

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. C.

Avhandlingar och uppsatser.

N:o 285.

ÅRSBOK 12 (1918): N:o 2

DIE GLAZIALE ENTWICKLUNGSGESCHICHTE  
NORDWESTSKANDINAVIENS

VON

FREDRIK ENQUIST

—◆—  
MIT EINER TAFEL

1,50 kr.

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. C.

Avhandlingar och uppsatser.

N:o 285.

ÅRSBOK 12 (1918): N:o 2

DIE GLAZIALE ENTWICKLUNGSGESCHICHTE  
NORDWESTSKANDINAVIENS

VON

FREDRIK ENQUIST



STOCKHOLM 1918

KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER

182107

## INHALTSVERZEICHNIS.

	Seite.
<b>I. Verhältnisse während der grössten Ausbreitung der letzten Vereisung.</b>	
1. Ausbreitung und Mächtigkeit des Inlandeises . . . . .	1
2. Lage der Eisscheide und Bewegungsrichtungen des Eises . .	23
<b>II. Die spätglaziale Zeitperiode.</b>	
1. Einleitung . . . . .	30
2. Die lokalen Gletscher . . . . .	38
a) In spätglazialer Zeit lokal vergletscherte Gebiete . . . .	38
b) Vom Landeis bedeckte Gebiete, wo deshalb spätglaziale Lokalvergletscherung fehlt . . . . .	42
3. Zusammenfassende Schlussätze. Die Verteilung der lokalen Gletscher und die Ausbreitung des Inlandeises in Fennoskandia am Ende der spätglazialen Zeit . . . . .	78
4. Das Inlandeis im nordwestlichen Skandinavien in spätglazialer Zeit . . . . .	95
<b>III. Die postglaziale Zeit.</b>	
1. Einleitung . . . . .	101
2. Die schliessliche Abschmelzung des Inlandeises . . . . .	105
3. Die Lokalvergletscherung der postglazialen Zeit . . . . .	124
<b>IV. Literaturverzeichnis</b> . . . . .	137
<b>V. Erläuterung zur Tafel</b> . . . . .	143

## I. Verhältnisse während der grössten Ausbreitung der letzten Vereisung.

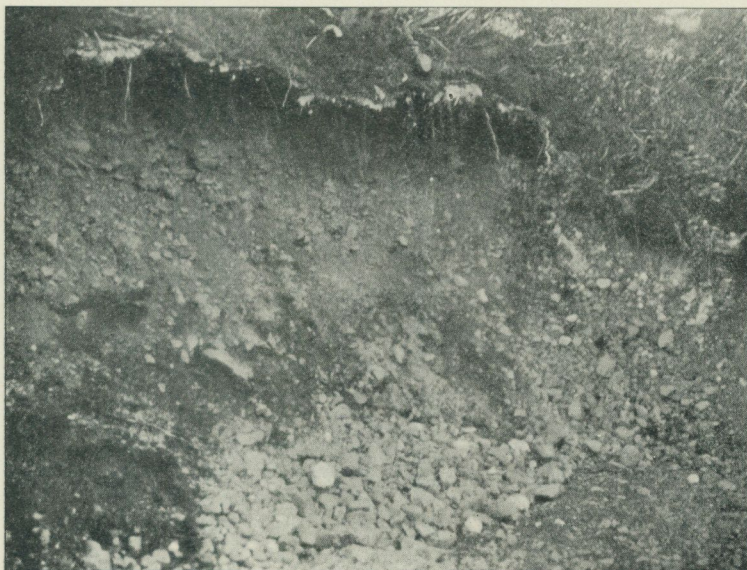
### 1. Ausbreitung und Mächtigkeit des Inlandeises.

Die Frage nach der Ausbreitung der letzten Vereisung über das nördliche Skandinavien ist in verschiedener Weise beantwortet worden. Während sie nach J. GEIKIE [1894; 30] das ganze feste Land überschreitete, lässt G. DE GEER [1896; 6] sehr bedeutende Gebiete frei. Auch in dem Kartenbild W. RAMSAYS [1898; 69] sind nicht unbedeutende Küststrecken eisfrei, und dieselbe Ausbreitung wird von N. V. USSING 1899 in »Danmarks geologi« angegeben (in den späteren Auflagen 1904 und 1913 [106] sind in dieser Hinsicht keine Veränderungen vorgenommen worden). Nachdem indessen V. TANNER 1906 Beweise dafür geliefert hat, dass das Landeis in Ostfinnmarken und den angrenzenden Gegenden das ganze Landgebiet bis zum Meer bedeckte (»alles Land im nördlichen Teil von Fennoskandia ist während dieser Periode vom Landeis bedeckt gewesen« [101, S. 156]), änderten sich die Ansichten auch betreffs der westlicher gelegenen Küstenpartien. J. H. L. VOGT hebt 1907 hervor: »ziemlich sicher war die ganze kontinentale Plattform von dem grossen Eis bedeckt, und die Grenze wurde wahrscheinlich durch *Hav-eggen* gebildet« [112, S. 11]. G. ANDERSSON und S. BIRGER schliessen sich ebenfalls dieser Anschauung an: »— — wir sind indessen der Ansicht, dass alle Wahrscheinlichkeit dafür spricht, dass zur Zeit vor dem Maximum der grossen Ver-

gletscherung Skandinavien, Finland und die Halbinsel Kola vollständig von Eis bedeckt waren; davon sind vielleicht einige Nunatakkpartien in Westskandinavien ausgenommen» [2, S. 127]. In seiner Zusammenstellung »Norges Kvartærgeologi«, erschienen im Jahre 1913, äussert K. O. BJØRLYKKE, dass »während der letzten Eiszeit das Landeis, soweit wir bis jetzt wissen, unser ganzes Land bedeckt hat« und dass »die Grenze der Ausbreitung des Landeises für das nördliche Norwegen — besonders nach V. TANNERS Untersuchungen in Finnmarken — bis zur Küste verlegt werden müsse. Irgendwelche während der letzten Eiszeit eisfreie Strecken hat man auch hier im nördlichen Norwegen nicht nachweisen können —» [3, S. 133]. In seiner letzten grossen Arbeit 1915 findet TANNER, die bisher gemachten Beobachtungen zeigen, »dass das Ackumulationsgebiet (für das Landeis im nordwestlichen Norwegen) durchaus nicht auf dem Lande, sondern unter dem Meere liege, möglicherweise erst am Rand der Kontinentalplattform«; er »kennt auch keine Beobachtung, die der Annahme bestimmt widersprechen würde, dass Schlifffspuren und Festlandsblöcke, die vom Inlandeis stammen, auch auf den äussersten Schären des Atlantik angetroffen werden können« [104, S. 132]. TANNER denkt sich die Sache so, dass das Landeis das ganze Küstenland bedeckte, und als Schelfeis vollständig über das breite Flachseegebiet reichte bis zu seiner Grenze gegen das Tiefmeer, der »Haveggen«, wo es mit einer Eisbarriere endete, die tafelförmige Eisberge kalbte, ähnlich denen in der Antarktis. Weiter südlich vor Helgeland teilt J. REKSTAD mit, »Lovundvær und Aasvær seien die äussersten Teile der Küste, wo Eisschliffe beobachtet seien«, aber auf Grund von Blockfunden schliesst er doch, dass die Eisdecke sich über Trænen weiter ins Meer hinaus erstreckt habe [80, S. 51].

Es liegen jedoch in der Tat nur einige wenige Beobachtungen über die Ausbreitung des Landeises in den am weitesten ins Meer vorspringenden Teilen der nordwestlichen Küste Norwegens vor.

Selbst habe ich hauptsächlich das Inland bereist, und von den äussersten Inseln habe ich Beobachtungen nur von Andö, der nördlichsten Insel in Vesteraalen. Hier fand ich zu meiner Überraschung eine glaziale Landschaft von einem für diese Küste vorher unbekanntem Typus, am ehesten vergleichbar demjenigen, den man im Randgebiet des Landeises im Süden beobachtet. Die tiefliegenden Teile dieser bedeutenden<sup>1</sup> Insel sind in grosser Ausstreckung von typisch ausgebildeter Boden-



Verf. phot. 6. Aug. 1912.

Fig. 1. Einschnitt der Bodenmoräne bei Danmannsk., Andö.

moräne bedeckt,<sup>1</sup> welche in Einschnitten, die sich vorfanden, von grosser Mächtigkeit war (Fig. 1).

Ich beobachtete auch mehrere sehr bedeutende Endmoränen von einem Aussehen und einer Lage, dass daraus klar hervorging, dass sie von einem vom Festland ausgehenden Inlandeis herrühren und nicht auf die lokale Vergletscherung zurückgeführt werden können, die auf dieser wie auf den benach-

<sup>1</sup> In einer Kiesgrube östlich von Aanes war der Moräne geschichteter Sand untergelagert.

barten Inseln geherrscht hat. So liegen 3 km westlich der Kirche von Björnskind auf beiden Seiten der Landstrasse über 10 m hohe Moränenanhäufungen, die durch eine Eiszunge orientiert sind, die von Südost in die hier offene Passage zwischen den Felspartien vorgedrungen ist. Ein sehr schönes Moränengebiet traf ich auf der Westseite der Insel südlich und östlich des Fischerdorfes Nordmjele. Es waren höchst bedeutende aus dem gewaltigen Moorgebiet zu zehn oder mehr Meter aufsteigende Rücken: »Storhaugen» (Fig. 2),



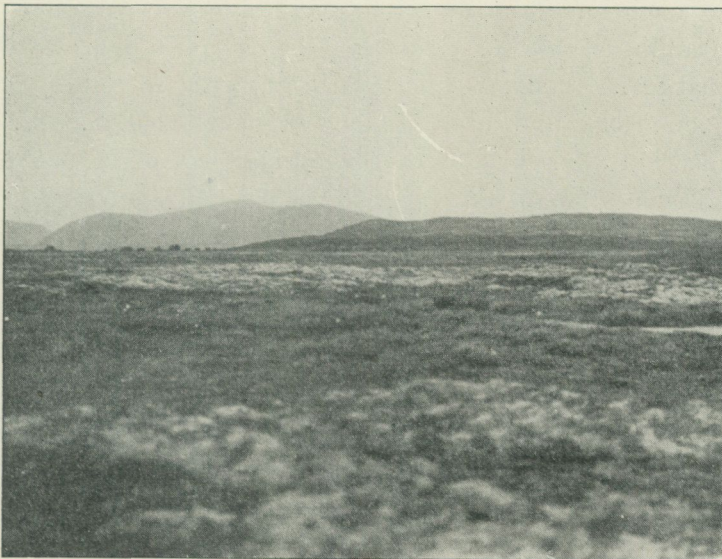
Verf. phot. 6 Aug. 1912.

Fig. 2. Storhaugen, Andö.

»Steinvasraet», »Simmelskarhaugen», »Storraet», »Lauhølen» (Fig. 3) u. a. Zu diesem Endmoränengebiet gehören deutlich auch »Tuven», »Kirkeræet» u. a. auf der topographischen Karte eingezeichnete mehr östlich gelegene Höhenrücken. Aus dem Dverbergsmoor stachen ebenfalls an mehreren Stellen Moränenanhäufungen auf, die so gut wie vollständig von Torf bedeckt waren.

