verursacht haben[2], die seit alters von den Gegenden um die Reichsgrenze bekannt ist. Die später, 1918, von ENQUIST zum Ausdruck gebrachte Auffassung in diesen Fragen (**6**, S. 94) ist in der Hauptsache gleichartig und enthält betreffs der hier erörterten Gegenden kaum etwas eigentlich Neues.

Zu solchen früher von mir angeführten grösseren Marginalbildungen, von denen man auf Grund ihrer allgemeinen Lage in erster Linie möglicherweise annehmen kann, dass sie mit der gotiglazial-finiglazialen Grenzlage zusammenhängen (**12**, S. 50), kann hier weiterhin teils der aus blockreichen Hügeln und Rücken zusammengesetzte, mächtige Moränengürtel, der sich in ca. 900—950 m Höhe und mit ungefähr westlicher Richtung auf der südwestlichen Seite des Gebirges St. Ulvåfjället südlich der Snasahögarna hinzieht, gefügt werden, teils vielleicht auch die bedeutenden, aber auf etwas niedrigerem Höhenniveau liegenden glaziofluvialen Ablagerungen im oberen Ende des St. Ulvåtals. Ungefähr gerade westlich von hier wird ausserdem das Tal des Flusses Enaälven von einigen von

[1] Bei der Erörterung der hierher gehörenden Fragen muss man von der südlichen Richtung der älteren Schrammen zwischen dem Nordende des Sees Malgomaj und Bångnäs absehen, da sie deutlich durch die Längsrichtung des Tales beeinflusst sind.

[2] Wie BRÜCKNER mit Recht hervorgehoben hat (**1**), enthält der von ENQUIST aufgestellte Begriff »Vergletscherungsgrenze» in Wirklichkeit nichts Neues über das hinaus was man klimatische Schneegrenze zu benennen pflegt.

der Südwestseite des Gebirges Blåhammarfjället ausgehenden, mächtigen Parallelmoränen überquert, die wenigstens unter gewissen Umständen in Betracht kommen zu können scheinen.

Von dem nicht so viel späteren Zeitpunkt an, wo die skandinavische Hauptwasserscheide ganz eisfrei wird und damit die grossen eisgedämmten Seensysteme zu entstehen beginnen, hat der Abschmelzungsverlauf in Zentraljämtland recht gut im einzelnen rekonstruiert werden können (**20 b**, **22**). In einer früheren Abhandlung (**8**) habe ich die fortschreitende Verschiebung des Eisrandes nach Osten bis an die der Maximalausbreitung des Kall-Eissees entsprechende Lage verfolgt, die, wie ich damals für wahrscheinlich hielt, zeitlich mit der ersten Durchbrechung der Eisscheide und der Umlegung der Drainierung nach Osten zusammenfiel. Dagegen fehlte mir damals das nötige Beobachtungsmaterial für eine Behandlung dieser Schlussphase der letzten Abschmelzungsperiode, die durch die wiederholte Durchbrechung und Auflösung der zentraljämtländischen Eisscheide und die dadurch bedingte schliessliche Entleerung des grossen zentraljämtländischen Eisseensystems gekennzeichnet ist. Die Lösung dieser komplizierten Probleme setzt in erster Linie eine eingehende Kenntnis der Geschichte der letzten Eisseestadien, ihrer Ausbreitung, Abflusswege und Beziehungen zueinander voraus. Über diese Dinge ist bisher wenig bekannt, und die im Verhältnis zu der Anzahl solcher Eisseestadien allzu sparsamen Beobachtungen über Uferlinien u. s. w. haben überhaupt keine annehmbare Zusammenstellung gestattet.

Es muss immer als von grossem Interesse angesehen werden, den Verlauf bei der Durchbrechung und dem sukzessiven Verschwinden einer Eisscheide im einzelnen zu verfolgen, und zwar nicht zum wenigsten in vorliegendem Fall, da der Nullpunkt der von DE GEER aufgestellten spätquartären Zeitskala, d. h. die Grenze zwischen der spätglazialen und postglazialen Zeit, gerade auf die erste Zweiteilung der zentraljämtländischen Eisscheide verlegt ist (**4**). Wenn auch ohne Anspruch auf Vollständigkeit — die schon deshalb als ausgeschlossen angesehen werden muss, weil das Material hauptsächlich auf in anderer Absicht unternommenen Reisen zusammengebracht wurde — will dieses Kapitel eine erste zusammenhängende Behandlung der hierher gehörenden Fragen sein und bildet damit zugleich auch die Fortsetzung und den Abschluss meiner oben angeführten früheren Arbeit (**8**).

Für Beurteilung der Lage und Form des Eisrandes ist zunächst zu merken, dass die Eisbewegung westlich der Eisscheide — abgesehen von der Brunflogegend (s. S. 193) sowie von gewissen kleineren, topographisch mehr hervortretenden Gebieten, wie z. B. Frösön (s. S. 204) — auch während dieser allerletzten Abschmelzungsphase auffallend konstante, gegen das Storsjöbecken konvergierende Richtungen beibehalten hat. Die in diesen Gegenden zur Verfügung stehenden marginalen Bildungen bestehen

fast ausschliesslich aus submarginalen Schrammen, während hierhergehörende glaziofluviale Ablagerungen und Endmoränen selten oder so gut wie unbekannt sind. Im Zusammenhang hiermit verdient das Vorkommen einer topographisch deutlich hervortretenden Drumlinlandschaft auf der Sunnehalbinsel, an der östlichen Seite des Storsjösees, hervorgehoben zu werden. Mehr in die Augen fallende Richtungsveränderungen, die dann am wahrscheinlichsten beim Übergang der Eismasse in isolierte Toteisreste eingetreten sein dürften, können trotz darauf gerichteter Aufmerksamkeit nicht aus diesen Marginalbildungen und ebensowenig aus dem Geschiebetransport abgelesen werden, der mit aller Deutlichkeit bis zuletzt von dem Grundgebirgsgebiet regelmässig nach Westnordwest, Nordwesten und Nordnordwest über die Silurgegenden hin erfolgte. Beleuchtend hierfür ist beispielsweise die über das Kirchdorf Sunne, die Südspitze von Andersön, die Mitte von Norderön und das Südende von Verkön laufende, scharf markierte Nordgrenze für die Geschiebeverbreitung der leicht erkennbaren archaischen und silurischen sog. Locknegesteine. Dagegen erfuhr die Eisbewegung während eines etwas früheren Zeitabschnitts eine allmähliche Verlegung. Wie verschiedene Schrammenlokalitäten auf den Inseln im Storsjösee sowie längs des Bergsviken, der südlichen Hauptbucht des Storsjön, zeigen (Pl. VI.), war nämlich die Bewegungsrichtung ursprünglich mehr westlich, wurde aber dann allmählich mehr nördlich. Auf diese Weise wurde die grossartige Einbuchtung nach Osten angelegt, die der Eisrand annahm, in dem Masse wie er sich über das Storsjöbecken zurückzog.

Als Ausgangspunkt für die vorliegende Darstellung dürfte zweckmässig die der Maximalausbreitung des Kall-Eissees entsprechende Eisrandlage zu wählen sein (Pl. VIII a), und zwar umsomehr, als dieselbe bezüglich ihres südöstlichen Schenkels — wie er früher von mir gezogen worden ist (**8**) — recht erheblich korrigiert und in Übereinstimmung mit den unten näher begründeten, besser fixierten jüngeren Eisrandlagen gebracht werden muss. Sie muss jetzt nördlicher oder ungefähr in der Gegend des Kirchdorfes Oviken gezogen werden, wobei sie ungefähr mit den südlichsten bisher untersuchten Uferbildungen des Kall-Eissees zusammenfällt (**8**, S. 206).[1] Im selben Masse wird natürlich auch die Ausbreitung des Eissees in die Brunflobucht, die östliche Hauptbucht des Storsjösees, reduziert. — Dagegen lagen schon früher sichere Daten für die Bestimmung des nordöstlichen Schenkels der Eisrandlage mit seiner ausgeprägt nordwest-südöstlichen Richtung vor, die weiterhin durch die schönen Endmoränenzonen bestätigt wird, welche ich später auf der Strecke

[1] Nachdem ich nun Gelegenheit gehabt habe, die Gelände zwischen der Südspitze des Storsjösees und dem Gebirge Hundshögen zu untersuchen, halte ich es für wahrscheinlich, dass die von mir früher von weitem beobachteten Terrassenbildungen südwestlich vom Kirchdorf Oviken dem Kall-Eissee nicht angehören; statt dessen dürften sie als marginale Bildungen aufzufassen sein.

zwischen dem Fluss Indalsälven und dem Kirchdorf Offerdal sowie in nahegelegenen Teilen der Rödögegend angetroffen habe (**9**, S. 74).

Die mit der beginnenden Senkung des Kall-Eissees eintretende letzte Abschmelzungsphase zeichnet sich, wie die Karten Pl. VIII. schematisch veranschaulichen, durch einige in die Augen fallende Eigentümlichkeiten aus. So blieben die letzten dämmenden Eisreste nicht um die letzte Eisscheide und auf dem ungefähr mit ihr zusammenfallenden, schwach gewölbten Höhenrücken der Landoberfläche, sondern auf dem bedeutend niedrigeren Gelände im Westen, teilweise sogar auf der Silurebene liegen. Hier nahmen sie vor allem die bedeutenderen Depressionen ein, besonders wo diese — wie z. B. die Näcktendepression -- keine tieferen Seen enthielten; im letzteren Falle wiederum dürfte, z. B. in dem bedeutend aufgedämmten und tiefen Storsjösee, die Eisrezession statt dessen durch Kalbung beschleunigt worden sein. Vielerorts scheinen diese letzten dämmenden Eismassen recht früh in totes Eis übergegangen zu sein, über dessen Lage und Ausbreitung die Schrammen u. dgl. keinen Aufschluss geben können. Diese Toteismassen haben bei ihrer Abschmelzung Anlass zur Entstehung der in den hierhergehörenden Gegenden nicht seltenen, aus unregelmässigen Hügeln und Rücken zusammengesetzten Moränentopographie gegeben, die man u. a. in dem inselreichen Seetypus des Näcktensees wiederfindet.

Vielleicht in noch höherem Grade als in dem härjedalschen Eisscheidengebiet waren also die letzten Eisreste ausgesprochen topographisch bedingt. Dies wiederum dürfte angeben, dass die Oberfläche der Eisdecke zu dieser Zeit kein stärkeres Fallen von der einstigen Eisscheide oder Höhenaxe im Osten besass, sondern hinreichend horizontal war, um dem darunter liegenden Gelände zu gestatten, je nach seiner Höhenlage eisfrei zu werden. Dass das Oberflächenfallen sukzessiv mit dem Fortgang der Abschmelzung abnahm, musste offenbar ein natürlicher Entwicklungsverlauf sein, der u. a. durch die verminderte Schneezufuhr bedingt war. Diese Anschauung erweist sich als prinzipiell recht zutreffend, nicht nur, so weit sie die Reihenfolge der einzelnen Eissee-Entwässerungen betrifft, sondern zuweilen auch in bezug auf unbedeutende Einzelheiten der Abschmelzung. — Ihrer Lage nach fiel die dämmende, hauptsächlich westlich der letzten Eisscheide liegengebliebene Eisbarriere ungefähr mit der Wasserscheide zwischen dem Storsjöbassin und dem Drainierungssystem des Ljunganflusses zusammen. Die erste Durchbrechungsstelle ist hier also in der Gegend zu erwarten, wo das Wasserscheidengebiet seine grösste Höhe erreicht und deshalb zuerst eisfrei zu werden begann, d. h. westlich vom Nordende des Locknesees (s. u.). Wie unten gezeigt werden soll, findet man dort wirklich den ersten Entwässerungsweg wieder.