Die mächtig ausgebildete Bodenmoräne wie diese bedeu-

tende Endmoränenlandschaft zeigen, dass wir hier zum Akkumulationsgebiet des Inlandeises gelangt sind, welches also nicht ausschliesslich unter dem Meere liegt, wie TANNER annahm. Überall sonst in dem nordnorwegischen Küstengebiet ist dagegen, wie von mehreren Forschern hervorgehoben wurde, die Moränenbedeckung äusserst dünn und zerschlossen, und oft habe ich gefunden, dass sie vollständig fehlt, indem gewaltige Gebiete von dem beinahe vollständig kahl



Verf. phot. 6. Aug. 1912.

Fig. 3. Lauholen, Andö.

gefügten Berggrund gebildet werden — von hier hat das Inlandeis alles lose Material in grösster Ausstreckung weggeführt und es ausserhalb der Küste abgelagert.

Das Inlandeis hat sich also wenigstens bis zur Westseite der recht weit vom Festland gelegenen Andö erstreckt, was darauf deutet, dass es auch von den übrigen Teilen der Küste sehr weits hinausgedrungen ist. Von den Lofotinseln sind übrigens Spuren des Landeises zu äusserst auf den Schären längs der Südseite der Ostvaagö gefunden worden,

wo schon J. C. HÖRBYE 1855 auf Henningsvær ausserhalb der südwestlichen Landzunge der Insel Schrammen von Südosten auf einer nach Osten stark abfallenden Stossseite beobachtete: »Die Friktionsmassen sind hier in der Richtung vom Vestfjord gekommen und haben also kein Hindernis auf ihrem mehrere Meilen langen Weg vom Festland nach Lofoten gehabt» [53, S. 26]. Später hat auch G. DE GEER von Osten stark abgeschliffene Rundhöcker auf diesen Schären beobachtet, welche bei Henningsvær prachtvoll von Osten nach Westen mit einer Neigung nach Westnordwest geschrammt waren [5, S. 200]. Weiter nach dem Vestfjord hin hat A. HELLAND Landeisschrammen auf einer Schäre zwischen Stora und Lilla Molla beobachtet [40, S. 88]. Im Norden hat weiter HÖRBYE Schrammenbeobachtungen nordöstlich von Langö und von dem Inselchen ausserhalb des Senjen [59]. Vermutlich sind auch einige ostwestlich gerichtete Schrammen am Hadsselfjord auf das Inlandeis zurückzuführen.

So hat sich also gezeigt, dass das Inlandeis über den Vestfjord wenigstens ebenso weit vom Festland hinausgedrungen ist wie oben bei Andö. Wie weit hinaus über das jetzige Flachseegebiet sich dieses erstreckt hat, ist natürlich schwer mit Sicherheit festzustellen, aber wie ich später hervorheben werde, liegen Beobachtungen vor, die darauf deuten, dass die äusseren Lofotinseln ganz ausserhalb der Eisdecke gelegen haben. Es scheint mir deshalb wahrscheinlich zu sein, dass die grossen Andö-Moränen gerade die Maximiaausbreitung des Inlandeises bezeichnen.

Die Mächtigkeit des Inlandeises ist in den zentralen Partien höchst bedeutend gewesen. An mehreren Orten sind in verschiedenen Teilen Skandinaviens Wanderblöcke aus fremden Bergarten gerade auf den höchsten Spitzen oder nur unbedeutend unter denselben angetroffen worden. So hat A. HAMBERG im Sarekgebiet (höchster Gipfel Sarektjåkko 2091 m) solche in einer Höhe bis zu 1850 m ü. M. ge-

funden [33, S. 173] und A. HOEL auf den Okstindern (höchster Gipfel Oksskolten 1912 m) auf 1800 m Höhe ü. M. [42, S. 24]. Diese Ziffern geben indessen natürlich nur Minimizziffern der Dicke des Eises, und beide diese Forscher sind der Meinung, dass die fraglichen Berggebiete während der Maximiausbreitung des Eises vollständig eisbedeckt gewesen waren.

Vom Torneträskgebiet im Norden hat O. SJÖGREN keine sicheren Vergletscherungsspuren gefunden, die höher als ca. 1200 m sind [90, S. 497]. Ich fand indessen den auch von ihm bestiegenen Nissontjåkko — den höchsten Berg dieses Gebietes — bis zur höchsten Spitze (1800 m) überaus reichlich mit grösseren und kleineren Blöcken aus fremden Bergarten bestreut, von denen besonders rote Leptite (vom Typus des Kirunagebietes) und graue Syenite scharf von den dunkeln in situ vom Frost gesprengten Blockmassen von Amphibolit abstachen, die sonst die Abhänge bedeckten. Im vorliegenden Gebiet nahm ich auch auf dem westlich gelegenen Vassiäive zahlreiche Schrammen auf 1400 m Höhe wahr.<sup>1</sup>

Waren deshalb die höchsten östlichen Berge vollständig im Eis begraben, so ist dies jedoch mit allen den näher der Küste oder auf den Inseln ausserhalb derselben gelegenen Bergen nicht der Fall gewesen.

Zuerst will ich dies mittels eines theoretischen Raisonnements zu beweisen versuchen. Wie bekannt ist die Bewegung des Inlandeises von einer östlich des Hochgebirgsgebietes gelegenen Eisscheide ausgegangen, und das Eis ist von tiefem Lande über und durch das Hochgebirgsgebiet im Westen gedrungen. Dabei hat es die Gegenneigung der durch das Gebirgsgebiet sich erstreckenden Täler zu überwinden gehabt. Nun ist nachgewiesen worden, dass die Gletscheroberfläche eine stärkere Neigung haben muss als die Gegenneigung der

---

<sup>1</sup> Auf den höchsten Bergen des Kebnekaismassives: Kebnekaise (2123 m), Kaskatjåkko (2091 m), Tarfalatjåkko (1903 und 1825 m), Rullevara (1750 m) und Tuolpagorni (1700 m) habe ich dagegen, bei einem vielleicht zu flüchtigen Nachsehen, keine Wanderblöcke finden können.

Talsole, wenn eine Eisbewegung gegen die Neigung einer Talsole möglich sein soll. Die Oberflächenneigung des Inlandeises zwischen der Eisscheide und der jetzigen Wasserscheide muss deshalb grösser gewesen sein als die Neigung der darunter liegenden Talsohlen nach Osten. Vorausgesetzt, dass die Mächtigkeit des Inlandeises bei der Eisscheide der Höhe des Gebirgsgebietes im Westen entspricht, oder wenn



Fig. 4. Turmskulptur auf den Kvænangstinderne. Nach Norske Turistf. Aarbok 1916.

die Mächtigkeit des Eises dort diese Dicke nicht allzusehr überschritt, so müssen auf Grund des bedeutenden Falles dieser Eisoberfläche nach Westen die höheren Berge an der Küste und auf den Inseln ausserhalb derselben über das Inlandeis hinausgeragt haben. So dürften sich selbst während seiner Maximalausbreitung eine bedeutende Sammlung Nunatakken im Westen vorgefunden haben.

Diese Annahme wird durch mehrere Beobachtungengestützt. So hat TH. VOGT nachgewiesen [114, S. 46], dass eine offenbar vom Inlandeis unberührte präglaziale Denudationsfläche die oberen Partien der äusseren Lofotinseln bildet. Da er auf dieser auch vergeblich nach erratischen Blöcken suchte, wurde er zu der Annahme geführt, dass das Inlandeis wahrscheinlich die Höhen nicht erreicht habe, welche diese Fläche hier einnimmt (auf Röst zwischen 133 und 267 m, auf Værö bis zu 456 m, auf Moskenesö zwischen 450 und 850 m). Wahrscheinlich ist indessen, wie oben angedeutet wurde, dass das Inlandeis überhaupt nie bis zu diesen Inseln gereicht hat. Selbst habe ich indessen die frag-

liche Denudationsfläche schön ausgebildet gefunden auf der vom Inlandeis erreichten Andö, ebenfalls ohne irgendeine Andeutung, dass sie hier von dem Landeis überschritten worden sei, das die vorher erwähnten Moränen auf den tief liegenden Teilen dieser Insel abgelagert hat.

Sichere Beweise für das Vorhandensein solcher Nunatakken zeigen gewisse Bergspitzen an der Küste und auf den Inseln, indem diese eine Skulptur aufweisen, die Bergen, welche weiter landeinwärts liegen, fehlt, was nicht anders erklärt werden dürfte als dadurch, dass diese Gipfel (zum Unterschied von denjenigen des Inlandes) bei der Vergletscherung über die Eisdecke gereicht haben. Gelegentlich tragen nämlich die Küstenberge auf ihren höheren Partien turmartige, ganz frei stehende ausskulptierte Klippenpartien, welche mitunter von besonders bedeutender Grösse sind. Oft ist die ganze obere Partie eines Berges auf diese Weise turmähnlich ausskulptiert, während seine unteren Partien ganz ruhig gewölbt sind.



Fig 5. Svolvegeita. Nach Norska Turistf. Aarbok 1911.

Fig. 4. zeigt schön die Bildung dieser Gipfelskulptur auf den Kvænangstinderne ( $70^{\circ}$  n. Br.). Fig. 5 zeigt die Bildung derselben auf einem Berg bei Svolve in Lofoten, in welcher Inselgruppe diese Gipfform allgemein vertreten ist. Fig. 6 zeigt, wie die Gipfelpartien zweier Berge auf der weit draussen im Meer gelegenen Insel Trænen ( $66^{\circ} 30'$  n. Br.), zum



Fig. 6. Nunatakskulptur auf der Træninzel. Nach REKSTAD [61].

Unterschied von den tieferen Teilen auf diese Weise aus-  
skulptiert sind.

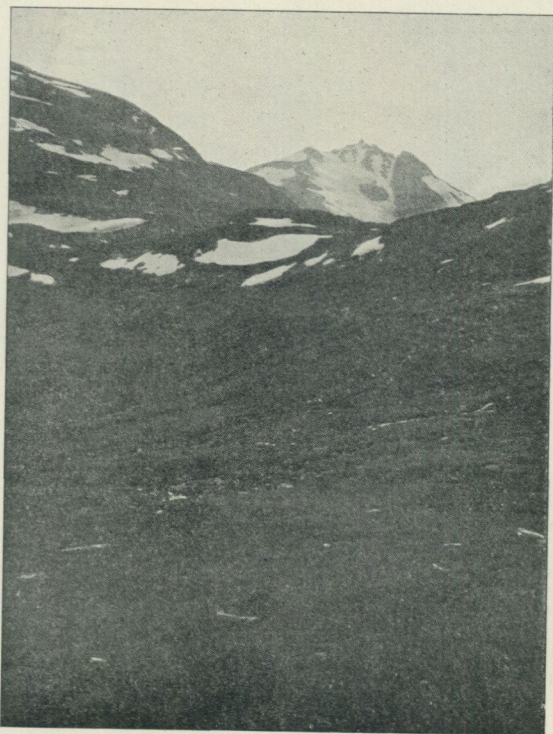
Es dürfte unzweifelhaft sein, dass solche Gipfformen —  
welche nicht mit solchen verwechselt werden dürfen, die  
durch die Einwirkung lokaler Gletscher gebildet werden und

sich leicht von diesen unterscheiden lassen — ausmodelliert wurden, während die Berge als Nunatakken über das Inlandeis hinausragten. Während dieses die niederen Teile der Berge schützte und sie wohl auch bis zu einem gewissen Grad abrundete, haben die in die freie Luft hinaufragenden Spitzen ungeschützt gelegen und sind den Angriffen der Atmosphärien ausgesetzt gewesen und deshalb während sehr langer Zeiten von intensiver Frostwitterung beeinflusst worden. Charakteristisch für diese ist gerade die Ausbildung solcher Turmskulptur [52, S. 281 und Fig. 6]. Unter einer Inlandeisdecke können solche Bergformen nicht ausgebildet und auch nicht beibehalten werden. Dies scheint selbstverständlich zu sein, geht aber auch aus dem vollständigen Fehlen dieser Gipfelskulptur in den hochalpinen Teilen der weiter von der Küste gelegenen Berge hervor, welche beweislich vom Inlandeis bedeckt waren. Dieses Verhältnis schliesst auch aus, dass diese eigentümliche Ausskulptierung in postglazialer Zeit vor sich gegangen ist. Auch während der relativ kurzen Abschmelzungszeit dürften diese gewaltigen Verwitterungserscheinungen nicht zur Ausbildung gelangt sein.

Kennt man die Höhenlage dieser Vorkommnisse, so erhält man also die Maximiwerte der Dicke des Inlandeises in verschiedenen Teilen des fraglichen Gebietes. Durch eine Untersuchung der grössten Höhenlage der Wanderblöcke und der geschrammten oder sonst vom Inlandeis beeinflussten Partien auf denselben oder anderen Bergen können entsprechende Minimiwerte erhalten werden. Auf diese Weise dürfte man durch eine systematische Untersuchung annäherungsweise die Dicke des Inlandeises in verschiedenen Teilen der Küstzone bestimmen können. Eine solche Bestimmung wird in hohem Grade von dem Umstand erleichtert, dass man eine recht gleichartige Neigung des Inlandeises voraussetzen kann.

Der am weitesten landeinwärts gelegene Berg, an dem ich diese Turmskulptur beobachtet habe, ist der an der Grenze zwischen dem Amt Nordland und Tromsö gelegene

1458 m hohe Rivtind (Fig. 7). Die bei diesem Berg gelegenen Melkefjeldet (1390 m) und Snetind (1387 m) zeigen dagegen flache Gipfel von dem gewöhnlichen Inlandstypus. Das deutet darauf, dass sie vom Inlandeis bedeckt gelegen, welche Annahme dadurch gestützt wird, dass der südlich von Rombaksbotn und in der Gebirgskette analog



Verf. phot. 27. Juli 1912.

Fig 7. Rivtind.

mit den obengenannten Bergen gelegene Sildviktind (1357 m) auf seinem Gipfel wohl erhaltene Schrammen zeigt [89, S. 106]. Die Mächtigkeit des Inlandeises wäre also hier bis etwa 1400 m gegangen. Schön ausgebildet habe ich die fragliche Gipfelform wahrgenommen, scharf abweichend von den niederen Teilen des Berges auf den Börvastinderna<sup>1</sup>,

<sup>1</sup> Diese Spitzen sind auch von A. G. HÖGBOM wahrgenommen worden, der sie ebenfalls als Nunatakken deutet, die durch Frostwitterung skulptiert wurden, obwohl erst »beim Rückzug des Landeises« [51, S. 93].

südlich vom Saltenfjord (Gipfelhöhen ca. 1000 m; Schrammen sind im Aaselidalen auf 650 m Höhe beobachtet worden) und auf einer Anzahl der näher an der Küste gelegenen Berge zwischen diesem Fjord und dem Sagfjord im Norden, so beispielsweise auf den zu beiden Seiten der Mündung des Foldenfjords gelegenen Strandaatinderne (Gipfelhöhen: 712, 815, 862 m; s. Fig. 8)<sup>1</sup> und Kraaktind (1048 m). Auf dieser Küstenstrecke war die Mächtigkeit des Eises offenbar relativ unbedeutend.

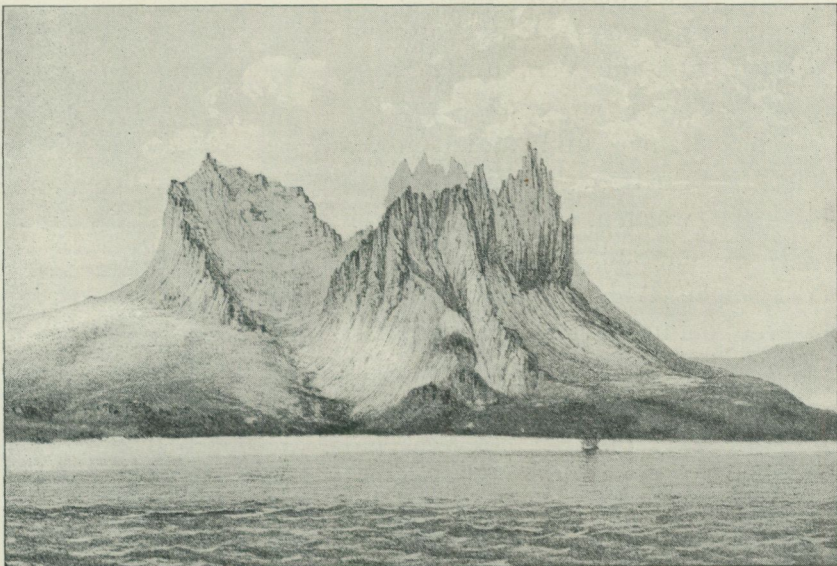


Fig. 8. Strandaatinderne. Nach FORBES.

Draussen bei Lofoten war die Mächtigkeit des Eises natürlich geringer; A. HELLAND hat dort moutonnierte Flächen auf dem Skroven 213 m und Digermulen 388 m wahrgenommen; »die gerundeten Formen hören auf, sobald man einige hundert Meter hinaufkommt«, weswegen »die Annahme nicht fern zu sein scheint, dass die allgemeine Vereisung im Vestfjorden 3 bis 400 m hinaufgereicht hat« [40, S.

<sup>1</sup> S. auch die Photographien in Norska Turistf. Aarb. 1913, S. 1—32.

86 u. 89]. Auch H. REUSCH hebt hervor, dass »niedrigere Bergspitzen in Lofoten und Lyngen, wie man deutlich sieht — — nicht vom Inlandeis überschwemmt waren (es sei denn vielleicht in einer ziemlich weit in der Vorzeit zurückliegenden Eiszeit); als Inseln ragten sie über das umgebende Gletschermeer empor. Sie weisen als Folge davon in ihren höheren Teilen andere Formen auf (Alpenformen) als unsere im allgemeinen gerundeten und mit Schlißzeichen versehenen Berge und ziehen mit ihren kühnen und malerischen Konturen den Blick mehr an als diese» [82, S. 159].

Vom Küstengebiet weiter südlich meldet J. REKSTAD: »Soweit wir jetzt die Verhältnisse in Nordland kennen, hat das Eis von Osten während der Eiszeit die hohe Bergpartie zwischen Ranen- und Saltenfjord, auf der der Svartis liegt, nicht überschritten. Die Eismassen sind hier in ihrer Bewegung abgelenkt worden, gegen Norden in das Bassin des Saltenfjords, gegen Süden in dasjenige des Ranenfjords» [80, S. 53]. Eine solche Ablenkung gegen Süden zum Ranenfjord hat indessen beim Svartismassiv nicht stattgefunden, sondern das Inlandeis hat hier eine nordwestliche Bewegungsrichtung eingeschlagen. Eine »Turmskulptur« habe ich in den Teilen des Massives, die ich gesehen habe, nicht beobachtet, und nichts in R. MARSTRANDERS schönen Photographien seiner gegen 1600 m hohen Spitzen [58] deutet darauf, dass dieses auch heute so ausserordentlich stark vereiste Gebiet über die Inlandeisdecke gereicht hat.<sup>1</sup> Auch die gerade südwestlich vom Svartis gelegenen Kjerringviktinderne (1144 m), Högtuva (1291 m) und Snefjeldet (1182 m), die ich besucht habe, zeigen nicht die geringste Nunatakkskulptur. Das Inlandeis ist offenbar um das Svartismassiv höchst bedeutend viel mächtiger gewesen als über der weiter nördlichen Küstenstrecke. — Östlich vom Svartis habe ich Schrammen auf den höchsten Teilen des Örtfjeldets wahrgenommen (auf dem Kamm 2,2 km westlich von der Spitze 1442 m und beim

<sup>1</sup> Dagegen dürften die westlich und nordwestlich vom Svartis gelegenen hohen Küstenberge über die Eisdecke geragt haben.

Steinhaufen 1284 m), wie auch auf der Spitze 1300 m beim Steintoppen.

Südlich vom Ranenfjord trägt der Höhenkamm der Luktinderna gleich nördlich von Spitze 1327 m deutliche Schrammen. G. HOLMSEN hat weiter gefunden, dass die bis zu 1660 m hohen Börgfelden ganz von Eis bedeckt waren [44, S. 21]; selbst habe ich Schrammen auf dem Golverfjeldet (1364 m), wie auf dem Gipfel des westlich gelegenen Kapfjeldets (1173 m) wahrgenommen. Vorher habe ich die Verhältnisse auf den Okstinderna berührt, wo HOEL Grund zur Annahme gefunden hat, dass das »Eis während seiner grössten Ausbreitung« sogar über die höchsten Gipfel gereicht hat, also über 1900 m. Doch hat HOEL auf recht niedrig gelegenen Punkten (1300 m, 900 m und 850 m) aufragende kleine Felsen (»smaaknauser«) gefunden, über welche kein Eis gegangen sein kann. Er nimmt deshalb an, dass diese älter als die letzte, ja sogar als die letzten Vereisungen seien (a. a. O., S. 24—5). Diese Vereisung (oder Vereisungen) hätten also hier nach ihm eine erstaunlich unbedeutende Mächtigkeit aufgewiesen. Die fraglichen verwitterten Bergpartien sind indessen ganz unbedeutend (s. den Geologhammer auf Fig. 2, Tafel IV in HOELS Arbeit!) und durchaus nicht mit den mächtigen Verwitterungsbildungen zu vergleichen, die ich oben erwähnt habe. HOLMSEN hat später gefunden, dass solche scharf aufragenden Schieferschollen (von einer Grösse von ein paar Metern bis zu 6—8 m) in gewissen Teilen der niederen Berge südlich von den Okstinderna ganz gewöhnlich sind (a. a. O., S. 24), und er ist der Ansicht, dass sie (wie auch die von HOEL beschriebenen) die Grösse der Erosion angeben, nachdem das Eis sich schliesslich von den Gebieten zurückgezogen hat, wo sie sich finden. Dieser Auffassung schliesse ich mich an.

Sofern meine Beobachtungen genügend sind, so zeigen die südlich vom Polzirkel auf dem Festland gelegenen Spitzen auch an der Küste niemals die erwähnte Turmskulptur, was darauf zu deuten scheint, dass sie vollständig vom Inlandeis

bedeckt waren. Dieses war deutlich vom Svartismassiv aus nach Süden bedeutend mächtiger als in den weiter nach Norden gelegenen Teilen der Küste. Dies wiederum deutet darauf, dass das Inlandeis hier bedeutend weiter über das Flachseegebiet im Westen gereicht hat, als dies im Norden der Fall war,<sup>1</sup> was ich auch auf der kleinen Übersichtskarte, Fig. 34 angedeutet habe. Die sehr bedeutende Anhäufung des Eises über diesem letzteren Teil der Küstenstrecke ist offenbar durch den Leeschutz vor den vorherrschenden Nordwestwinden verursacht worden, den die hier ungewöhnlich hohen und dicht liegenden Küstenberge den Schneeniederschlägen gewährt haben. Besonders hat dabei das nahe der Küste gelegene hohe und kompakte Svartismassiv eingewirkt.