Ein anderer bemerkenswerter Zug ist der langsame Verlauf der Eisrezession nördlich und nordöstlich des Sees Storsjön, wo sich grössere Verschiebungen im Verhältnis zur Eisrandlage des Kall-Eissees kaum nachweisen lassen. Die Erklärung muss in der Eisausströmung und der Eis-

zufuhr von der nun existierenden postglazialen Eisscheide in Nordjämtland zu suchen sein, was natürlich eine Verzögerung der Rezession mit sich brachte, die sich jedoch am weitesten südostwärts am wenigsten bemerkbar machte. Nach derselben Richtung fiel im grossen und ganzen die Oberfläche der Eisdecke, was seinerseits die Erklärung dafür enthält, dass die Durchbrechung und Bipartition der Eisscheide relativ weit südlich eintrat. Dass die Verhältnisse in der Hauptsache wirklich die angegebenen waren, geht ausser aus den unten geschilderten Eisseestadien auch aus der Tatsache hervor, dass sich keines der von mir nordwärts im Tal des Landösees gemessenen Eisseeniveaus auf die Storsjöebene hinaus fortsetzt. Hieraus muss man schliessen, dass der Eisrand noch immer vor dem unteren Ende des genannten Tales lag und es absperrte, während in dem oberen und mittleren Teil ein lokales Eisseesystem aufgedämmt wurde, dessen Abfluss ursprünglich über die ca. 400 m ü. d. M. erreichende, flache Wasserscheide südlich vom Nordende des Landösees ging.

Das Skute-Stadium.

Mit dem Skute-Stadium ist hier das erste konstantere Entwässerungsstadium des Kall-Eissees gemeint. Seine Ausbreitung sowie die Lage der gemessenen Uferlinien u. s. w. wird durch die Karte Pl. VIII a, verglichen mit nachstehender Tabelle, veranschaulicht. Hieraus geht hervor, dass dieses Eisseestadium nur teilweise mit dem zusammenfällt, was man früher auf Grund ungenügender Beobachtungen unter der Bezeichnung »Näld-Eissee» zusammengefasst hat.

	Nivellierte Höhe. m ü. d. M.	Bar. best. Höhe. m ü. d. M.	
Passhöhe nach Öhntjärn, westlich des Locknesees		413	
Glaziofluviale Osrücken bei Skute, gleich westlich des Passpunktes		414	Erosionsterrasse
Westseite des Östberget, Frösön		410	»
Dammån, westlich des Storsjön		ca. 406	Deltaterrasse
Strömvallen, Westseite des Sällsjön		» 398	» , der distale Teil wegerodiert
Mörsil—Semlan—Andersböle, mehrfach am Wege		393	Abrasionsplateaus auf dem Osrücken
Zwischen Östbacken und Kösta nordwestlich des Alsensees		393	Uferwall
Bahnhof Hålland sowie östlich davon bei Ånge	388		Erosionsterrasse in Oshügeln und in Moräne
Auf einem Moränenhügel südlich des Bahnhofs Undersåker		388	Erosionsterrasse

Die mindestens etwa 10 m über die Passchwelle reichenden, kräftigen Freispülungen in der Umgebung des Abflusses dürften sich von der Senkungskatastrophe selbst herleiten, ehe die fixe Abflusschwelle in Funktion trat. Diese, die an der Inlandsbahn, am Teich Öhntjärn[1] und auf der Wasserscheide selbst zwischen dem See Locknesjön und der Nordspitze des Näcktensees liegt, besteht aus einer breiten, ungefähr gleichmässig hohen, stark abgespülten Felsenschwelle, die von dem im übrigen tief moränenbedeckten Gelände der Gegend scharf absticht und von einer Anzahl kleiner, trockener Felsenravinen durchzogen ist. Das im Verhältnis zu dem jetzigen, beim Dorf Loke in den Locknesee mündenden Bache bemerkenswert tiefe und weite Tal ist zweifellos im wesentlichen auch ein Erosionsergebnis durch das Wasser des Eissees. Dass dieses sich anfangs subglaziale Wege suchte und dabei den kleinen glaziofluvialen Osrücken gleich westlich des Passpunktes absetzte, erscheint wahrscheinlich. Dass der Abfluss in seiner schliesslichen Gestalt dagegen nicht subglazialer Natur war, ist ganz offenbar u. a. wegen des Vorhandenseins der korrespondierenden typischen und normalen Erosionsterrasse auf den Seiten desselben Osrückens. Es hat hier m. a. W. eine erste Durchbrechung mit wirklicher Zweiteilung der bis dahin einheitlichen Eisbarriere stattgefunden.

Die angeführten Daten setzen offenbar voraus, dass der im Verhältnis zum Eisseespiegel tief liegende Passübergang zwischen der Brunflobucht und dem Locknesee wie auch die ganze Näcktendepression mit ihrer gleichfalls niedrigen Wasserscheide nach Osten und Süden von Eis eingenommen war. Die auf Pl. VIII a angegebene Eisrandlage, die dem Skute-Stadium unmittelbar vor seiner Entleerung entspricht, ist bezüglich der Eismasse südlich der Durchbrechungsstelle stark von der Topographie abhängig. Ihr Ostrand muss genügend weit nach Westen zurückgezogen gewesen sein, um hier dem Wasser freien Weg vom Locknesee nach Südsüdost zum See Revsunden hinab zu gestatten; andernfalls müsste der erstgenannte See Spuren von Eisdämmung zeigen, was nicht der Fall ist. Noch schärfer lässt sich diese Eisrandlage mit Hilfe des unten erwähnten marginalen Drainierungsweges präzisieren, der zugleich mit der beginnenden Senkung des Skute-Stadiums entstand. Dieser Schluss, dass das Gelände im Osten wenigstens in der Hauptsache schon eisfrei gewesen sein muss, schliesst natürlich nicht aus, dass kleine Partien totes Eis daselbst noch einige Zeit in tieferen Einsenkungen der Landoberfläche liegenbleiben konnten.

Während die südlich der Durchbrechungsstelle liegende Eismasse schon früh ihre hauptsächliche Bewegungsfähigkeit eingebüsst haben dürfte und jedenfalls keine bisher beobachteten Spuren einer solchen hinterlassen hat, scheint es sich dagegen bezüglich der Eiszunge im Norden umgekehrt verhalten zu haben. Um Brunflo und Lockne kommen ganz sporadisch oberflächlich aufgedrückte, ungefähr nach Südsüdwest gerichtete Schrammen von unverkennbar submarginalem Charakter vor, welche wahrscheinlich

[1] Der südliche Teil des Öhntjärn ist durch einen vertikalen Pfeil ganz oben auf Fig. 18 markiert.

angeben, dass eine Zeitlang eine ganz neue Stromrichtung nach dem Eissaum zu und nach dem relativ gut markierten Brunflo-Locknetal hinab entstanden war. Unter solchen Umständen erscheint es auch als möglich, dass die nordwestlichen Stosseiten mit dazugehörenden Schrammen, die CARLZON (**2**) und später auch ich etwas weiter südöstlich um die Böle- und Hållstaseen, also etwas westlich der letzten Eisscheidenlinie, beobachtet haben, ganz oder teilweise gleichfalls denselben Ursprung besitzen.

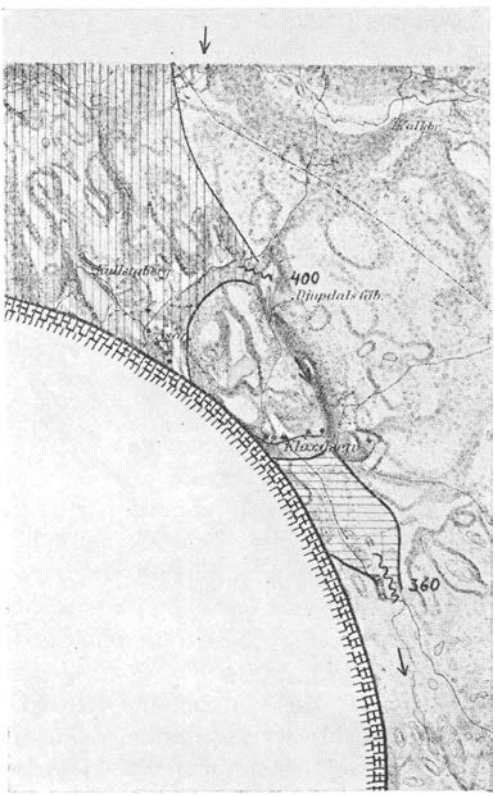


Fig. 18. Das marginale Drainierungssystem bei der beginnenden Entleerung des Skute-Stadiums. Der Abfluss geht durch das Tal Djupdalen nördlich des Dorfes Kloxåsen. Die Eisseeflächen sind schraffiert. An dem vertikalen Pfeil am nördlichen Kartenrand ist der südliche Teil des Teiches Öhntjärn sichtbar. — Masstab 1 : 75 000. Siehe im übrigen Pl. VIII a.

Die Aufdämmung des Skute-Stadiums konnte offenbar nur weitergehen, solange die Eismasse im Süden mit ihrem nordöstlichen Rand gegen das südlich des Abflusspasses sich erhebende Silurplateau vorgeschoben lag (Fig. 18). Sobald das Tal Djupdalen nördlich und nordöstlich des Dorfes Kloxåsen eisfrei wurde, senkte sich das Eisseeniveau ungefähr 10 m, und die Drainierung wurde nun in der Hauptsache marginal. Sie ging erst durch das Djupdalen nach einem kleinen Eisrandsee auf dem flachen Peneplan südlich Kloxåsen hinab, wo ein schönes Schotterplateau in gleicher Höhe mit dem nahe gelegenen Passpunkt, 360 m ü. d. M., südwärts nach dem in den See Pånsjön fliessenden Bach abgesetzt zu werden begann, von wo das Wasser wie gegenwärtig nach den Seen Bodsjön und dem Revsunden hinab weiter floss.

Beim Tal Djupdalen, das hauptsächlich in den losen silurischen Felsengrund eingeschnitten ist, und das an seinem oberen Ende gegen den flachen und ebenen Passübergang nach Westen (400 m ü. d. M.) mit einer alten Stromschnellenlandschaft von kleinen toten Ravinen u. s. w. endet, lassen sich deutlich zwei Talgenerationen unterscheiden. Der scharf V-förmige untere Teil des Tales, der die bedeutende Tiefe von 20—30 m erreicht, wird

talaufwärts von einem toten Fallkopf abgeschlossen (bei dem schwarzen Pfeil nördlich von Kloxåsen, Fig. 18), der deutlich den Endpunkt für die regressive Erosion des Eisseeflusses darstellt. Oberhalb dieses Fallkopfes besitzt das Tal fortdauernd ungefähr dieselbe Breite, ist aber wenig tief. Eine längs der einen Seite der flachen Talsohle eingeschnittene, enge Ravine stellt das Resultat der unbedeutenden nach der Eisseezeit eingetretenen Erosion des jetzigen Baches dar.

Besonders lange kann dieser Abfluss kaum fungiert haben und ein der Passchwelle entsprechendes, ausgeprägteres Uferlinienniveau ist bisher auch nicht mit Sicherheit im Storsjöbecken angetroffen worden. In verschiedenen Beziehungen ist indes dieser Abfluss von nicht geringem Interesse, da er die oft verwickelten Drainierungsverhältnisse und die Funk-

Fig. 19. Das Abflussgebiet zwischen der Brunflobucht und dem See Locknesjön. Die Fläche des Brunflo-Stadiums ist schraffiert. — Masstab 1 : 75 000.

tion der übriggebliebenen Eisreste beleuchtet. In diesem Falle wurden also zwei verschiedene Eisseeflächen mit nahezu 50 m Höhenunterschied aufgedämmt, die beide auf der Westseite der Wasserscheide lagen, was in überzeugender Weise das Vorhandensein der Eismasse in der Näcktendepression beweist und zugleich zeigt, dass ihr Ostrand nun weit nach Westen zurückgezogen lag.

Ehe sich noch der Eisrand südwestlich des Djupdalen hinlänglich weit zurückgezogen hatte, um die Trockenlegung des eben beschriebenen Drainierungsweges zu veranlassen, hatte die fortschreitende Eisverdünnung auf dem Silurplateau nördlich und nordöstlich von Brunflo dazu geführt, dass die Eismasse unten im Tal zwischen der Brunflobucht und dem See Locknesjön von ihrem Zusammenhang mit der Hauptzunge abgeschnürt

wurde (Pl. VIII b). Längs des der Bestrahlung und Abschmelzung am meisten ausgesetzten nordöstlichen Talabhanges wurde dabei dem Wasser des Eissees ein kleinerer, marginaler Drainierungsweg nach Südosten geöffnet, der nach dem Seesystem Hållstasjön-Svänglingen-Anvikssjön hinabführte, wo kräftige, teilweise auch von der Eisenbahn aus sichtbare Freispülungen an mehreren Stellen des Tales vorkommen. Möglicherweise erhielt dieser Drainierungsweg teilweise, und dann besonders am weitesten im Südosten, allmählich subglaziale Natur.[1]

Oberhalb von Brunflo ist dieser marginale Drainierungsweg teils durch kräftige Abspülungszonen, besonders auf den breiten, terrassenartigen Absätzen um die Dörfer Gärde, Lunne und Hälle (Fig. 19), teils durch ein

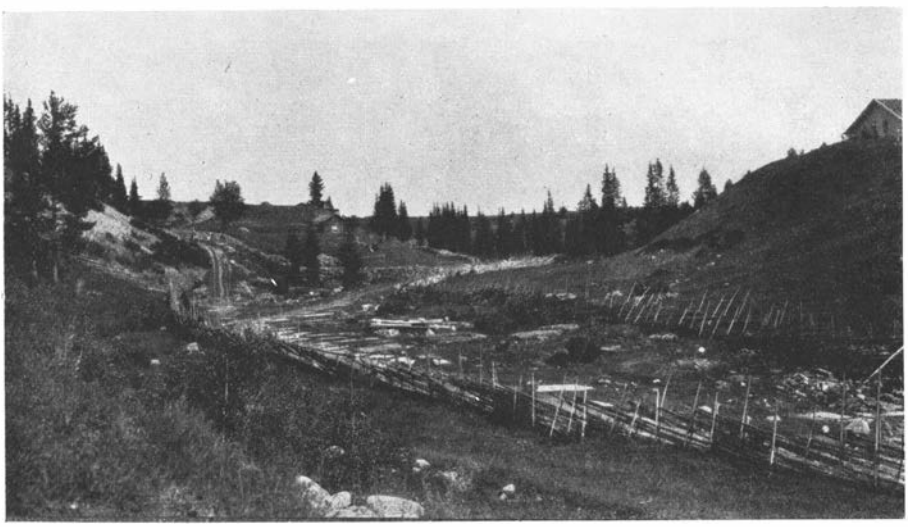


Photo. G. Frödin 1916.

Fig. 20. Der untere, südliche Einfluss in die marginale Abflussrinne bei Lunne oberhalb des Dorfes Brunflo. Der Felsengrund ist in der Talsohle freigespült.

in Moräne und Felsengrund eingeschnittenes, ca. 10 m tiefes und mehrere 100 m langes Trockental ausgezeichnet, das nach Südosten führt (Fig. 20) und in seinem oberen Teil gabelförmig verzweigt ist. Die nördliche Passschwelle erreicht ungefähr 10 m über der im Südosten, liegt aber andererseits 5—10 m tiefer als die Abflusschwelle nach dem Tal Djupdalen, was mit Rücksicht auf die Lage der beiden Lokalitäten auf ungefähr gleicher Isobase (s. S. 204) angibt, dass der Drainierungsweg oberhalb Brunflo der jüngere ist.

[1] Als Spuren eines möglicherweise noch früheren subglazialen Drainierungsweges ist die typische glaziofluviale Schotterakkumulation nordwestlich des Bahnhofes Pilgrimsta zu nennen, mit der wahrscheinlich eine Reihe Freispülungsphänomene zusammenhängen. Ohne nennenswerte Störungen und Druckwirkungen zu zeigen, wird dieser Grus von einer 0,5 bis 1,5 m mächtigen, normalen Moräne überlagert. Die Erklärung hierfür dürfte vielleicht analog der für das Haxäng-Vorkommen sein (s. u. S. 198).

Das Näckten-Stadium.

Nach dem oben beschriebenen Skute-Stadium ist das Näckten-Stadium das nächst niedrigere, konstantere Entwässerungsniveau. Nachstehende Tabelle über gemessene Ufermarken, verglichen mit Pl. VIII b, veranschaulicht seine Maximalausbreitung sowie die Verteilung und Lage der dazugehörenden Eisreste.

	Nivellierte Höhe. m ü. d. M.	Bar. best. Höhe. m ü. d. M.	
Passhöhe nach dem in den See Pånsjön fliessenden Bach		360	
Peneplan unterhalb Kloxåsen		360	Akkumulationsplateau
Kirchdorf Oviken		358	Erosionsterrasse
Höhe oberhalb Östersund		357	»
Ostseite des Rannåsen, nordnordöstlich von Östersund		356	»
Südseite der Frösön	355		»
Kirchdorf Hallen		346	»
Åberg und Glösa, Alsen	345		»
Ånge, Offerdal	344		»
Berge, »		343	»
Bleckåsen westlich vom Alsensee		342	»
Unterhalb Ekeberg, Offerdal		341	»
Hjärpen		341	Deltaterrasse

Auf dem hier in erster Linie besprochenen Teil der Wasserscheide nach Osten kommen auf der Strecke nach dem Indalsälven hinauf im Norden nur drei Gebiete vor, welche hinreichend tief liegen, um als Abflüsse für das Näckten-Stadium in Betracht kommen zu können, nämlich das Tal Brunflobusen-Locknesee, die südliche Talseite oberhalb des Indalsälven sowie das relativ langgestreckte Wasserscheidengebiet östlich vom Nordende des Näcktensees. Aus den unten angeführten Gründen muss man nämlich die beiden Pässe nach Süden von dem Busen Bergsviken und von dem Näcktensee, welche direkt zum Ljunganfluss hinabführen, hierbei ausser acht lassen.

Der Abflussweg wird durch starke und weitgestreckte Freispülungen auf dem nach Osten und Südosten schwach ansteigenden Grundgebirgspeneplan zwischen dem Nordende des Näcktensees und dem oben angeführten Passübergang, 360 m ü. d. M., nach dem in den See Pånsjön fliessenden Bach markiert, von wo das Wasser wie gegenwärtig nach den Seen Bodsjön und Revsunden hinabgeleitet wurde. Wegen der ausgeprägten Flachheit (s. Fig. 18) dürften in Wirklichkeit grosse Teile des

umliegenden Geländes als Abflusschwelle nach dem Bachtal im Osten gedient haben, ein Umstand, der natürlich auf das Niveau des Eisseespiegels stark regulierend eingewirkt hat. — Alle übrigen oben angeführten Passchwellen müssen dagegen, da sie niedriger gelegen sind, zu diesem Zeitpunkt noch immer von Eis verstopft gewesen sein.

Die grösste Ausbreitung des Näcktenstadiums nach Süden und die Lage des Eisrandes nach dieser Richtung hin (Pl. VIII b) können gegenwärtig nicht weiter bestimmt werden, als dass die Uferlinie mit Sicherheit um das Dorf Oviken vorkommt, während andererseits auf der Nordseite des Berges Hoverberget bei Berg die dem Brunflostadium angehörende 328 m-Terrasse mit aller Deutlichkeit das höchste Eisseeniveau bezeichnet. Der Ostrand der im Süden dämmenden Eismasse muss, infolge des früh entstandenen marginalen Drainierungsweges durch das Tal Djupdalen u. s. w. (s. S. 194), bedeutend zurückgezogen westlich des Abflusstales zwischen der Passchwelle und dem See Pånsjön gelegen haben. — Was wiederum die Eiszunge im Nordosten betrifft, so wird ihre gleichzeitige Maximalausbreitung durch die am meisten proximal gelegene bisher gefundene Ufermarke des Eisseestadiums angegeben, nämlich an der Höhe Rannåsen nordnordöstlich von Östersund.

Das Brunflo-Stadium.

Das Näckten-Stadium bestand, bis die dämmende tote Eismasse im Brunflo-Locknetal durchbrochen und damit definitiv beseitigt wurde, worauf die dortige niedrige Passchwelle die Regulierung des letzten permanenteren Eisseeniveaus, des Brunflo-Stadiums, übernahm (Pl. VIII c).

Die Ablagerungen im Brunflo-Locknetal geben wichtige Aufschlüsse über diese letzte Schlussphase in der glazialen Geschichte des Storsjöbeckens. Grosse Teile der weiten und flachen Talsohle werden von glaziofluvialem Schotter und damit zusammenhängender, wasserbearbeiteter und ausgespülter Moräne eingenommen, die nicht selten schwach gewölbte, in der Längsrichtung des Tales liegende Rücken und Hügel bilden. Mehr ausnahmsweise kommt ausserdem ein dünnes Lager Eisseesediment vor.

Unter diesen Ablagerungen ist der 10—15 m hohe Hügelkomplex, auf dem das Dorf Haxäng liegt, am bemerkenswertesten und bekanntesten wegen der sukzessiven Durchgrabung und Fortschachtung, die beim Bau der Inlandsbahn stattfand. Seiner Hauptmasse nach besteht er aus überaus gut bearbeitetem und sortiertem, mittelgrobem glaziofluvialen Schotter. Er fällt regelmässig 30—40° nach Südosten und enthält stellenweise Gürtel und Linsen von typischem Moränenmaterial, von denen die grösste bekannte ungefähr 20 m lang ist. Auf dem Schotter ruht eine zusammenhängende, 0,5—2,0 m mächtige Decke normaler Moräne. Im Unterschied zu den im übrigen analogen Bildungen auf der Insel Frösön und an anderen Stellen finden sich keine nennenswerten Druckwirkungen oder dazuge-

hörige Störungen. Der Kontakt zwischen dem glaziofluvialen Schotter und dem Moränenmantel ist bald völlig scharf (Fig. 21), bald zeigt er gradweise Strukturübergänge. Das Material ist auch seiner Herkunft nach in der Hauptsache dasselbe und besteht wesentlich aus silurischen Gesteinen, jedoch mit einem bedeutenden Zuschuss von dem Grundgebirgsgebiet im Osten.

Ihrer Bildungsart nach erscheint die Haxängablagerung recht eigenartig und kaum mit einem von Südosten nach Nordwesten fliessenden normalen Eisfluss vereinbar, wie man wohl mit Rücksicht auf die Lage im Verhältnis zu der letzten Eisscheide im Osten am ehesten erwarten

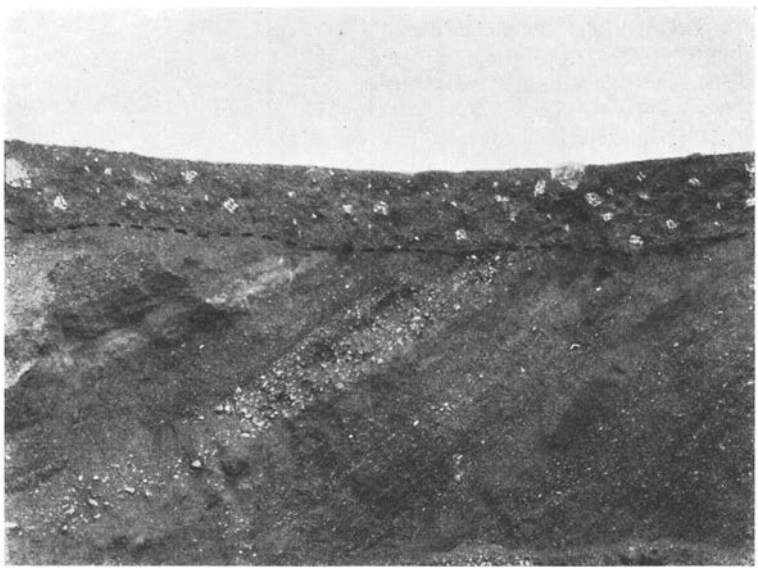


Photo. G. Frödin 1916.