Im vorhergehenden habe ich die Frage nach der Ausbreitung und Mächtigkeit des Inlandeises im nordwestlichen Skandinavien während der grössten Ausbreitung der letzten Vergletscherung auf Grund der bisher gemachten Untersuchungen behandelt. Natürlich ist diese Deutung etwas unsicher, da für diese Frage wichtige Teile des Gebietes noch wenig oder gar nicht untersucht sind; meine eigenen Felduntersuchungen sind auch in der Hauptsache auf andere Fragen gerichtet gewesen.

Der bedeutungsvollste Beitrag ist die unzweifelhafte Feststellung einer sehr bedeutenden Sammlung von Nunatakken im nordwestlichsten Teil des Randgebietes des Inlandeises.

Das Vorkommen solcher Nunatakken in diesem Gebiet ist schon längst von skandinavischen Botanikern aus pflanzengeographischen Gründen angenommen worden [4, 86, 110, 38, 19, 105]. Die heutige Ausbreitung einer nicht unbedeutenden Anzahl Pflanzen in den Gebieten des nördlichen Skandinavien schliesst nämlich nach diesen aus, dass die fraglichen Pflanzen *nach* der Abschmelzung des Inlandeises aus von

---

<sup>1</sup> Noch so weit draussen im Meer, wie bei den Træn-Inseln scheint das Inlandeis eine Mächtigkeit von gegen 300 m gehabt zu haben, wie aus Fig. 6 hervorgeht.

dieser nicht berührten Gebieten im Süden oder Osten haben einwandern können; sie müssen auf geeigneten Plätzen die letzte Vereisung irgendwo im nordwestlichen Küstengebiet überlebt haben.<sup>1</sup>

Das Vorkommen solcher Nunatakken ist indessen auch bezweifelt worden. »Ob es auf den Lofotengebirgen während dieser Zeit Nunatakken gab, ist ungewiss« äussert TANNER in seiner Diskussion dieser Frage [104, S. 135] und hebt hervor — nach meiner Ansicht mit Recht — dass die von TH. C. E. FRIES als Grund für die Eisfreiheit angeführte kräftige Ausbildung von Gletschernischen und im Zusammenhang mit diesen stehenden steilen »tinder« dort keine Eisfreiheit zu beweisen braucht, da sie ebensogut wie die grosse Anzahl nachweislich einmal in Eis gehüllten Nischen im Inland aus der Anfangsperiode der Vergletscherung stammen können. Ich schliesse denn auch nicht aus den durch Lokalvergletscherung ausgebildeten Bergformen, sondern aus Verwitterungserscheinungen, die unabhängig von dieser sind, auf das Vorkommen von Nunatakken.

Auch wenn ich also annehme, dass die von den Botanikern angenommenen Nunatakken vorhanden gewesen sind, so scheint es mir doch wenig glaublich, dass eine höhere Flora das harte Klima auf den doch bedeutenden Höhen dieser Nunatakken hätte überleben können.<sup>2</sup> Die Vergletscherungsgrenze lag während des Maximums der Vergletscherung sehr tief unter ihrer gegenwärtigen Lage, was zur Folge hatte, dass die Klimaverhältnisse auf diesen Nunatakken viel härter

<sup>1</sup> Auch für das südliche Norwegen fordern die Pflanzengeographen eisfreies Land, welches von N. WILLE an die äussere Küstenstrecke des Nordfjords verlegt wird [110, S. 337]. Dies scheint mir sehr annehmbar zu sein aus dem Grund, weil das Landeis auch hier von geringer Mächtigkeit gewesen sein muss, was aus der ausgeprägten Nunatakkskulptur hervorgeht, die die Küstenberge in Nordfjord und Romsdal aufweisen (s. z. B. die Photographien in Norske Turistf. Aarb. 1913, S. 110—137).

<sup>2</sup> Vgl. damit A. G. HÖGBOMS Äusserung: »Dagegen ist es wohl nicht ausgeschlossen, dass Nunatakken über die westlichen Randgebiete aufgeragt haben. Ob aber die Pflanzen- und Tiergeographen damit befriedigt werden können, ist eine andere Frage« [51, S. 131].

waren als die, die *jetzt* auf denselben Bergen herrschen. Das damalige Klima auf diesen Bergen lässt sich am ehesten mit dem vergleichen, das auf den allerhöchsten Teilen der heute hoch über die Vergletscherungsgrenze reichenden Gipfel herrscht, was mir wie gesagt die Möglichkeit irgend welchen höheren Wachstums auszuschliessen scheint.

Indessen finden sich mehrere Umstände, die für das Vorkommen von auch tief gelegenem eisfreiem Land in diesen Gegenden sprechen und das *ausserhalb* dem Rande des Inlandeises.

Im Zusammenhang mit der Frage nach der Ausbreitung des Inlandeises berührte ich die Möglichkeit, dass dieses nie bis zu den äusseren Inseln in Lofoten, welche teilweise nur sehr unbedeutend über die heutige Meeresoberfläche reichen, gegangen sei. Auf den niederen, stark verwitterten Inseln bei Röst hat TH. VOGT auch vergebens nach Spuren des Inlandeises geforscht [114].

Besonders wichtig für das vorliegende Problem ist indessen die Frage nach der Höhenlage der Meeresoberfläche während der Vereisung.

Die bedeutende Ansammlung von Gletschernischen unter der Meeresfläche, die an dieser Küste vorkommen, zeigt, dass die marine Grenze in einer früheren Periode der Quartärzeit nicht dieselbe war wie heute, sondern dass *sie bedeutend tiefer gelegen hat*. Die Gletscher, welche diese Nischen verursacht haben, müssen über der Meeresoberfläche gelegen gewesen sein; die mechanischen Prozesse, die solche Landformen ausbilden, können nicht unter derselben vor sich gegangen sein.

Am zahlreichsten und schönsten ausgebildet sind diese versunkenen Nischen auf den äusseren Lofoteninseln, wie aus den topographischen Kartenblättern und aus den eingehenden Schilderungen, die TH. VOGT von diesen Inseln gegeben hat, schön hervorgehen. Die Figuren 9 und 10 zeigen, wie nur die höheren Partien der typische Hochalpen-



Fig. 9. Detail aus den Blättern Moskenesøen und Lofotodden der norw. topographischen Karte. Masstab 1:200,000.

skulptur zeigenden Moskenesinsel heute über die Wasserfläche reichten.

Auch längs der Festlandsküste kommen diese versunkenen Niscentäler vor, und REKSTAD hebt ihre oft bedeutende Tiefe unter der Wasserfläche hervor [78, S. 34—36; 80, S. 42], wie auch dass sie sich unter einer Periode gebildet haben müssen, da das Land höher lag als heute.

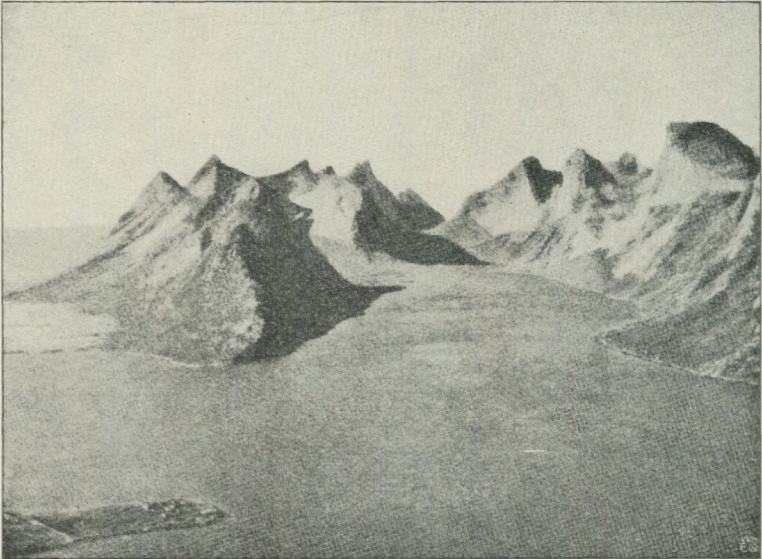


Fig. 10. Kirkefjorden, Moskenesøen. Nach TH. VOGT [114].

Die Zeit für die Ausbildung der versunkenen Gletschernischen kann recht gut begrenzt werden. Während des Maximums der Eiszeit kann die Mehrzahl nicht ausgebildet worden sein, da die Küste zur Hauptsache vom Landeis bedeckt war. Nur die äussersten der Lofotinseln können während dieses Zeitraums frei ausgebildete lokale Gletscher getragen haben.<sup>1</sup> Wie REKSTAD bemerkt [78, S. 34], sind ver-

<sup>1</sup> Beim Randgebiet des Landeises reichten, wie früher hervorgehoben wurde, die Lofotgebirge über die Eisoberfläche. Da sie auch höchst bedeutend über die Vergletscherungsgrenze der Eiszeit reichten, fällten sie sehr bedeutende Mengen Schneeüberschusses aus und bildeten deshalb unabhängig von dem vom Festland ausgehenden Inlandeis das Zentrum für



Die zahlreichen versunkenen Nischen an der Küste zeigen also, dass die marine Grenze tief unter ihrer gegenwärtigen Lage während des betreffenden Zeitraumes gelegen war, der auch, wie aus der bedeutenden Grösse dieser Nischen hervorgeht, von sehr bedeutender Länge gewesen sein muss. Nach fortgesetztem Sinken der Vergletscherungsgrenze schmelzen aber schliesslich diese lokalen Gletscher mit dem wachsenden Landeis zusammen. Da dieses auf eine ganz andere Weise vom Stand der Meeresfläche unabhängig ist als die Lokalvergletscherung, fällt in dem von diesem bedeckten Gebiet die Möglichkeit fort, mittels dieser Methode die Höhenlage der marinen Grenze zu beurteilen. Nichts spricht indessen dafür, dass eine Hebung während des Maximums der Vergletscherung eingetreten ist, sondern diese traf wahrscheinlich erst am Ende der Eiszeit und im Zusammenhang mit dem schliesslichen Abschmelzen des Landeises ein. (Vgl. 14 och 15, S. 101).

Die Grösse dieser Senkung der marinen Grenze, die die Ausbildung der jetzt versunkenen Nischen ermöglichte, kann wohl noch nicht mit Sicherheit angegeben werden, aber sicherlich sind dem Landgebiet ganz beträchtliche Zuschüsse zugeführt worden. Schon eine Senkung von nur einigen zehn Metern würde nämlich in grosser Ausstreckung die jetzt zum grössten Teil überschwemmte flache sog. »Strandebene« über den Meeresspiegel heben. Mir scheint wahrscheinlich, dass die Küstenlinie während der bewussten Periode der Eiszeit bis zur »Haveggen« gegangen ist.

Auf der Küstenstrecke ausserhalb der Lofot- und Vesteraal-Inseln, wo auch beim heutigen Stand der Meeresfläche niedrig gelegenes eisfreies Land existieren würde, kann ich mir gute Möglichkeiten für eine Existenz arktische Pflanzen während der Eiszeit denken. Sie hätten dort unter Verhältnissen, die

---

gletscherungsgrenze eingeleitet, die bedeutend unter der heutigen, aber doch nicht so tief lag, dass totale Vereisung zu stande kam. Aus dieser sicher sehr lang währenden Zeit stammt auch die bedeutende Zahl jetzt eisfreier Nischen, die überall im Hochgebirgsgebiet vorkommen.

denjenigen gleichen, welche jetzt z. B. an den Küsten des nördlichen Grönland herrschen, die grosse Vereisung überlebt.

## 2. Lage der Eisscheide und Bewegungsrichtungen des Eises.

Wir müssen voraussetzen, dass das grosse Inlandeis zu Beginn der Eiszeit in den Hochgebirgen entstanden und ursprünglich auch von ihnen ausgegangen ist. Rundhöckern und Schrammen aus dieser Zeit sind natürlicherweise nicht erhalten, aber Blöcke aus Bergarten des Hochgebirges sind in Moränen abgelagert auf dem Urberggebiet östlich derselben gefunden worden, was beweist, dass eine solche Eisbewegungsrichtung einmal vorhanden gewesen war (s. darüber TANNER 104, S. 16 und 133).

Während des Verlaufs der Vergletscherung veränderten sich indessen die Verhältnisse, indem der Hauptteil der Schneeniederschläge sich nun nicht mehr im Hochgebirgsgebiet ansammelte, sondern östlich davon über relativ tiefem Lande.<sup>1</sup> Dort bildete sich die mächtigste Partie des Inlandeises, die *Eisscheide*, aus, und von dieser ging nun die Eisbewegung aus. Gegen Westen drang so das Eis über und durch die Bergkette hinaus gegen den Atlantischen Ocean. Den Beweis für die dortige Ausbildung der Eisscheide und für diese Eisbewegung gegen Westen während der grössten Ausbreitung des Inlandeises liefern ebenfalls Wanderblöcke, indem zahlreiche Blöcke aus Urbergarten vom Terrain östlich der Bergkette in dieser und bis hinaus zur Küste, soweit das Eis reichte, zerstreut liegen.<sup>2</sup> (Was die Blockfunde in

<sup>1</sup> Die Ursachen dieses ganz natürlichen Entwicklungsganges der Vereisung habe ich in meiner Abhandlung »Der Einfluss des Windes auf die Verteilung der Gletscher« [15] nachgewiesen.

<sup>2</sup> Eigentümlich ist indessen, dass erratische Blöcke aus Urbergarten in grösseren Höhen über Meer als bis zu der spätquartären marinen Grenze nach K. PETTERSEN in den äussersten Teilen gewisser Gebiete im Amt Tromsø nicht vorkommen. Dies soll nach G. DE GEER [5, S. 195] und V. TANNER [104, S. 134] darauf beruhen, dass die Eisscheide *westlich* vom

diesem Gebiet betrifft s. 104, S. 12—54; 79, S. 9; 80, S. 51—57; 74, S. 16.)

Die Auffassung, zu der ich in dieser Frage gelangt bin, lautet dahin, dass die Eisscheide, schon als die Lokalvergletscherung nach Beginn der Eiszeit aufhörte und von einer totalen Vereisung abgelöst wurde, nach Osten im Verhältnis zum Höhenkamm des Berggebietes verschoben wurde. Welchen Abstand von diesem die Eisscheide während der verschiedenen Perioden der Eiszeit eingenommen hat, ist schwer, näher festzustellen, aber alles spricht für diesen Entwicklungsgang: je mehr sich das Landeis nach Osten und Süden ausbreitete, desto mehr entfernte sich die Eisscheide vom Höhenkamm. Der längste Abstand dürfte deswegen zur Zeit der Maximalausbreitung des Landeises erreicht worden sein. Wo die Eisscheide sich damals befand, kann mit Hülfe der westwärts gewanderten Blöcke noch nicht bestimmt werden, da die Ursprungsgebiete derselben allzu unvollständig bekannt sind, aber die Annahme J. J. SEDERHOLMS, dass sie »vielleicht ungefähr gerade über dem Bottnischen Meerbusen« lag [85, S. 52] scheint mir aus mehreren Gründen sehr glaublich zu sein. Teils dürfte sie sich bedeutend östlicher befunden haben als beim Aufhören der Eiszeit, da ihre dem Gebirge nähere Lage mit ziemlich grosser Sicherheit festgestellt werden kann, teils muss nach der Theorie von der Abhängigkeit der Niveauveränderungen von der Eisbelastung die grösste Niederpressung des Landes dort stattgefunden haben, wo sich die grösste Eismasse anhäuften, d. h.

Urbergsgebiet und also über der Gebirgskette während der ganzen Zeit der grössten Ausbreitung des Inlandeises in diesen nördlichen Gegenden Skandi-naviens gelegen habe und dass sie erst in einem Rückzugsstadium über das Tiefland im Südosten verschoben worden sei. Wahrscheinlich scheint mir doch die Ursache des obenerwähnten Verhältnisses darin zu liegen, dass das Eis vom Inland auch während des Maximums der Vergletscherung über dieses Gebiet nicht vollständig hinüberzudringen vermochte, sondern nach Südwesten (bzw. Nordosten) durch eine selbständigere über dem Senjen und den angrenzenden Inseln ausgebildete totale Vergletscherung gedrängt wurde. Gewisse Schrammenbeobachtungen scheinen mir darauf deuten zu können. Indessen sind die Verhältnisse im Amt Tromsö noch so wenig bekannt, dass mit Sicherheit nichts darüber gesagt werden kann.

unter der Eisscheide, und die Untersuchungen haben gezeigt, dass gerade über dem Zentrum des Bottnischen Meeres die grösste Landsenkung stattgefunden hat (Fig. 12). Das Kartenbild mit einer relativ westlich gelegenen Eisscheide, das allgemein über das Inlandeis bei seiner grössten Ausbreitung

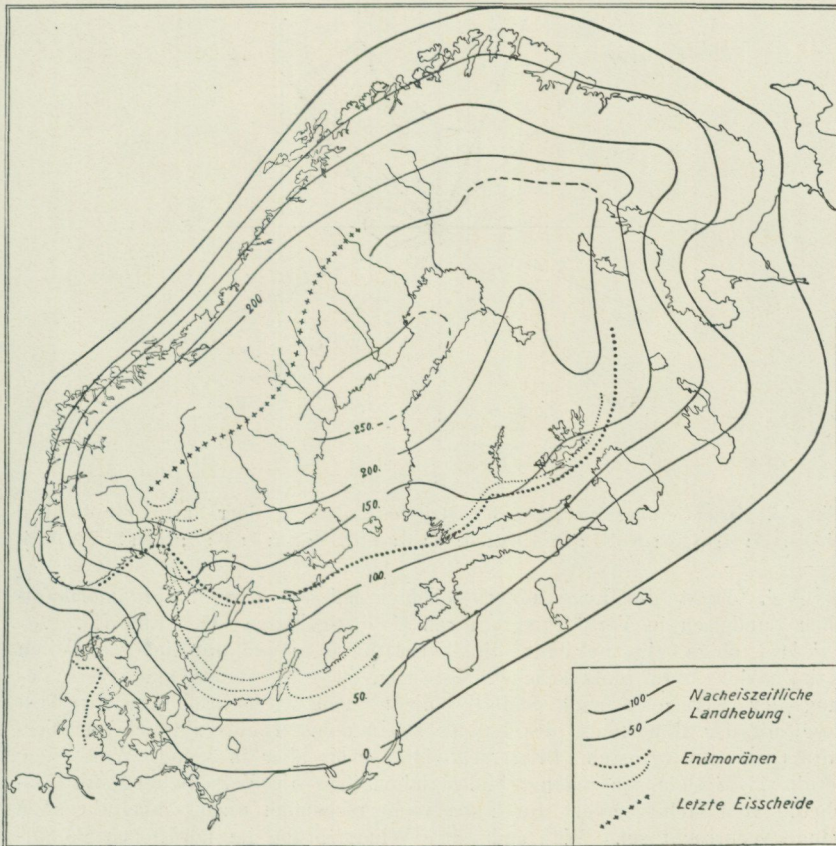


Fig. 12. Isobasenkarte der spätquartären Landhebung. Nach A. G. HÖGBOM [51].

gegeben wird, dürfte deshalb irreführend sein. Eine Eisscheide über dem Bottnischen Meer zur Zeit der maximalen Ausbreitung des Landeises wird auch eine weit zentralere und nach meiner Meinung natürlichere Lage einnehmen, als die vorher allgemein angenommene in unmittelbarer Nähe

des Hochgebirges.<sup>1</sup> Diese letztere fällt, wie ich im folgenden zeigen werde, was die Zeit betrifft, mit demjenigen Stadium des Eistrückzuges zusammen, das durch den Moränenstrich Raerna — Mittelschwedens Moränen — Salpaussälke bezeichnet wird.<sup>2</sup>

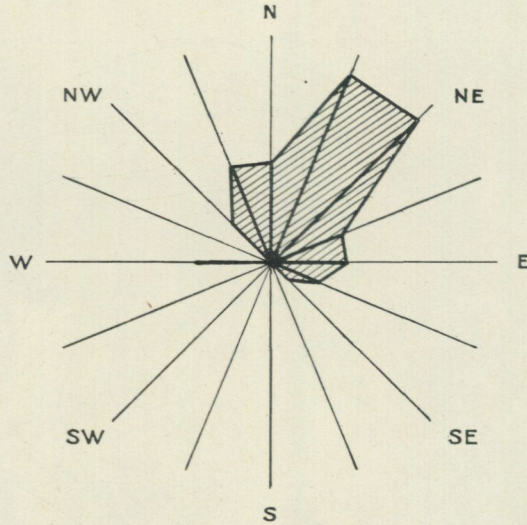


Fig. 13. Orientierungsrichtungen der Gletschernischen in einer Partie von Jotunheimen. N: 4; NNE: 8; NE: 8; ENE: 3; E: 3; ESE: 2; SE: 1; W: 3; NW: 2; NNW: 4.

<sup>1</sup> Vgl. damit die Lage der Eisscheiden bei den grossen nordamerikanischen Landeisen in Verhältnis zu ihren Gebirgsgebieten [15, Tafel II].

<sup>2</sup> Das obige gilt nur für die Verhältnisse in den nördlicheren Teilen Skandinaviens. Im südwestlichen Norwegen ist eine entsprechende Verschiebung der Eisscheide nach Südosten nicht nachgewiesen, sondern dort fällt diese mit der Höhenachse des Landes zusammen. Dieses abweichende Verhältnis ist von grossem Interesse, widerspricht aber in keiner Weise dem Resultat, zu dem ich gelangt bin, nämlich dass die Verschiebung der Eisscheide vom Gebirgsgebiet durch die vorherrschenden niederschlagführenden Winde verursacht sei. Während diese Windrichtung im nördlichen Skandinavien nordwestlich war, ist sie in den südlichen Berggegenden (wie im übrigen Europa) südwestlich gewesen, d. h. hier in der *Längsrichtung* des Gebirgsgebietes gegangen, weshalb sich hier kein Impuls zu einer Verschiebung der Eisscheide vom Hochgebirge fand. Dass diese Windrichtung im südlichen Norwegen geherrscht hat, geht z. B. deutlich aus den Angaben hervor, die A. HELLAND [39] über die Orientierungsrichtungen der Gletschernischen in diesen Berggegenden gegeben hat. Fig. 13 zeigt so nach ihm die Richtungen der 37 Nischen, die sich in einem Gebiet der Jotunfeldene finden. Wenn er dagegen als »einen merkwürdigen Ausnahmefall« von den übrigen im südlichen Norwegen gefundenen Orientierungs-

Auf der kleinen Übersichtskarte Fig. 34 habe ich nach meiner Auffassung die Lagen der Eisscheiden während der zwei Stadien der Entwicklung des Inlandeises eingetragen, die auf dieser markiert sind. Zahlreiche Zwischenlagen haben natürlich sowohl beim Anwachsen wie beim Zurückgang des Landeises zwischen diesen beiden Eisrandlagen vorgelegen.