Fig. 21. Moränenbedeckter, glaziofluvialer Grus bei Haxäng, südlich von Brunflo. — Höhe des Profils ca. 5 m.

sollte. Ebensowenig scheint offenbar die übergelagerte Moräne — nach dem vollständigen, bis hinauf zu dem Kontakt vorhandenen Mangel des Schotters an den bei Vorrücken des Eisrandes gewöhnlichen Pressphänomenen zu urteilen — ihren jetzigen Platz durch ein Vorrücken des Eisrandes erhalten haben zu können. Wie auch durch das oben erwähnte Fallen indiziert wird, dürfte der glaziofluviale Schotter wohl am ehesten in einem nach Südosten, also gegen die letzte Eisscheidenlage zu fliessenden, subglazialen Fluss abgelagert worden sein, der kaum etwas anderes als der Entwässerungsweg des Näcktenstadiums unter der im Tale liegenden toten Eismasse sein kann. Der übergelagerte Moränenmantel muss dann wohl am ehesten zu dem ursprünglich in dem Dach des Eistunnels eingeschlossenen Moränenmaterial gehört haben, aber erst abgelagert worden sein, nachdem dieser subglaziale Drainierungsweg zu fungieren aufgehört hatte.

Damit war die dämmende Eisfüllung im Tale definitiv durchbrochen und entfernt. Der Entwässerungsfluss hatte nun nach unten die fixe Passchwelle zwischen der Brunflobucht und dem Locknesee erreicht, die dem jetzt beginnenden Brunflo-Stadium angehört. Die Ausbreitung dieses Eissees, die Lage der gemessenen Uferlinien und die Verteilung der noch vorhandenen Eismassen ergeben sich aus Pl. VIII c verglichen mit nachstehender Tabelle.

	Nivellierte Höhe. m ü. d. M.	Bar. best. Höhe. m ü. d. M.	
Passhöhe zwischen der Brunflobucht und dem Locknesee	331		
Nördliche und westliche Seite des Haxängkomplexes	332		Erosionsterrasse
Sinnberg, Nordende des Näcktensees . . .	330		»
Fillsta, südlich der Frösön		328	Deltaterrasse (der Höhenwert approximat).
Nordseite des Hoverberget, Südende des Storsjön	328		Erosionsterrasse
Nördlicher Teil der Norderön (Alsta) im Storsjön	325		»
Südlicher Teil der Norderön (westlich von Gällsta)		324	»
Verkön, nordwestlich von Norderön, Storsjön	324		»
Nordanälven, Ostseite des Näldsees . . .		324	»
Glösa, Nordseite des Alsensees		321	»

Als Passchwelle, 331 m ü. d. M., kann der grössere Teil der äusserst flachen und breiten Talsohle unmittelbar am Locknesee zu beiden Seiten des Haxängkomplexes betrachtet werden (Fig. 19). Unbedeutende Wasserstandsvariationen und ein ruhiger Lauf müssen aus diesem Grunde den Abflusstrom ausgezeichnet haben. Blockreiche, manchmal jedoch moorbedeckte, schwach markierte, seichte Strombetten sind jedoch zur Ausbildung gelangt. Zahlreiche in der Bodenoberfläche liegende grosse, eckige Blöcke des Porphyr vom Östberget auf der Insel Frösön nebst daran angeschlossenen silurischen, grauweissen Basalquarziten sind allgemein in geringer Höhe längs der Brunflobucht verstreut und scheinen von einem gegen den Abfluss gerichteten Treibeistransport herzurühren.

Die östlichste zu diesem Eisseestadium gehörende Uferlinie, aller Wahrscheinlichkeit nach auch die östlichste innerhalb der ganzen zentraljämtländischen Eisseeregion und als solche von speziellem Interesse, ist die etwa 10 m breite, blockbestreute, typische Erosionsterrasse, die sich längs der Nord- und Westseite des Haxängkomplexes bis an die im Südwesten und Südosten gelegenen Passchwellen verfolgen lässt.

Die Ausbreitung des Brunflostadiums unmittelbar vor der Entleerung sowie die Verteilung und ungefähre Begrenzung der damaligen Eisreste

(Pl. VIII c) gründen sich auf folgende Tatsachen. Der vom Südende des Näcktensees südwärts zum Ljunganfluss hinabführende, niedrige Passübergang, 330 m ü. d. M., muss als definitiv unter dem Eisseeniveau gelegen, noch immer von totem Eis blockiert gewesen sein, welches sich dank der unbedeutenden Wassertiefe relativ lange im südlichen Teil der Näcktensenke halten konnte, da diese zwischen den Grundgebirgshöhen im Osten und dem markierten Quarzitplateau im Westen geschützt lag. Der in einem früheren Stadium (Pl. VIII b) einheitliche Eisrest hier im Süden hat sich nun über dem genannten Quarzitplateau in zwei Teile geteilt, doch scheinen gleichartige äussere Verhältnisse wie die eben erwähnten das Liegenbleiben einer Eispartie auch westlich desselben Quarzitplateaus in dem Tal begünstigt zu haben, das die unmittelbare südliche Fortsetzung der Storsjödepression bildet. Die Passchwelle südwärts nach dem Ljunganfluss liegt hier indes zu hoch, 357 m ü. d. M., als dass sie das Wasser des Eissees während dieser Zeit hätte durchlassen können. Sichere hierhergehörige Ufermarken habe ich nicht weiter südwärts als bis an die Nord- und Ostseite des Berges Hoverberget verfolgen können. Südlich davon kommen in der auf beiden Seiten des Tales oft stark ausgespülten Moränendecke terrassenartige Absätze, ebene Flächen sowie flache Rinnen und Furchen vor, die sich nach Norden senken und bis auf mindestens 315 m ü. d. M. herabgehen. Sie scheinen am ehesten den Charakter glaziofluvialer Eisrandbildungen zu besitzen. Diese Beobachtungen dürften also auf eine noch im Tal liegende tote Eismasse hindeuten, die nicht verschwunden war, als sich das Brunflo-Stadium zu senken begann.

Die Lage des Eisrandes nordöstlich des Storsjön ist teils durch die meist proximal liegende bisher bekannte hierhergehörige Ufermarke, nämlich an der Ostseite des Sees Näldsjön, bestimmt, teils dadurch, dass der ost-westliche, tief liegende Passübergang, 308 m ü. d. M. nach dem See Mosjön unmittelbar südlich von Lit am Fluss Indalsälven, offenbar noch immer von Eis verstopft gewesen sein muss. Die Eisrandlage fällt aus diesen Gründen im grossen und ganzen mit der oben S. 175 angeführten Südgrenze für den postglazialen Moränentransport und die Eisbewegung in der Gegend des Indalsälven zusammen. Bezüglich ihrer Fortsetzung über Stugun sei auf Seite 203 verwiesen.

Eine Anzahl der früher bekannten Ufermarken wie auch ein erheblicher Teil meines eigenen während der letzten Jahre gesammelten Materials hat sich in die genannten drei Uferlinienniveaus einordnen lassen. Nachdem sich der Kall-Eissee bei der ersten Durchbrechung der Eisbarriere mit einem Schlage um 70—80 m zu dem fixen Skute-Stadium hinabgesenkt hatte, erfolgte die fortlaufende Entwässerung in einer Reihe kleinerer Etappen, von denen verschiedene von ganz kurzer Dauer gewesen zu sein scheinen.

Auch Eissee-Stadien, die später sind und tiefer lagen als das Brunflo-

Stadium, sind beobachtet worden. Sie gehören zu den allerletzten Drainierungswegen längs des Tales des Indalsälven, die teils subglazial, wie der in der Talsohle auftretende glaziofluviale Osrücken wahrscheinlich macht[1], teils, und nicht zum wenigsten, marginal zwischen dem Eisrand und der südlichen Talseite gewesen sein dürften. Leider sind jedoch diese letzten Drainierungswege nicht näher untersucht worden. Eine stark ausgespülte Moränendecke, die teilweise zu glaziofluvialem Schotter umgearbeitet ist, den gewöhnlichen Kiefernheidencharakter trägt und ausserdem nicht selten topographisch an einer groben Terrassierung kenntlich ist, erscheint an vielen Stellen, besonders auf der südlichen Talseite, als der herrschende Boden um den Indalsälven zwischen Stugun, dem See Ismundsjön und Lit. Hierdurch entsteht ein deutlicher Kontrast zu dem normalen Moränenboden im Norden und Süden. Diese Marken der starken Wasserbearbeitung können wahrscheinlich teils mit der mehr lokalen, marginalen Drainierung während der früheren, z. B. auf Pl. VIII b und VIII c veranschaulichten Abschmelzungsphasen, teils — was niedrigere Niveaus betrifft — mit den allerletzten Eisseentlerungen in Zusammenhang gebracht werden.

Die Durchbrechung in Form einer ersten Bipartition der bis dahin einheitlichen zentraljämtländischen Eisscheide und Eisbarriere, die DE GEER nach dem Tal des Indalsälven verlegt und als Nullpunkt für seine exakte spätquartäre Zeitskala angenommen hat, kann nach dem hier nachgewiesenen Abschmelzungsverlauf nicht aufrecht erhalten werden. Diese erste definitive Zweiteilung fand in Wirklichkeit ein gutes Stück weiter südlich, nämlich westlich des Locknesees, und nicht unerheblich früher statt, wobei sich die entleerten Wassermassen nicht in das Tal des Indalsälven, sondern in das des Ljunganflusses ergossen. Die Zeugnisse einer grossen Eisseentleerung, die in den Sedimenten im Tal des Indalsälven und vor allem bei Stugun vorliegen, müssen sich statt dessen am ehesten von den oben erwähnten, allerletzten Eissee-Stadien im Storsjöbecken herleiten. Hierbei darf man jedoch nicht übersehen, dass die unten Seite 207 f. angeführten, allerdings sehr mangelhaften Indize dafür, in welcher Reihenfolge die verschiedenen Eisscheidenpartien definitiv verschwanden, sehr wohl angeben können, dass eine noch frühere Bipartition die härjedalsch-ostnorwegische Eisscheidenlinie betroffen hat.

Hier erhebt sich die Frage, ob sich in dem Schichtenbau in den spätglazialen Fjorden im Osten eine Stütze für meine oben dargelegte Auffassung finden lässt. Dabei ist zu bemerken, dass der Abfluss des Sees Revsunden, der Gimån, infolge seines überaus verwickelten und ab-

[1] Glaziofluviale Osrücken, die auf diese Weise von den Entwässerungs- und Abflussströmen der Eisseen gebildet sind, werden natürlich oft nicht in ihrer Richtung, wie gewöhnlich, von der Eisbewegung bestimmt, und zwar nicht nur, was mehr oder weniger absterbende Eispartien betrifft. Man darf deshalb nicht ohne weiteres annehmen, dass sie die Bewegungsrichtung des Eises markieren.

normen Laufes sehr wohl auf die eine oder andere Weise zur Zeit der beginnenden Senkung des Kall-Eissees gesperrt gewesen sein kann, am wahrscheinlichsten vielleicht von übrig gebliebenen toten Eismassen. Die Wassermassen müssen alsdann nach Süden an Bräcke vorbei über den sich nur ca. 25 m über den Revsunden erhebenden Passübergang nach dem See Dysjön und dem Ljunganfluss bei Ånge gezwungen worden sein. Das um die Eisenbahn sichtbare, grossartige spätglaziale Deltaplateau in diesem Tal würde dann unter dieser Voraussetzung abgesetzt worden sein. Hiermit hängt wahrscheinlich auch die von CARLZON in den spätglazialen Sedimenten der Gegend von Ånge angetroffene ausgeprägte Entwässerungsschicht zusammen, die von ihm nach seiner Meinung mit abnehmender Mächtigkeit möglicherweise in das Tal des Indalsälven hinein wiedergefunden wurde und sich dort als gleichzeitig mit einem bei Döviken eingetretenen, bemerkenswerten Vorrücken des Eisrandes erwiesen hat (**3**, S. 349 f.).[1]

Unter Betonung, dass eine sichere geochronologische Verknüpfung zwischen den Tälern des Ljunganflusses und des Indalsälven leider noch nicht erreicht worden ist, lässt CARLZON die Frage offen, ob die genannte Entwässerungsschicht wirklich die beginnende Senkung des Kall-Eissees anzeigt. Den Altersunterschied zwischen dieser Schicht und der in der Literatur angeführten grossen Entleerungsschicht bei Stugun am Indalsälven, die nach meiner obigen Darstellung vielmehr von der Senkung des Brunflo-Stadiums und nicht von der ersten Durchbrechung der Eisscheide herrühren kann, berechnet er auf 120 Jahre, was bezüglich des oben beschriebenen Entwicklungsverlaufes auf der Westseite der früheren Eisscheide als normal erscheinen kann. — Eine andere besonders beim See Gesunden gut entwickelte, noch etwa 375 Jahre jüngere Entleerungsschicht ist nach CARLZON möglicherweise der Senkung des Hotag-Eissees zuzuschreiben (**3**, S. 353). Es scheint auch später Verschiedenes bekannt geworden zu sein, was dies bestätigt. Geht man von einer durchschnittlichen Jahresrezession von 200 m aus (s. o. S. 176), so muss sich nämlich der Eisrand während 350—400 Jahren die ca. 70 km haben zurückziehen können, die zwischen dem Indalsälven bei Lit und dem Tal des Hotagensees liegen, d. h. ungefähr von der Eisrandlage auf Pl. VIII c nach der dem grössten der Hotag-Eisseen entsprechenden Rezessionsstufe (s. **9**, Taf. I.).