Die Eisscheide der Kolahalbinsel, welche natürlich zur grössten Ausbreitung des Inlandeises gehörte und die sich durchaus nicht mit der vorher angenommenen Eisscheide in der Nähe der nordschwedischen Bergkette zusammenstellen lässt, sondern so zu sagen in der Luft schwebt, liegt, wie sich zeigt, gerade in der Fortsetzung der von mir über dem Bottnischen Meer angenommenen (Vgl. auch Fig. 12). Dadurch erhält diese also ihre natürliche Erklärung. Die Eisbewegungsrichtungen (sowohl durch Schrammen und Moränen wie von Osen und eisgedämmten Seen markiert), die TANNERS Karte über die nordöstliche Fennoskandia aufweist [104] scheinen mir die Verschiebung zurück nach Nordwesten ebenfalls sehr gut zu registrieren, die die Eisscheide in spätglazialer Zeit bei einem fortgesetzten Zurückrücken des Landeises (und also auch unter einer ununterbrochenen Verkürzung der Eisscheide selbst von Nordosten) durchgemacht hat. Wie sonst die längs einer sehr langen Strecke senkrecht auf einander stossenden Eisbewegungsrichtungen (ungefähr längs einer Diagonalen der angeführten Karte) erklärt werden sollen, scheint mir ein unlösbares Rätsel zu sein, besonders wenn man, wie gesagt, die Lage der Eisscheide auf der Kolahalbinsel berücksichtigt.

Die Auffassung von der Verschiebung der Eisscheide zuerst von den Hochgebirgen nach einer östlicheren Lage und dann wiederum nach einer westlicheren wird auch von A. richtungen hervorhebt, dass die grosse Nische der Snehetta sich nach Südosten richtet, so beweist das nur, dass wir hier bereits in das Gebiet der Nordwestwinde geraten sind. Deshalb war auch die Eisscheide südöstlich des Dovregebirges in Übereinstimmung mit den weiter nördlichen Verhältnissen verschoben.

GAVELIN [28, S. 10], R. LIDÉN [55, Tafel 6] und G. DE GEER [9, S. 192] vertreten, obwohl sie nur relativ unbedeutende Verschiebungen voraussetzen. Dagegen weicht meine Auffassung vom *Zeitpunkt* der Verschiebung vollständig von derjenigen mehrerer Verfasser ab. So sagt O. SJÖGREN, dass die Eisscheide erst »während der *Abschmelzungsperiode* gegen Osten verschoben wurde, sodass sie schliesslich ausserhalb des Gebirgsgebietes zu liegen kam» [89, S. 111]. Dies ist indessen, wie ich im folgenden zeigen werde, unrichtig, indem die Entwicklung in seinem Untersuchungsgebiet während der Abschmelzungszeit in gerade umgekehrter Richtung ging. Auch LIDÉN, DE GEER und G. FRÖDIN [22, S. 137] verlegen die östliche Verschiebung erst ins Abschmelzungsstadium.

Vom Sarekgebiet dagegen hat A. HAMBERG mit voller Evidenz nachweisen können, dass die von Osten kommende Eisbewegung auf jeden Fall älter ist als die letzte Abschmelzungsperiode [35, S. 11].

Während der grössten Ausbreitung des Landeises dürfte die Eisbewegung in der Hauptsache unabhängig von der topographischen Ausbildung der Unterlage vor sich gegangen und nur in den peripheren Teilen abgelenkt worden sein, wo die Mächtigkeit unbedeutend oder kompaktere Bergmassive sich vorgefunden hatten, wie bei Lofoten und Senjen (vgl. Anm. 2, S. 23). Das Eis dürfte sich deshalb im allgemeinen ziemlich geradlinig von seinen am mächtigsten ausgebildeten Partien gegen das Meer bewegt haben in Richtungen, wo sich der geringste Widerstand fand.

Eine nähere Beurteilung der Bewegungsrichtungen kann mit Hülfe der Schrammen geschehen. Es liegt indessen in ihrer Natur, dass sie keineswegs gleich alt sind, und die Mehrzahl von ihnen stammt ohne Zweifel aus der letzten Periode der Vergletscherung, der Abschmelzungszeit. Am sichersten dürfte man jedoch solche, die die Eisbewegung während der maximalen Periode der Vergletscherung bezeich-

nen, ausser auf den Inseln ausserhalb der Küste auf den höheren Bergspitzen finden oder überhaupt auf höheren, offener liegenden Gebieten, obwohl diese, wie ich später zeigen werde, auch Bewegungsrichtungen aus der Abschmelzungsperiode aufweisen.

Man findet aus diesen Schrammen, wie zu erwarten war (Tafel 1), dass eine allgemeine Eisbewegung senkrecht zur Längsrichtung des Berggebietes stattgefunden hat, also gegen Westnordwest oder Nordwesten. Am schönsten tritt dies in den Schären ausserhalb Helgelandes zu Tage, wo ein relativ reiches Beobachtungsmaterial vorliegt; aber auch in mehreren höher gelegenen Partien des Binnenlandes ist diese Bewegungsrichtung registriert. Oft wird sie jedoch dort von Schrammensystemen gekreuzt, welche auf die letztere Periode zurückzuführen sind. Im schwedischen Teil des Kartengebietes liegen jedoch nur wenige Beobachtungen vor, die mit einem grösseren Grad von Sicherheit auf die Zeit der grössten Ausbreitung des Landeises zurückzuführen sind, auch wenn die Schrammen dort gelegentlich den Hauptrichtungen des Talstriches folgend, nach Nordwesten weisen. Die Ursache dafür liegt wohl vor allem darin, dass die höheren Partien der Berge im Hauptteil dieses Gebietes durchaus nicht erforscht sind, aber auch in dem Umstand, dass die Bergarten, die die höheren der lappischen Berge aufbauen, wenig geeignet sind, Schrammen zu bewahren. So hat es sich gezeigt, dass dies in dem gründlich durchforschten Sarekgebiet der Fall ist [35, S. 11], und dieselbe Erfahrung habe ich in den nördlichsten Teilen Lapplands gemacht, indem die Amphibolite, die dort die höchsten Gebiete aufbauen, niemals irgendwelche Schrammen bewahrt haben. Nur wo die Berge aus Granit oder Schiefen (z. B. Granatglimmerschiefer) gebildet werden, liegen solche vor, wie z. B. auf dem Vassiäive.

---

## II. Die spätglaziale Zeitperiode.

### 1. Einleitung.

Die Vergletscherungsgrenze<sup>1</sup> gibt einen Ausdruck für das herrschende Klima in dem Masse, wie es auf die Vergletscherung einwirkt. Da die Höhenlage, welche diese Grenze heute in verschiedenen Teilen des Gebiets einnimmt, sich mit Leichtigkeit feststellen lässt, so liegt deshalb ein sicherer Ausgangspunkt bei der Beurteilung früherer Veränderungen im Klima vor.

Die Grösse der Gletscher hängt von der Höhe und der Ausstreckung ab, mit der ein Berg über die Vergletscherungsgrenze reicht. Da eine eintreffende Verschlimmerung des Klimas die bewusste klimatische Höhengrenze senkt, wirkt dies deshalb auf folgende beide Weisen auf die herrschende Vergletscherung ein. Teils kommen grössere Partien der gletschertragenden Berge über die Vergletscherungsgrenze hinaus: die Gletscher dieser Berge nehmen da an Grösse zu und rücken vorwärts. Teils tauchen eine Anzahl vorher nicht gletschertragender Gipfel über der Grenze auf: unter diesen bilden sich dann neue lokale Gletscher. In welcher Ausstreckung die Vergletscherung sich bei einer eintreffenden Klimaveränderung vergrössert, hängt davon ab, wie gross

<sup>1</sup> Für die Bedeutung dieses von mir eingeführten und in dieser Arbeit öfters gebrauchten Terminus verweise ich auf meine Abhandlung »Der Einfluss des Windes auf die Verteilung der Gletscher« [15], in der auch eine Karte über die Höhenlage der Vergletscherungsgrenze im nordwestlichen Skandinavien mitgeteilt ist.

die Depression der Vergletscherungsgrenze ausfällt. Bei einer nur unbedeutenden Senkung ist der Zuschuss der vorhandenen Gletscher nur unbedeutend, und nur ganz wenige und kleine neue Gletscher werden gebildet. Je grösser die Senkung aber ist, um so intensiver und ausgebreiteter gestaltet sich diese lokale Vergletscherung.

Der Entwicklungsgang, wie er oben geschildert wurde, kann jedoch im skandinavischen Gebirgsgebiet bei einem immer fortgesetzten Sinken der Vergletscherungsgrenze nur *bis zu einer gewissen Grenze* gehen. Die Ursache hiefür liegt, wie ich in einer andern Arbeit hervorgehoben habe [15, S. 33—34], in dem ausgeprägten Plateaucharakter dieses weitgestreckten Hochalpengebietes und den besonders unbedeutenden Neigungen seiner Bergtäler. Sinkt die Vergletscherungsgrenze absehwert, so reichen deshalb alle einigermassen hohen Berge über dieselbe hinaus, und dies in mehreren Fällen in höchst bedeutendem Masse. Die flachen Talsysteme, die diese im allgemeinen an einander liegenden Berge trennen, werden bald vollständig von den von allen Seiten gegen dieselben herabfliessenden Eisströmen ausgefüllt. Das Berggebiet wird *total vergletschert* und die Möglichkeit für die Ausbildung *lokaler* Gletscher fällt deshalb weg.<sup>1</sup> Erst bei einer später eintreffenden Erhöhung der Vergletscherungsgrenze *und nachdem das alles bedeckende Landeis überdies geschmolzen ist*, liegt wiederum die Möglichkeit für das Auftreten lokaler Gletscher vor.

Aus obigen Gründen können lokale Gletscher hier überhaupt nur unter relativ hohen Gipfeln ausgebildet werden, und man kann voraussehen, dass sie als solche nicht besonders weit über die Bergtäler hinausgedrungen sein können, die sich an sie anschliessen; denn, wie gesagt, die Lokalvergletscherung wird hier bald bei fortgesetzter Verschlim-

---

<sup>1</sup> Mit Ausnahme jedoch freier liegender Inseln oder Küstenberge, die ausserhalb des Bereiches eines nicht allzu intensiv ausgebildeten Landeises liegen.

merung des Klimas durch die totale Vereisung abgebrochen.

Der Unterschied zwischen dem oben skizzierten Entwicklungsverlauf in Skandinavien bei einem Sinken der Vergletscherungsgrenze und demjenigen, der in den meisten anderen während der Eiszeit vergletscherten Gebieten vor sich gegangen ist (und da besonders in den am besten bekannten derselben, in den Alpen), ist bedeutend. Skandinavien ist nämlich von einem zusammenhängenden Inlandeis bedeckt gewesen, in welchem die Eisbewegungen nicht von den höchsten Partien des Berggebietes ausgegangen sind, sondern von einer über tiefem Land liegenden Eisscheide, die östlich im Verhältnis zum Hochgebirgsgebiet gelegen war. Im grösseren Teil des Gebietes ist das Inlandeis auch schliesslich gegen diese Eisscheide und nicht gegen das Berggebiet abgeschmolzen. In den Alpen z. B. ist dagegen die ganze Entwicklung als eine ungeheure Vergrösserung der auch jetzt herrschenden Verhältnisse vor sich gegangen, die Eisbewegung ist dort während der ganzen Vergletscherung von den höchsten Spitzen und Kämmen ausgegangen und bei ihrem Aufhören auch wieder zu diesen zurückgekehrt: dort ist die lokale Vergletscherung *nicht* von einer von den topographischen Verhältnissen unabhängigen totalen Vereisung unterbrochen worden.