Wegen der geringen Anzahl nivellierter Höhenwerte geben die auf Pl. VIII. veranschaulichten Eissee-Stadien kaum Anlass zu weitgehenderen Schlüssen über die nach dieser Zeit eingetretene Niveaudeformation der

[1] Auf Pl. VIII a und VIII b habe ich deshalb den Eisrand hinlänglich weit südlich von Stugun gelegt, um seine Lage über der Gegend von Döviken sicherzustellen. — Wie CARLZON (**3**, S. 349) nachgewiesen hat, wurde die grosse Entwässerungsschicht im Tal des Indalsälven gebildet, als der Eisrand über Stugun ging. Die auf Pl. VIII c veranschaulichte Eisrandlage ist mit Rücksicht hierauf gezogen.

Erdkruste. Geht man indes von dem am sichersten höhenbestimmten Uferlinienniveau, nämlich dem des Brunflo-Stadiums aus und ergänzt dieses, besonders nach Westen, durch die höheren Niveaus, so erhält man eine Deformation, die sich nach Grösse und Richtung sehr eng an die früher für den südöstlichen Teil des Kall-Eissees gefundene anschliesst, nämlich im Durchschnitt 3 : 10 000 nach Nordwesten oder Westnordwest. Eine nähere Prüfung der Höhenwerte des Brunflo-Stadiums im Osten und Süden, die sich auf normale Erosionsterrassen von gleichartiger Ausbildung beziehen, zeigt jedoch deutlich, dass insofern eine Abweichung vorliegt, als die Isobasen in diesem Teil des Storsjöbeckens eine mehr nord-südliche Richtung besitzen, als die hier spärlichen, zum Kall-Eissee gehörenden Ufermarken an die Hand gaben.

Ein bemerkenswerter Umstand ist, dass man um den Storsjön noch kein sicheres Gegenstück zu der seit alters von Offerdal und Alsen bekannten Uferlinie auf ca. 410 m ü. d. M. gefunden hat, obgleich diese dort mit ungewöhnlicher Schärfe und Deutlichkeit ausgebildet ist. Diese letztgenannten Eigenschaften, Schärfe und Deutlichkeit, scheinen indes allgemein den westwärts liegenden, zu den jetzt besprochenen Entleerungsstadien gehörenden Erosionsuferlinien zuzukommen, trotzdem dieselben vermutlich von relativ kurzer Dauer waren. Die Ursache hierfür kann bis zu gewissem Grade in der Lage der Abflüsse in dem am stärksten gehobenen Gebiet im Osten und Südosten zu suchen sein. Wie ich früher nachgewiesen habe (8, S. 221 f.), ging nämlich die Deformation schon während der Eisseezeit vor sich, was im vorliegenden Falle eine langsame Hebung der Eisseespiegel im Westen und Nordwesten sowie eine damit Hand in Hand gehende stärkere Ufererosion bedeutet haben muss.

Im Vorhergehenden habe ich die Entleerung des zentraljämtländischen Eisseensystems und die damit zusammenhängende Eisrezession als völlig kontinuierlich dargestellt. Es ist indes offenbar, dass der wirkliche Entwicklungsverlauf kaum so einfach war, sondern dass Oszillationen des Eisrandes vorkommen konnten, die wenigstens unter gewissen Umständen zu erneuter Aufstauung und Hebung des Eisseeniveaus führen mussten.

Seit alters ist auch eine ganze Reihe Vorkommen von moränenbedeckten Eisseesedimenten, z. B. bei Vålbacken an der Brunflobucht sowie vor allem auf der Insel Frösön, bekannt, die durch starke Pressphänomene und Deformationen unzweifelhaft zeigen, dass sie von neuem vom Eis überschritten worden sind. Dadurch erhielten sie also eine andere Natur als z. B. der Vorkommen bei Haxäng. Bezüglich dieser Lokalitäten ist es klar, dass der erneute Vorstoss des Eisrandes in erster Linie der sicher bis zuletzt beweglichen und nahegelegenen Eiszunge im Nordosten und nicht den mehr oder weniger toten und entfernten Eisresten im Süden zuzuschreiben ist. Auf Frösön muss sich der Prozess am leichtesten vollzogen haben, so lange sich der Eisrand noch unmittelbar in der Nähe

befand, d. h. während der Schlussperiode des Kall-Eissees oder, wie ich früher betont habe, vielleicht eher unmittelbar nach dessen erster Senkung (**8**, S. 216). Man kann sich denken, dass der Vorstoss ganz einfach eine Reaktion der Senkung war und den gleichartigen und möglicherweise synchronen Ablagerungen bei Döviken entspricht (s. o. S. 203). — Oszillierungen und temporäre Vorstösse des Eisrandes im Nordosten müssen a priori als gerade zu dem genannten Zeitpunkt sehr wahrscheinlich erscheinen, und zwar auch im Hinblick auf die vor sich gehende Verlegung der Eisscheide nach der postglazialen Eisscheidenlage im Norden und die dadurch bedingten Veränderungen in der Eisausströmung. Da die zu den Entleerungsniveaus gehörenden Abflüsse im allgemeinen relativ weit südwärts ausserhalb des Bezirkes der nordöstlichen Eiszunge lagen, und zwar sogar während des Brunflo-Stadiums, kann es also scheinen, als ob geringe Aussichten für Verstopfung und erneute Aufdämmung vorgelegen hätten. Sowohl während des ersten Stadiums als auch des allerletzten Zeitabschnittes, als die Drainierungswege nach dem Tal des Indalsälven und in die unmittelbare Nähe des Eisrandes verlegt waren, konnte eine solche erneute Aufdämmung leicht zustande kommen.

Mittels des vorhandenen Beobachtungsmaterials den Vorstoss auf Frösön näher zu datieren, ist gegenwärtig schwer. Da indes sowohl die Ufermarken des Näckten-Stadiums als auch die niedrigeren Uferlinien dort deutlich in dem beim Vorstoss abgesetzten Moränenbett ausgearbeitet und also später als dieses sind, muss dieses Vorrücken, wie auch aus den oben angegebenen theoretischen Gründen hervorgeht, in einem relativ frühen Zeitpunkt erfolgt sein. — Die glazialen Ablagerungen um den Berg Östberget auf Frösön sind auch in anderen hierhergehörigen Beziehungen lehrreich. Das untere und obere Moränenbett haben in der Hauptsache dieselbe Zusammensetzung und den gleichen Ursprung, was kaum auf einen grösseren Altersunterschied deutet. Beide geben einen Transport von Nordosten an, was nach dem oben Gesagten wegen der Lage und Richtung des Eisrandes auch am ehesten zu erwarten ist. Besonders für die obere Moräne tritt diese Transportrichtung handgreiflich an den längs des Ost- und Südostfusses des Berges zahlreich eingelagerten, grossen, eckigen Geschieben vom Porphyr des Östberget hervor, die offenbar in die Moräne hineinkamen, als der sich von Nordosten vorschiebende Eisstrom lokal nach Süden an der steilen Bergseite entlang abgelenkt wurde. Die in noch grösserer Menge auf Frösön und um Östersund in den beiden Moränenbetten auftretenden, dunklen, grauen oder hellen Quarzite sind dagegen nicht, wie ich früher für wahrscheinlich hielt (**14**), ein Beweis für einen Transport von Ås oder Kyrkås, da ich dasselbe Gestein später in so grosser Nähe des Östberget wie bei Mjälle und in einer Lage fest anstehend fand, dass es offenbar die Basalbildungen des Silurs in dieser Gegend darstellt. — Ein anderes Zeugnis dafür, dass die Eisbewegung ungefähr von Nordosten kam, ist, dass die in den intramoränen Sedimenten und teilweise auch in der darüber gelagerten Moräne reichlich vorkom-

menden Verschiebungs- und Verschieferungsflächen allgemein mittelsteil- steil nach Norden oder Nordosten fallen und damit wahrscheinlich einen aus dieser Richtung kommenden Druck angeben.

Gleichartige Verhältnisse kehren an vielen Orten bei den übrigen glazialen Ablagerungen wieder, welche die steilen Bergseiten des Östberget zunächst umgeben. Im Südosten, Süden und Südwesten erheben sich mächtige Kegel von teilweise typisch glaziofluvialem Schotter bis zu

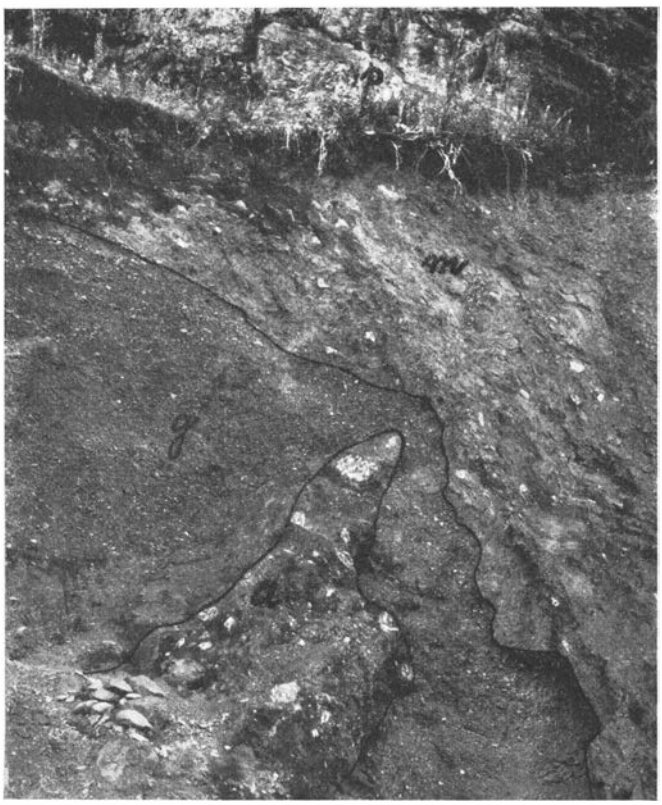


Photo. G. Frödin 1915.

Fig. 22. Stark gepresster und verschieferter Moränenschutt (*m*), ca. 1 m mächtig, glaziofluvialen Grus (*g*) an der Südostseite des Östberget überlagernd, Frösön. — Höhe des Profils ca. 10 m. Zu oberst die Porphyrwand (*p*), an der der Grus abgelagert wurde. Bei *a* eine eingelagerte, geschiebereiche Moränenlinse.

ca. 400—410 m Höhe und geben u. a. durch ihr konstantes Fallen nach aussen an, dass sie in den marginalen Schmelzwasseransammlungen abgesetzt wurden, die besonders längs der nach Süden gewandten Leeseite des wie ein Nunatak aus der Eisdecke aufragenden Berges entstanden sind. Analoge Bildungen von Mårdsjö wurden oben S. 178 beschrieben. Nicht selten kommen beim Östberget Linsen von mehr oder weniger typischem Moränenmaterial in dem glaziofluvialen Grus vor, der wie auch

bisweilen die übergelagerte 0,5 bis 4,0 m mächtige Moränendecke, stark gepresst und durch Druck beeinflusst sein kann (Fig. 22). Ein nennenswertes Vorrücken nach einer vorhergehenden Rezession des Eisrandes brauchen diese Lagerungsverhältnisse natürlich nicht zu bedeuten, sondern sie können ganz einfach bei der Verkleinerung des Eisrandsees durch kleinere temporäre Vorpressungen der Eismasse gegen die Bergseite entstanden sein.