Während man deshalb in den Alpen den abschmelzenden Eiszungen der Eiszeit durch die Täler hinauf folgen kann, da sie sich gegen die Höhen zurückgezogen haben, muss man in den Berggegenden Skandinaviens dem Rückzug des Inlandeises *durch* und *von* dem Hochgebirgsgebiet *gegen* das tiefe Land zu folgen versuchen. Die Verhältnisse werden hier auch äusserlich dadurch kompliziert, dass Partien des Inlandeises schliesslich selbst innerhalb des Hochgebirgsgebietes abgeschmolzen sind. Man muss weiter untersuchen, ob nicht gleichzeitig mit der Abschmelzung des Inlandeises *lokale Gletscher* auf den von diesem allmählich freigemachten Hochgebirgen gebildet wurden und in diesem Fall feststellen, in

welchem Gebiet und in welcher Ausstreckung dies geschehen ist. Schliesslich muss die Einwirkung eventueller postglazialer Klimaveränderungen auf die Ausbildung der lokalen Vergletscherung beobachtet werden, damit nicht Spuren der letzteren mit den während der Eiszeit gebildeten vermischt werden.

Der Abschmelzungsverlauf am Ende der Eiszeit ist deshalb in Skandinavien viel komplizierter ausgefallen als in den Alpen, und die Gefahr die gemachten Beobachtungen falsch zu deuten, ist gross. Liegt z. B. eine Observation einer Endmoräne in einem Tale dieses Gebietes vor, so entsteht die Frage: rührt diese von einer abschmelzenden Partie des Inlandeises her oder von einem lokalen Gletscher, der sich bildete, nachdem das Inlandeis das Gebiet verlassen, und wann ist dies in diesem Fall geschehen? Die richtige Beantwortung einer solchen Frage ist von grösster Wichtigkeit für die Deutung des Klimas, das während oder nach der Abschmelzungsperiode der Eiszeit herrschte; denn die Moräne eines lokalen Gletschers, die tief unter den heutigen Gletscherzungen liegt, beweist eine tief liegende Vergletscherungsgrenze und also ein hocharktisches Klima, während eine Moräne, die von dem zurückweichenden Inlandeis abgelagert ist, nur das Vorkommen eines bedeutenden Restes einer Eismasse zu beweisen braucht, die *ursprünglich* unter weit schlimmeren klimatischen Bedingungen gebildet wurde, als die, welche während der Ablagerungszeit dieser Moräne geherrscht haben müssen.

Durch diese Problemstellung wird freilich die Behandlung dieses Gebietes erschwert, aber gleichzeitig bieten sich dadurch Möglichkeiten dar, die Klimaverhältnisse zu bestimmen, welche während des sukzessiven Abschmelzens des letzten Landeises herrschten und welche ausserhalb solcher total vergletscherter Gebiete nicht vorliegen.

Bei der Beurteilung der Klimaverhältnisse, die während verschiedener Perioden der Abschmelzung des Inlandeises herrschten, spielt deshalb das Vorkommen lokaler Gletscher

eine grundlegende Rolle. Da sich das Inlandeis zuerst von den peripheren Gebieten zurückzog, und nachher sukzessive immer grössere Teile des Gebirges frei liess, kann man durch das Studium und die Vergleichung der lokalen Gletscher unter einander die verschiedenen Höhenlagen der Vergletscherungsgrenze während der verschiedenen Stadien der Abschmelzung des Inlandeises feststellen. Dadurch gewinnt man eine sichere Einsicht über den Grad der Veränderungen im damals herrschenden Klima, welche das Aufhören der Eiszeit bedingten.

Die festen Ausgangspunkte, an die die gemachten Beobachtungen angeknüpft werden müssen, bilden die heutigen Gletscher und die heutige Vergletscherungsgrenze; nur dadurch kann eine vollständig sichere Auffassung über die geschehenen Veränderungen gewonnen werden.<sup>1</sup>

Es liegt in der Natur der Sache, dass man eine vollständige Ermittlung der früheren lokalen Gletscher nicht erhalten kann. An vielen Orten sind keine oder nur zweifelhafte Spuren bewahrt; auch darf man nicht vergessen, dass auch das Landeis bei einer Abschmelzung solche hinterlassen hat, die in gewissen Fällen schwer von denjenigen der lokalen Gletscher zu scheiden sind. *Mit Hilfe einer Anzahl geeigneter verteilter, sicherer und unzweideutiger Beobachtungen kann jedoch die Fehlerquelle, die möglicherweise in ihnen enthalten ist, vollständig eliminiert werden.* Liegen z. B. für ein Gebiet bindende Beweise vor, dass die jetzigen Gletscher niemals grösser waren, seitdem das Landeis wegschmolz, so geht als Korollarium daraus hervor, dass auch keine jetzt ver-

<sup>1</sup> Da das Gebirgsgebiet indessen in spätquartärer Zeit eine zum Teil recht bedeutende und ungleichförmige Erhöhung durchgegangen hat, kann man bis auf weiteres bei einer direkten Vergleichung der jetzigen und der ehemaligen lokalen Vergletscherung nur relative Ziffern der Depression gewinnen. Am unbedeutendsten ist auf jeden Fall dieser Einfluss an der Küstenlinie, wo auch die lokalen spätglazialen Gletscher, wie sich zeigt, ausgebildet gewesen sind. Indessen ist es nicht unwahrscheinlich, dass die Höhenlage der Vergletscherungsgrenzfläche nahe mit der allgemeinen Massenverteilung des Gebietes zusammenhängt, weshalb möglicherweise diese relativen Höhenziffern tatsächlich mit den absoluten nahe zusammenfallen.

schwundenen Gletscher seit dieser Zeit auf benachbarten Gipfeln unter der heutigen Vergletscherungsgrenze ausgebildet waren. Eventuell beobachtete Endmoränen in den Tälern eines solchen Gebietes müssen da auf das Landeis zurückgeführt werden.

Die oben hervorgehobenen Schlüsse, die aus Beobachtungen über die in spätglazialer Zeit ausgebildete Vergletscherung gezogen werden können, setzen indessen weit ausführlichere Forschungen im Feld voraus, als bisher in diesem weitgestreckten Berggebiet angestellt worden sind. Meine eigenen Untersuchungen haben sich in der Hauptsache auf das Gebiet beschränken müssen, in welchem heutige Gletscher vorkommen, weshalb mein Beitrag zu dieser Frage nur in dem Nachweis besteht, dass hocharktisches Klima plötzlich in einer bestimmten Periode des Zurückweichens des Landeises zu herrschen aufhörte und in einem Versuch die ungefähre Ausbreitung des Landeises zu dieser Zeit zu bestimmen.

---

Gegen das Ende der Eiszeit verbesserte sich das Klima, weswegen die Vergletscherungsgrenze sich zu heben begann. Dies führte ein verringertes Ausfällen des Schneeüberschusses, der das grosse Landeis aufbaute, mit sich, weswegen die Mächtigkeit desselben abnahm, wobei es sich in seine peripheren Teile zurückzuziehen begann. Während vorher nur die äussersten Lofotinseln unberührt vom Landeis gewesen zu sein schienen, verliess dieses nun allmählich die ganze Inselgruppe, wobei auch Teile des Küstenlandes frei zu werden begannen.

Auf Grund des Studiums der lokalen Vergletscherung, die zu Anfang des Rückzuges des Landeises in den allmählich frei werdenden Bergpartien sich ausbildete, kann festgestellt werden, dass ein hocharktisches Klima mit niedrig liegender Vergletscherungsgrenze fortwährend in einer früheren Periode der Abschmelzungszeit herrschte.

In dem in dieser Arbeit behandelten Teil Skandinaviens

waren es indessen nur die Inselgruppen im Nordwesten und eine relativ unbedeutende Strecke des Küstenlandes in ihrer Nähe, deren Berge eine Lokalvergletscherung zeigen, die grösser ist als die heutige. Im weit überwiegenden Teil des Hochgebirgsgebietes (dem ganzen inneren Land und den Küstenbergen südlich des Polzirkels) fehlt jede Spur einer solchen ausgebreiteten lokalen Vergletscherung, und eine grössere Zahl von Beobachtungen zeigen mit Sicherheit, dass diese weitgestreckten Teile des Gebietes, nachdem das Inlandeis die Berge frei gelassen, niemals mehr oder grössere Gletscher getragen als die, welche heute dort vorkommen.

In bedeutungsvollen Teilen weichen die Resultate, zu denen ich gelangt bin, von den herrschenden Auffassungen ab. Mehrere Angaben liegen nämlich über eine in vielen Fällen äusserst intensive spätglaziale Vergletscherung von Gegenden des weitgestreckten Gebietes vor, wo ich gefunden habe, dass sich keine ausgebreitetere Vergletscherung vorfand als heute, nachdem das Land von dem grossen Landeis verlassen worden war.

Von den in Norwegen gelegenen Teilen dieses Gebietes erwähnen J. H. L. VOGT und J. REKSTAD das Vorkommen lokaler Gletscher auf Syv Söstre [111, S. 65]; J. OXAAL findet, dass Toven auf der Südseite des Ranenfjords nach der grossen Vergletscherung einer bedeutenden lokalen Vergletscherung ausgesetzt war [62, S. 36]; A. HOEL hält es nicht für ausgeschlossen, dass die Gletscher auf den Okstinder höchst bedeutend grösser waren [42, S. 36]; R. MARSTRANDER findet, dass die Gletscher des Svartis und Högtuva früher ungeheuer viel grösser waren als jetzt [58, S. 39]. REKSTAD nimmt weiter das Dasein eines lokalen Gletschers an der Mündung des Bindalsfjordes an, welcher bis zum jetzigen Meeresspiegel gereicht [73, S. 17], und OXAAL findet um das Jetnamsvand Schrammen, deren Ursprung er »in Verbindung mit späteren mehr lokalen Vergletscherungen, die man auch andernorts aufgewiesen zu haben glaubt«, setzt [61, S. 21]. Oben auf dem Ofotfjord deutet O. SJÖGREN das tiefe Felsen-

bassin des Sildviksvatten als von einem lokalen Gletscher »am Ende der Eiszeit« ausskulptiert [89, S. 106].