III. Schlusswort.

Dem bisher Gesagten sollen zum Schluss noch einige Worte über die Beziehung zwischen den besprochenen Eisscheiden hinzugefügt werden.

Aus HOLMSENS Untersuchungen über die eisgedämmten Seen in Österdalen, Norwegen, geht hervor, dass die letzte Eisscheidenlage daselbst die unmittelbare Fortsetzung der hier gezogenen härjedalschen Eisscheide bildete (**17**). Zwischen dieser härjedalsch-ostnorwegischen und den jämtländisch-südlappländischen Eisscheidenlinien lässt sich keinerlei räumlicher Zusammenhang nachweisen; das ganze bisherige Beobachtungsmaterial ist im Gegenteil geeignet, die in der obigen Darstellung behauptete Unterbrechung zwischen ihnen zu unterstreichen.

Bezüglich der Frage nach der schliesslichen Auflösung der härjedalsch-ostnorwegischen Eisscheide zeigt HOLMSEN, dass die Eisbarriere noch immer über dem Abfluss des Faemundensees gelegen haben muss, als sie im Glommental von den grossen norwegischen Eisseensystemen durchbrochen wurde (**17**, S. 150). Weiter nordöstlich ist die Schlussperiode u. a. dadurch gekennzeichnet, dass die Eisseen des Ljungantals damals rings um die Nordspitze derselben Eisscheide durch die grossartige Erosionslandschaft längs des Südost- und Ostfusses des Hundshögen (s. o. S. 150) nach dem im Storsjöbecken noch immer aufgedämmten Kall-Eissee hinab drainiert wurden. Dies ergibt sich mit voller Deutlichkeit aus den Verhältnissen in der Gegend der Flüsse Dammån und Gräftån sowie aus den grossen marginalen, glaziofluvialen Akkumulationen längs der Ostseite des Oviksgebirges (**8**, S. 133 f.). Dieser ausgeprägt marginale Drainierungsverlauf setzt voraus, dass noch immer eine mächtige Eismasse nach Nordwesten von der Näcktengegend über das Südende des Storsjön und bis an die Seite des Hundshögen vorgeschoben lag. Hiernach scheint man also annehmen zu dürfen, dass der Eisrest um die härjedalsche Eisscheide, wenigstens am weitesten nordöstlich, verhältnismässig mehr reduziert war als die gleichzeitige zu der zentraljämtländischen Eisscheide und besonders zu ihrem südlichen Teil gehörende Eisbarriere. Die auf Pl. VIII a eingetragene, sich auf das Skute-Stadium beziehende Eisrandlage muss also einer bedeutend späteren Periode angehören. Soweit diese fragmentarischen Tatsachen überhaupt zu allgemeinen Schlüssen berechtigen, darf

man es für am wahrscheinlichsten halten, dass die härjedalsche Eisscheide früher verschwand als die zentraljämtländische, welche ihrerseits, wie oben gezeigt, etwa gleichzeitig mit der Bildung der postglazialen nordjämtländisch-westlappländischen Eisscheide aufgelöst wurde.

Nach diesen Altersbeziehungen zwischen den Endpartien der verschiedenen Eisscheiden zu urteilen, dürfte also die härjedalsche Eisscheide schon verschwunden gewesen sein, als die nordjämtländisch-westlappländische Eisscheidenlage entstand, und also ein entschieden höheres Alter besitzen als diese. Aus diesem Grunde wäre vielleicht in dem härjedalschen Gebiet eine durchgehend kleinere Rezessionsgeschwindigkeit als z. B. in Nordjämtland und Südlappland zu erwarten. Entscheidende Beweise nach der einen oder anderen Richtung sind hier jedoch kaum zu erwarten, ehe die grossen Komplexe von wahrscheinlich Jahresmoränen in diesen Gegenden einer näheren Untersuchung in diesen Beziehungen unterzogen worden sind. Die gleichartige zonenweise Gruppierung längs der letzten Eisscheidenlagen, welche diese Endmoränenkomplexe so auffallend zeigen, braucht nicht a priori als ein Zeichen von durch klimatische Bildungsbedingungen verursachter Synchronität aufgefasst zu werden. Es ist vielmehr denkbar, dass diese an die letzten Eisscheidenlagen gebundenen Moränenzonen ein Ergebnis der veränderten Stromrichtungen sind, die infolge der Einwirkung der lokalen Topographie in einem gewissen vorgeschrittenen Stadium der Verdünnung der letzten Eismasse -- und dadurch hervorgerufener gesteigerter Fähigkeit derselben zu Endmoränenbildung — überhand genommen haben müssen (vgl. **5**).

Das hier gegebene Gesamtbild des zentralskandinavischen Eisscheidenkomplexes mit zwei oder drei mit den Enden nebeneinander liegenden, isolierten Eisscheidenlinien anstatt — wie man vielleicht zunächst hätte erwarten sollen — einer einheitlichen zusammenhängenden Eisscheidenlinie kann recht eigentümlich erscheinen. Natürlich muss es ungemein schwierig sein, eine befriedigende Erklärung des Problems zu finden, da sicher eine Anzahl ihrer Grössenordnung nach ziemlich unbekannter Faktoren mitgespielt haben, die ausserdem in verschiedenen Gebieten mit verschiedener Intensität zusammenwirkten.

Der oben S. 156 angeführte, zuerst von HÖGBOM ausgesprochene Satz, dass die Eisscheide eine Lage einnehmen muss, die gleichen Widerstand gegen die Eisbewegung auf beiden Seiten bezeichnet, scheint jedoch auch in diesem Fall wenigstens bis zu gewissem Grade anwendbar zu sein. So breiten sich von der Grenze zwischen Jämtland und Härjedalen im Nordosten bis an die Gebirge Dovre-Jotunheimen ausserhalb der Kartengrenze im Südwesten (Pl. VI.) einige der höchsten zusammenhängenden Gebirgsgebiete Skandinaviens mit entschieden grösserer Durchschnittshöhe als die Gebirgsgegenden weiter nördlich im mittleren und nördlichen Jämtland sowie in angrenzenden Teilen von Norwegen aus (Fig. 23). Aus diesem Grunde darf man also erwarten, dass schon während der Maximalausbreitung der Eisdecke die härjedalsch-ostnorwegische Eisscheide eine

westlichere Lage einnahm als die ostjämtländisch-ostlappländische. Ein direkter Zusammenhang zwischen ihnen braucht nicht vorausgesetzt zu werden; die in die Augen fallende Unterbrechung kann mit anderen Worten sehr wohl ursprünglich sein.

Wie oben gezeigt wurde, fand im Nordosten eine Aufteilung der früher zusammenhängenden ostjämtländisch-ostlappländischen Eisscheidenlinie in einem späten Stadium statt, indem die nördliche und entschieden grösste Partie der Eisscheide während der Abschmelzungszeit nach Westen verlegt wurde. Die Unterbrechung ist also in diesem Falle deutlich sekundär. Es ist denkbar, dass diese Verlegung ihrerseits dadurch hervorgerufen wurde, dass der Widerstand gegen die von der Eisscheide

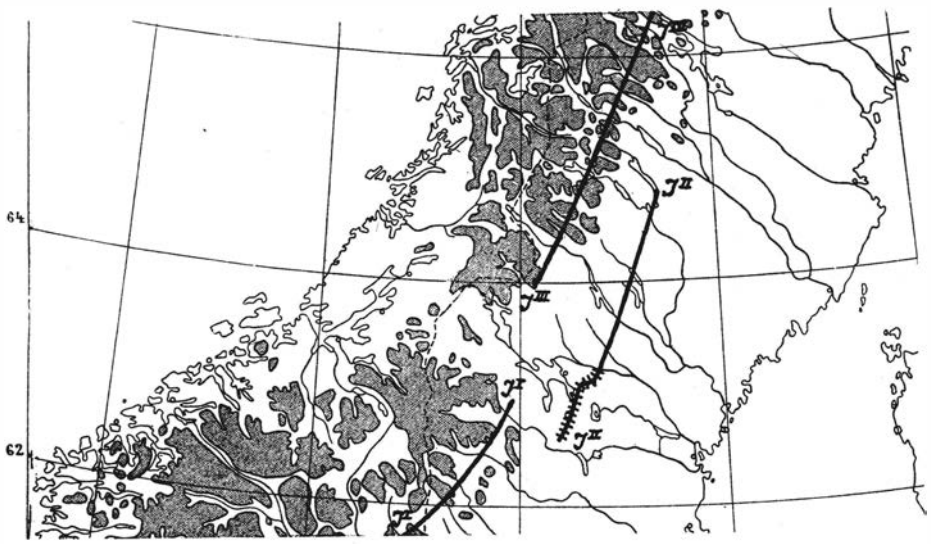


Fig. 23. Die Lage der zentralskandinavischen Eisscheiden im Verhältnis zu den Grossformen der Topographie. Die Gebiete über der 1000 m Kurve sind grau. Die zentraljämtländische Eisscheide ist querschraffiert. (Über die Bezeichnungen I^{I}, I^{II} und I^{III}, siehe Pl. VI.)

nach Westen gehende Eisbewegung wesentlich in der weit nach Osten reichenden Gegenneigung der Gebirgskette bestand, welcher Widerstand viel langsamer abnahm als der auf der Ostseite der Eisscheide und deshalb kompensiert werden musste.

Damit erhebt sich indes die Frage, warum sich keine Spuren einer der Grössenordnung nach entsprechenden Verlegung der härjedalschen und zentraljämtländischen Eisscheiden nach Westen finden lassen. Die Antwort hierauf ergibt sich vielleicht aus den Schlüssen, die betreffend den Zeitpunkt für die Entstehung der nordjämtländisch-westlappländischen Eisscheide gezogen wurden. Die Bedingungen hierfür — welche sie auch gewesen sein mögen — stellten sich nachweislich erst in einem sehr späten Stadium, d. h. am Ende der finiglazialen Abschmelzungsperiode ein. Wie oben angeführt, war jedoch zu dieser Zeit die härjedalsche Eisscheide

aller Wahrscheinlichkeit nach praktisch genommen bereits verschwunden. Was wiederum die zentraljämtländische betrifft, so hatte sich der dazugehörende Eisrand im Westen schon auf die Ostseite der höchsten Gebirgspartien zurückgezogen, und der Überschuss an Gegenneigung, der in erster Linie durch die Verlegung der Eisscheide nach Westen kompensiert werden und dieselbe bedingen sollte, war damit im wesentlichen ausser Spiel gesetzt. Dieses Ergebnis, d. h. das Liegenbleiben der Eisscheide in ihrer Lage, würde mit anderen Worten zu einem nicht geringen Teil auf der weit ausgedehnten Storsjöebene und dem durch sie bedingten, ungewöhnlich grossen Abstand zwischen der Eisscheide und dem Gebirgsrücken beruhen (Fig. 23). Denkbar wäre, dass unter gleichartigen Verhältnissen wie den erwähnten, d. h. sobald der westliche Eisrand die Gebirgsseiten zu verlassen begonnen hatte und der Gegendruck nach Westen damit rasch abnahm, sogar eine schliessliche Verschiebung der Eisscheide nach Osten hervorgerufen werden konnte, was jedoch bisher nur in Härjedalen nachgewiesen zu sein scheint (s. o. S. 159).[1]

Die schon durch HÖGBOMS erste Untersuchungen (**18**) nachgewiesenen nord- und südjämtländischen Eisströme — d. h. die nach der Storsjöebene und der westlich von ihr gelegenen, breiten Einsenkung in der Gebirgskette konvergierenden Eisbewegungen — die vom damaligen Standpunkt der Forschung aus mit gutem Grunde als durch den ablenkenden Einfluss der hohen und ausgedehnten Gebirgsgebiete nördlich und südlich dieser Depression hervorgerufen angesehen werden konnten, treten mit der jetzt angegebenen Verteilung der Eisscheidenlinien in eine teilweise andere Beleuchtung. In dem südjämtländisch-härjedalschen Hochgebirgskomplex kommen die hierhergehörigen, ungefähr nach Nordwesten gerichteten Schrammen bis auf die höchsten Berggipfel hinauf vor, und ihre überaus konstante Richtung gegen die zentraljämtländische Depression kann also kaum ein durch die Höhenlage desselben Gebirgsgebietes verursachtes Ablenkungsphänomen sein.[2] Dieser Teil des südjämtländischen Eisstroms

[1] Theoretisch wäre vielleicht der Standpunkt möglich, dass die Eisdecke während des Maximums der Vergletscherung allzu grosse Mächtigkeit besass, als dass die oben erwähnte Niveaudifferenz zwischen den Gebirgsgebieten im Norden und Süden sich in der Lage der Eisscheide hätte geltend machen können. Eine einzige zusammenhängende, regelmässig verlaufende Eisscheidenlinie im Osten möchte dann existiert haben. In dem Masse, wie die ungefähr gleichförmig abfallende Eisdecke durch Abschmelzung verdünnt wurde, müssen diese Niveaudifferenzen jedoch danach gestrebt haben, sukzessive eine mehr differenzierte Lage der verschiedenen Eisscheidenteile hervorzurufen, wodurch also die einheitliche Eisscheidenlinie brach, und Verlegungen nach Westen eintraten. Zuerst würde sich hierbei das höchste Gebirgsgebiet, im Südwesten, bemerkbar gemacht haben und die härjedalsche Eisscheide dadurch losgerissen und nach Westen verlegt worden sein. Erst später folgte die nordjämtländisch-westlappländische nach. In dem Umstande, dass die härjedalsche Eisscheide eventuell in einem so frühen Stadium ihre ursprüngliche Lage im Osten verlassen hätte, würde möglicherweise eine Erklärung dafür liegen, dass die Spuren derselben nicht mehr angetroffen werden können. — Indes scheint diese Hypothese in den bisherigen tatsächlichen Beobachtungen kaum eine Stütze zu finden.

[2] Die mehr nach Norden gerichteten Schrammen in diesen Gegenden (Pl. VI.) sind

ist vielmehr deutlich durch die Anwesenheit der härjedalschen Eisscheide bestimmt und ein Ausdruck für sie. Der östlichste Teil desselben Eisstroms, der auf das niedrige und ebene Gelände um den Storsjön begrenzt war und von dem südlichen Teil der zentraljämtländischen Eisscheide herrührte, war dagegen wenigstens während der späteren Periode der Abschmelzung zweifellos durch den hohen Gebirgskomplex im Westen nach Norden und Nordnordwest abgelenkt. — Der nordjämtländische Eisstrom wiederum ist, wie ich früher nachgewiesen habe (**11**), wesentlich ein Ergebnis der Entstehung und Eisausströmung von der nordjämtländischen Eisscheidenlinie, wobei sich direkte topographische Einflüsse nur lokal geltend gemacht haben.

Literaturverzeichnis.

1. Brückner, E. Referat. — Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. XI: 4—5, S. 204.
2. Carlzon, C. Några iakttagelser angående isdelaren i Jämtland. — Geologiska Föreningens Förhandlingar. Bd. 31 (1909).
3. ——. Inlandsisens recession mellan Bispgården och Stugun i Indalsälvens dalgång i Jämtland. — Geologiska Föreningens Förhandlingar. Bd. 35 (1913).
4. De Geer, G. Om den senkvartära tidens indelning. — Geologiska Föreningens Förhandlingar. Bd. 33 (1911).
5. ——. Diskussionbeitrag. — Geologiska Föreningens Förhandlingar. Bd. 37 (1915), S. 628.
6. Enquist, Fr. Die glaziale Entwickelungsgeschichte Nordwestskandinaviens. — Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. C. N:o 285 (1918).
7. Eriksson, K. Inlandsisens avsmältning i sydvästra Jämtland. — Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. C. N:o 251 (1914).
8. Frödin, G. Bidrag till västra Jämtlands senglaciala Geologi. — Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. C. N:o 246 (1913).
9. ——. Glacialgeologiska studier i nordvästra Jämtland. — Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. C. N:o 253 (1914).
10. ——. Några glacialgeologiska frågor inom våra sydliga fjälltrakter. — Geologiska Föreningens Förhandlingar. Bd. 36 (1914).
11. ——. Huvuddragen av isavsmältningen inom nordvästra Jämtland. — Geologiska Föreningens Förhandlingar. Bd. 36 (1914).

dagegen an gewisse, ungefähr in derselben Richtung laufende Täler gebunden und also von ihnen dirigiert, teils gehören sie auch dem nördlichen Saum der Eiszunge an, die in einem gewissen Abschmelzungsstadium in der Storsjödepression von Härjedalen entstand. — In den westlichen Teilen derselben Eiszunge wie auch in den dortigen, mehr ostwestlichen Tälern wurden dagegen mehr westwärts gerichtete Schrammen gebildet.

12. FRÖDIN, G. Om den förmodade forna glaciären på Hammarfjället i Härjedalen. — Geologiska Föreningens Förhandlingar. Bd. 37 (1915).
13. ——. Några bidrag till frågan om det avsmältande istäckets ytlutning. — Geologiska Föreningens Förhandlingar. Bd. 37 (1915).
14. ——. Ett par nyare svenska mammutfynd. — Geologiska Föreningens Förhandlingar. Bd. 38 (1916).
15. ——. Om en förekomst av Ragundabergarter i trakten av Strömsund i norra Jämtland. — Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. C. N:o 290 (1919).
16. GAVELIN, A. De isdämda sjöarna i Lappland och nordligaste Jämtland. — Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. Ca. N:o 7 (1910).
17. HOLMSEN, G. Braedaemte sjöer i nordre Österdalen. — Norges Geologiske Undersögelske. Nr 73 (1915).
18. HÖGBOM, A. G. Glaciala och petrografiska iakttagelser i Jemtlands län. — Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. C. N:o 70 (1885).
19. ——. Om märken efter isdämda sjöar i Jemtlands fjelltrakter. — Geologiska Föreningens Förhandlingar. Bd. 14 (1892).
20 a. ——. Geologisk beskrifning öfver Jemtlands län. — 1. Aufl. Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. C. N:o 140 (1894).
20 b. ——. Geologisk beskrivning över Jämtlands län. — 2. Aufl. — Ser. C. N:o 140 (1920).
21. ——. Norrland, Naturbeskrivning. — Norrländskt handbibliotek I. Uppsala & Stockholm 1906.
22. ——. De centraljämtska issjöarna. — Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. Ca. N:o 7 (1910).
23. LIDÉN, R. Geokronologiska studier över det finiglaciala skedet i Ångermanland. — Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. Ca. N:o 9 (1913).
24. SEDERHOLM, J. J. Atlas över Finland. Text. Bd. 1, Kartenbl. N:o 5. — Helsingfors 1911.
25. SCHIÖTZ, O. E. Om isskillet i trakten omkring Faemund. — Norges Geologiske Undersögelske. Aarbok 1913.
26. TANNER, V. Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. Om landisens rörelser och avsmältning i Finska Lappland och angränsande trakter. — Bull. de la Comm. Géol. de Finlande. N:r 38 (1914).
27. TÖRNEBOHM, A. E. Grunddragen av det centrala Skandinaviens bergbyggnad. — Svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar. Bd. 28 (1896).

Verzeichnis der Tafeln und Textfiguren.

Pl. VI. Glazialgeologische Übersichtskarte mit den letzten Eisscheidenlagen in Zentralskandinavien. Masstab 1 : 800 000.
Pl. VII. Die Hauptzüge der spätglazialen Hydrographie und der Eisrezession im westlichen Härjedalen. Masstab 1 : 800 000.
Pl. VIII. Die Zerteilung der zentraljämtländischen Eisscheide und die letzten Eisseestadien. Masstab 1 : 800 000.

Seite

Fig. 1. Endmoränenlandschaft, teilweise den Charakter einer Moränenhügellandschaft tragend; die Anderssjöarna Ö von Fjällnäs, Härjedalen 135
Fig. 2. Glaziofluvialer Osrücken mit anstossenden Endmoränen, die Dörrsjöarna an der Ostseite des Hundshögen 136
Fig. 3. Endmoränenlandschaft auf der Hochebene des Rogensees, nahe der letzten Eisscheide. Masstab 1 : 100 000 137
Fig. 4. Von Stromrinnen und Stromrücken durchzogene, glaziofluviale Kiefernheide, typisch für die Region östlich der Eisscheide. Das Plateau zwischen dem Ljusnan und Kvarnån S von Hede, Härjedalen 142
Fig. 5. Glaziofluviale Talausfüllung (»valley train»), von einer Flussrinne flankiert; an der Vereinigung des Råndan mit dem Ljusnan. Masstab 1 : 75 000 144
Fig. 6. Zerschnittene glaziofluviale Talausfüllung längs des Storån, N von Idre, Dalekarlien 145
Fig. 7. Glaziofluviale Erosions- und Akkumulationslandschaft auf dem Südostabhang des Sonfjället nach dem Råndantal, Härjedalen. Masstab 1 : 50 000 148
Fig. 8. Glaziofluviale Trockentäler auf dem Südabhange des Klövsjöfjället an der Landstrasse Vemdalen—Klövsjö. Masstab 1 : 50 000 149
Fig. 9. Laterales Trockental unterhalb der Kirche von Klövsjö . . . 150
Fig. 10. Die spätglaziale und gegenwärtige Drainierung längs des Südostfusses des Hundshögen. Masstab 1 : 75 000 151
Fig. 11. Marginale Eisflussravine längs des Südostfusses des Hundshögen 152
Fig. 12. Laterales Trockental, Ostseite des Hundshögen, S der Dörrsjöarna 153
Fig. 13. Laterale Stromterrassen auf der Ostseite des Hundshögen, oberhalb der Dörrsjöarna 155
Fig. 14. Karte über die Mårdsjögegend. Masstab 1 : 100 000 178
Fig. 15. Moränenschuttartiger, glaziofluvialer Schotter an der Südseite des 428 m-Berges, Mårdsjö 179
Fig. 16. Laterale Stromterrassen, Stromrinnen und Seitenmoränen an Mårdsjö 180
Fig. 17. Kartenskizze über die Ausbreitung des Flå-Eissees. Masstab 1 : 800 000 182
Fig. 18. Das marginale Drainierungssystem bei der beginnenden Senkung des Skute-Stadiums. Masstab 1 : 75 000 194
Fig. 19. Das Abflussgebiet zwischen der Brunflobucht und dem Locknesjön. Masstab 1 : 75 000 195

Seite

Fig. 20. Südlicher Einfluss in die marginale Abflussrinne bei Lunne, Brunflo 196
Fig. 21. Moränenbedeckter, glaziofluvialer Grus bei Haxäng, S von Brunflo 199
Fig. 22. Moränenschutt, glaziofluvialen Grus am Östberget überlagernd, Frösön 206
Fig. 23. Die Lage der zentralskandinavischen Eisscheiden im Verhältnis zu den Grossformen der Topographie 209

Gedruckt $^{23}/_{2}$ *1925.*

- JI Die letzte Lage der härjedalschen Eisscheide
- JII Die letzte Lage der ostjämtländisch-ostlappländischen Eisscheide nördlich des Indalsälven
- JII Die letzte Lage der ostjämtländisch-ostlappländischen Eisscheide, zentraljämtländischer Teil
- JIII Die letzte Lage der nordjämtländisch-westlappländischen (postglazialen) Eisscheide
- Schrammen mit deutlicher Stosseite, zu I^{I} und I^{II} gehörend
- Schrammen mit deutlicher Stosseite, zu I^{III} gehörend ("jüngere Schrammen")
- Schrammen mit dazwischenliegenden Übergangsrichtungen
- Stosseiten im allgemeinen
- Komplexe Stosseiten
- Glaziofluviale Erosionserscheinungen
- Abflüsse eisgedämmter Seen
- Glaziofluviale Osrücken
- Endmoränenkomplexe
- Reichsgrenze gegen Norwegen

GLAZIALGEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE

die letzten zentralskandinavischen Eisscheidenlagen zeigend

von

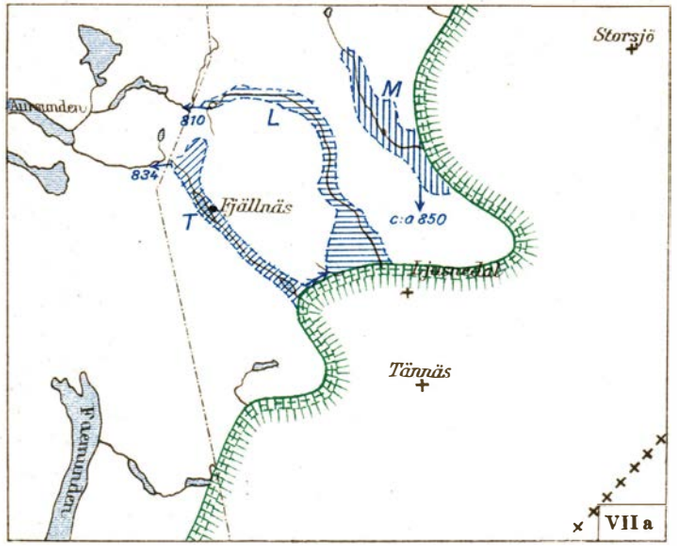
G. Frödin

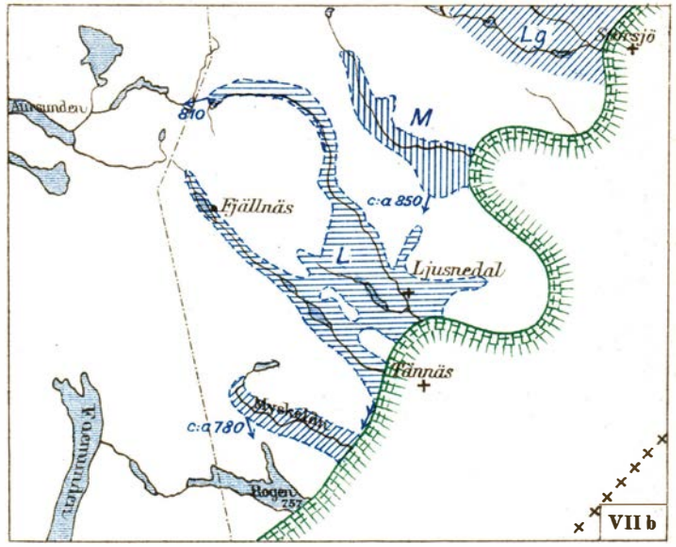
1925

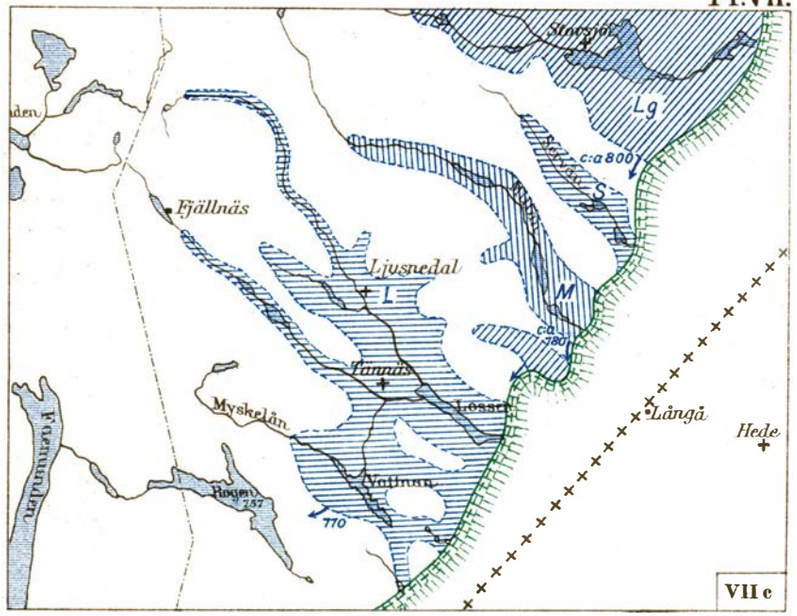
Masstab 1 : 800 000

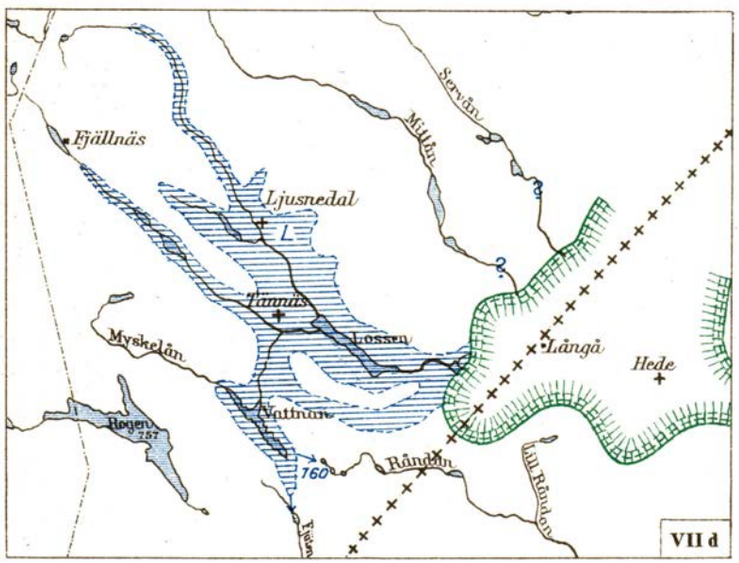
0 10 20 30 40 50 Km

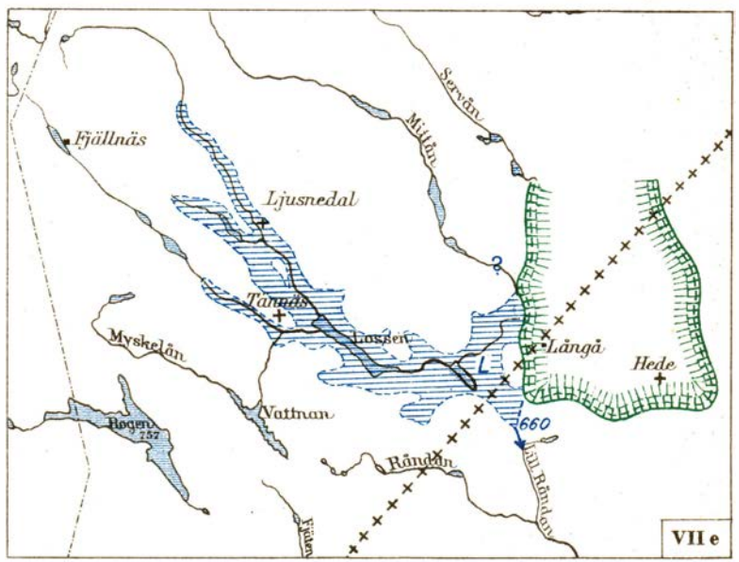
Generalst. Litogr. Anstalt Stockholm 1925











Die Hauptzüge der spätglazialen Hydrographie und der Eisrezession im westlichen Härjedalen.

Massstab 1 : 800 000

0 10 20 Km.

VII a Der Eisrand bei der Maximalausbreitung des Tännäs-Eissees

VII b „ „ „ „ „ „ „ ersten Hauptstadiums des Ljusnan-Eissees.

VII c „ „ „ „ „ „ „ zweiten Hauptstadiums des Ljusnan-Eissees.

VII d „ „ „ „ „ „ „ ersten Entleerungsstadiums des Ljusnan-Eissees.

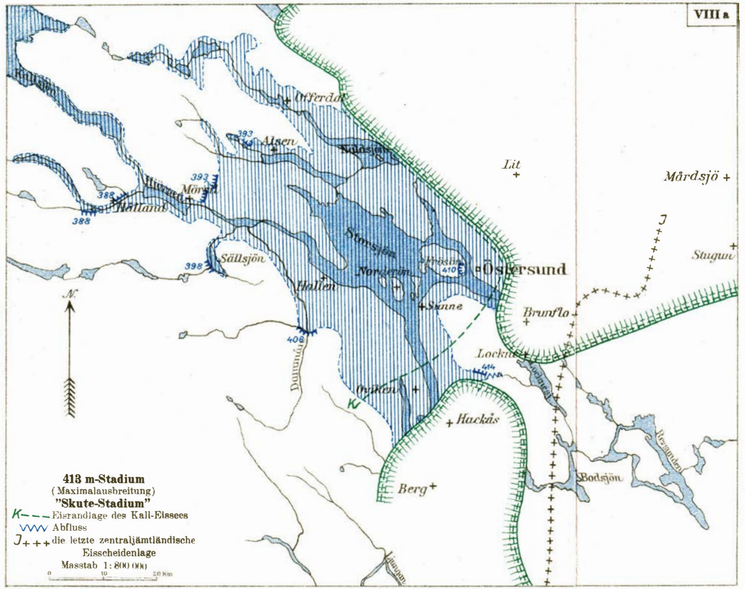
VII e „ „ „ „ „ „ „ zweiten Entleerungsstadiums des Ljusnan-Eissees.

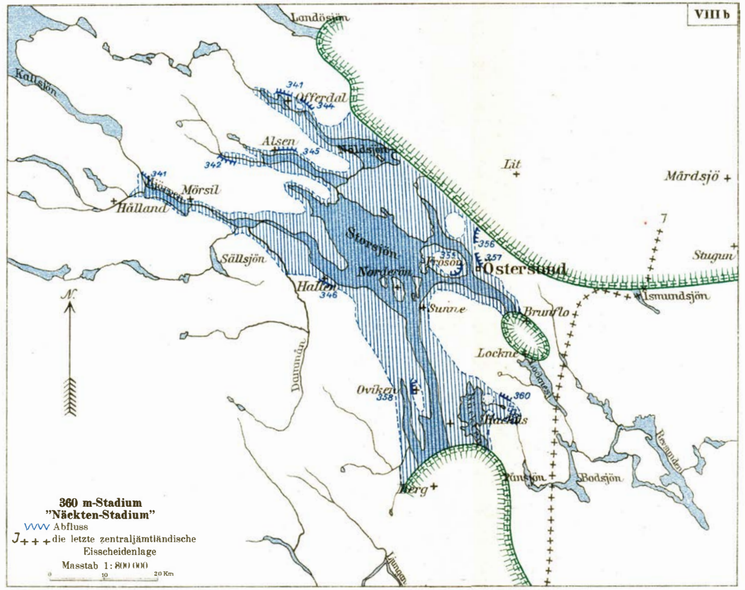
Lg Ljungan-Eissee; S Serv-Eissee; M Mittå-Eissee; L Ljusnan-Eissee

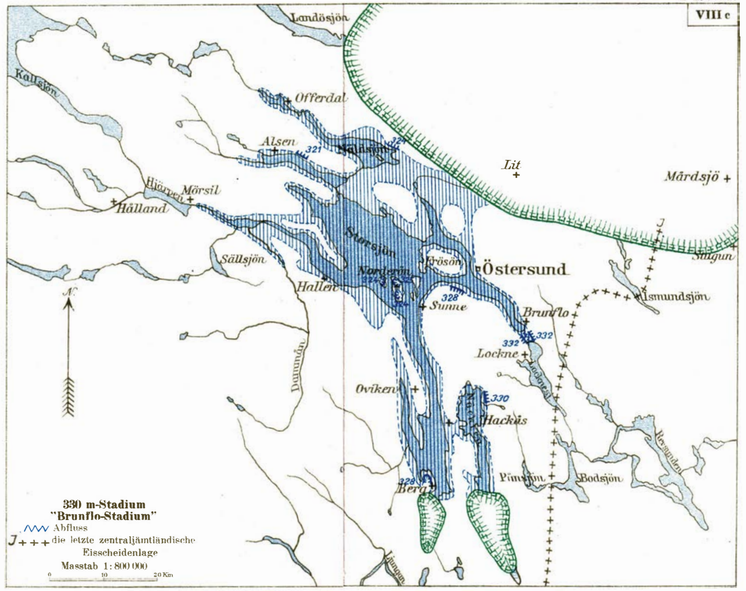
× × × die letzte Eisscheidenlage; ← Abfluss; ↞ Entleerungsweg

Die Höhenangaben der Eisseen beziehen sich auf die Abflusschwellen

Generalst. Litogr. Anstalt Stockholm 1925







Generalst. Litogr. Anstalt Stockholm 1925