Von dem in Schweden gelegenen Teil des bewussten Gebietes nennt A. GAVELIN jetzt verschwundene Gletscher vom Norra Storfjället [29] und A. ERDMANN schildert einen solchen vom Staika [16, S. 67]. F. SVENONIUS behauptet

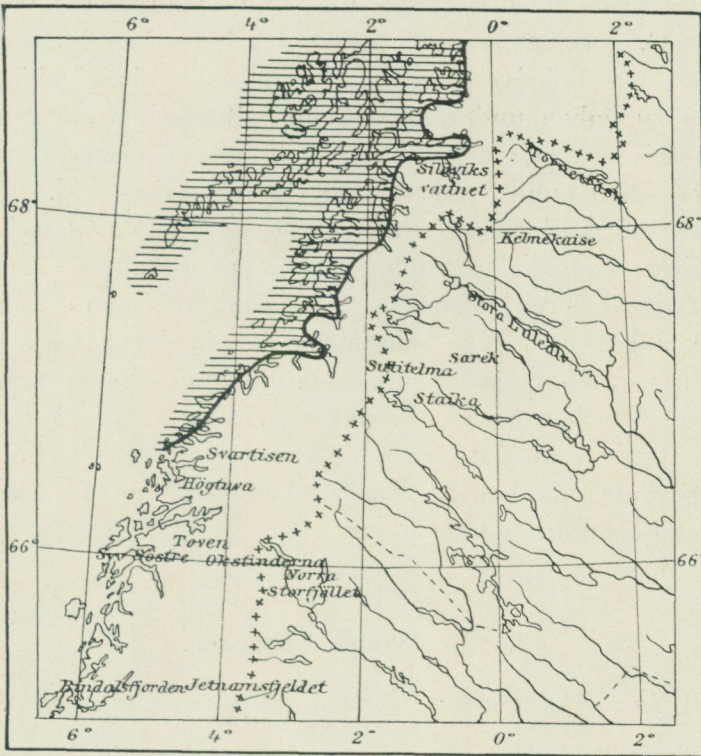


Fig. 14. Karte mit angenommener und wirklicher Ausbreitung der spätglazialen Lokalvergletscherung im nordwestlichen Skandinavien.

eine Mehrzahl Endmoränen von einem der Sulitelmagletscher mehr als 10 km von seinem jetzigen Endpunkt beobachtet zu haben [97, S. 565], wie auch GAVELIN [24] und J. FRÖDIN [20] annehmen, dass dieses Gebiet während der letzten Abschmelzungsperiode des Inlandeises äusserst intensiv lokal vergletschert gewesen sei. W. VON ZEIDLITZ kann sich der Auffassung HAMBERGS nicht anschliessen, dass

die leeren Gletschernischen im Sarekmassiv vor der letzten Vereisung ausgebildet worden seien [115, S. 36]. J. FRÖDIN nimmt an, dass jetzt verschwundene Gletscher hie und da während des letzten Teiles der Abschmelzungszeit auf den höheren Bergen beim Stora Luleälf entstanden seien, wie er auch voraussetzt, dass klimatisch bedingte Gletscher gewaltige Gebiete des Sarek- und Sulitelmamassives bedeckt haben. O. SJÖGREN endlich behauptet besonders interessante Spuren der Lokalvergletscherung im Kebnekaisegebiet gefunden zu haben und schildert eine allgemein vorkommende äusserst intensive spätglaziale Lokalvergletscherung von Bergen westlich und südlich des Torneträks [89]. Auch V. TANNER glaubt Spuren ausgebreiteter lokaler Gletscher in denselben Gegenden gefunden zu haben [104].

Auf der Übersichtskarte Fig. 14 sind die oben erwähnten Plätze angegeben. Die schraffierte Partie deckt das Gebiet, bis zu welchem nach meiner Auffassung die spätglaziale Lokalvergletscherung beschränkt war.

Ich werde nun zu einer Erörterung der Beobachtungen und Gründe übergehen, auf welche ich meine oben dargestellten Behauptungen gründe.

## 2. Die lokalen Gletscher.

### a) In spätglazialer Zeit lokal vergletscherte Gebiete.

In einer 1897 herausgegebenen Arbeit über die Geographie der Lofot- und Vesteraalinseln [40] teilt A. HELLAND das Vorkommen einer Anzahl Endmoränen und Schrammen mit, die von lokalen Gletschern auf der Moskenesö, Flakstadö, Vestvaagö, Östvaagö und Hinnö herrühren. Er findet, dass nach »der allgemeinen Vereisung im Westfjord«, die die Berge bis zu 300 à 400 m ü. M. bedeckt zu haben scheint, »eine lokale Vergletscherung folgte, unter welcher die Gletscher der kleinen Fjorde in den Westfjord hinausgingen; gleichzeitig und nach dieser Periode folgte eine Zeit, da die

Gletscher sich in den Nischen hielten, welche Zeit bis heute sich erstreckt, indem ein Teil der Nischen der Östvaagö noch einige Gletscher in ihren Wänden verbirgt» (a. a. O., S. 89). Weiter gibt J. HOLMBOE 1903 eine Notiz über eine kleine Endmoräne 13 m ü. M. ausserhalb einer Nische zuinnerst im Melfjord auf der Südseite der Langö [43, S. 103].

Im Jahr 1907 beschreibt J. H. L. VOGT [112] zahlreiche Endmoränen und Gletscherschrammen von dieser lokalen Vergletscherung auf der Vestvaagö, Östvaagö, Flakstadö und Moskenesö. Er findet, dass wenigstens der halbe Teil dieser Inseln von Gletschern bedeckt war. VOGT hält diese Lokalvergletscherung, in welcher er zwei Stadien unterscheidet, für spätglazial und glaubt, dass sie Moränen und Schlifspuren der grossen Vergletscherung vollständig zerstört habe, von der er annimmt, dass sie bis zur »Haveggen» hinausgegangen sei.

Einige Jahre später (1913) schildert TH. VOGT [114] eingehend die topographischen Verhältnisse der äusseren Lofotinseln. Er nennt das Vorkommen von Endmoränen lokaler Gletscher auf Værö, Mosken und Moskenesö. Auf der letztgenannten Insel unterscheidet er zwei Perioden, die *Fjordperiode*, da die Gletscher die grösseren Fjorde füllen und dieselben auserodieren, und die *Botnperiode* (eventuell mit mehreren Unterabteilungen), da die Gletscher kleiner wurden, getrennt liegen und die zahlreichen auf geringer Höhe ü. M. liegenden Nischen oder »Botner» ausskulptieren. Er ist der Ansicht, dass diese Perioden nicht mit denjenigen zusammenfallen, welche die beiden Moränenstriche hinterliessen, die J. H. L. VOGT aus den inneren Teilen der Lofoteninseln erwähnt: »sie entsprechen wahrscheinlich zwei Stadien während der Fjordperiode.»

Die in den obenerwähnten Arbeiten beschriebenen Moränen und Schrammen sind auf der beiliegenden Übersichtskarte eingetragen (Tafel I), wie auch auf Fig. 21.

Von meinem Besuch der Andö 1912 habe ich Gelegenheit einige Beobachtungen über diese Lokalvergletscherung auf

dem südlichsten Teil der Insel mitzuteilen. So werden die in einer gegen Osten orientierten Nische gelegenen Troldvandena (auf 200 und 173 m ü. M.) je durch eine bedeutende Moräne eingedämmt. Auch in Nischen nördlich davon auf dem Südostende des Disken liegen zwei Moränenwälle, gleich den vorhergehenden in einem Abstand von ungefähr 500 m voneinander. Die unterste Moräne (Fig. 15) lag hier auf etwa 135 m ü. M. Unterhalb der Högtindvandena wer-



Verf. phot. 2. Aug. 1912.

Fig. 15. Endmoräne eines lokalen Gletschers in der Nische SE von Disken, Andö.

den ebenfalls Moränen angetroffen. Die äusserste, die ungefähr 200 m von dem Zusammenfluss zwischen den Bächen vom Lilla Högtindvand und Mölnelva liegt, wird von einem besonders markierten 14 m hohen Wall aus groben Blöcken aufgebaut. Ihr Kamm liegt 110 m ü. M. Weiter oben (gegen Südwesten) liegen weiter einige Moränen, zu einem Teil von einem kleineren Gletscher von der Nische südlich des Lilla Högtindvand (164 m ü. M.) abgesetzt, welcher See von einer dieser Moränen aufgedämmt ist. Der Talboden

gleich östlich vom Stora Högtindvand (216 m ü. M.) ist vollständig mit Endmoränen angefüllt. — In den tieferen Partien der bedeutend grösseren Täler gegen Westen (Sördalen, Norddalen und des Tales über dem Mjeles) konnte ich bei jedoch nur flüchtigem Besuch keine Endmoränenbildungen entdecken. Im mittlersten Teil der Insel besuchte ich eine kleine, aber besonders scharf ausgebildete Nische auf der Nordseite der Krysdalstind, an deren Mündung unterhalb des kleinen Nischensees mehrere besonders ansehnliche Moränenanhäufungen lagen.

Bei einem Besuch des Kraaktind (topogr. Bl. Steigen), ganz nahe der Küste auf der Nordseite des Nordfoldenfjordes, fand ich Spuren dieser lokalen Vergletscherung auch auf dem Festlande. Unterhalb der nach Nordosten orientierten Nische, in welcher heute ein kleiner Gletscher liegt, befindet sich unten auf der Talsohle des Nonselv die schönste kleine Endmoräne, die man nur sehen kann. Sie wird aus ungefähr sechs, recht nahe beieinander liegenden langgestreckten Rücken oder in nahem Anschluss an einander gelegenen Hügeln auf einer Höhe von cca. 60 m über Meer gebildet. Während der beschwerlichen Kletterpartie zum Gletscher traf ich auf 420 m gleich südlich vom Gletscherbach noch einen Moränenwall, obwohl von kleineren Dimensionen. Der Fels oberhalb desselben war deutlich in der Richtung des Tales von S. 56° W. geschrämmt. Die unterste Zunge des Gletschers liegt auf 660 m Höhe und ungefähr  $2\frac{1}{4}$  km von dem tiefsten Moränengebiet. Beim Abstieg, den ich durch die nach Südosten offene Nische vornahm, die von den Stamsvikvandena ausgefüllt ist, beobachtete ich unter dem obersten derselben (476 m ü. M.) moränenähnliche Blockanhäufungen. Die Talsohle war auch an einem der mittlersten kleinen Seen geschrämmt von N 40° W. Wenigstens in den oberen Teilen dieser Nische scheint also ein Gletscher gelegen zu haben, und dies dürfte auch in den übrigen, auf diesem wie auf den benachbarten Bergen besonders ausgeprägten Nischentälern der Fall gewesen sein.

Auf der erst kürzlich herausgegebenen geologischen Karte über das topogr. Blatt Kjerringøy [46] hat G. HOLMSEN ausgeprägte Endmoränenbogen vor zwei neben einander gelegenen Nischen auf der Südseite des Nævelsfjord (25 km südlich vom Kraaktind) markiert. Diese sind deutlich von lokalen Gletschern abgesetzt. Vielleicht ist dies auch mit einigen weiteren Moränen dieses Kartenblattes der Fall gewesen. Im Text zu HOLMSENS Arbeit werden indessen diese Bildungen nicht erwähnt.

Auf der Festlandküste nordwestlich vom Svartis scheint sich ebenfalls ein Gebiet mit Lokalvergletscherung vorgefunden zu haben. Nach REKSTAD [80] kommen hier in einigen Niscentälern am Glaamfjord und Holandsfjord Endmoränen vor, welche mit den obengenannten, wie es scheint, zusammengestellt werden dürfen, woraus hervorgehen würde, dass auch hier ein Teil der Küstenstrecke vom Inlandeis während der Zeit hocharktischen Klimas frei gelegen war. REKSTAD diskutiert indessen diese Möglichkeit nicht, und da ich selbst keine Gelegenheit gehabt habe dieses Gebiet zu untersuchen, ist es doch möglich, dass die bewussten Moränen auf das Inlandeis zurückzuführen sind. Obwohl die Frage bis auf weiteres offen steht, habe ich diese Observationen doch auf der Übersichtskarte Tafel I wie auf Fig. 21 als von lokalen Gletschern herstammend eingetragen.

*b) Vom Landeis bedeckte Gebiete, wo deshalb spätglaziale Lokalvergletscherung fehlt.*

Auf einer recht bedeutenden Insel ausserhalb des Vefsenfjordes (66° n. Br.) erheben sich die allen nach der Nordlandküste Reisenden wohl bekannten Syv Söstre (Fig. 16). Zwischen den steil ansteigenden Gipfeln, welche bis zu 1060 m reichen, liegen eine Reihe nach Nordwesten orientierter Gletschernischen, deren Sohlen in einer Höhe von ungefähr 475 m gelegen sind. Die Bewegung des Inlandeises, die übrigens nach Westnordwest über die Inseln ausserhalb dieser

Küstenstrecke gerichtet war, ist auf der äusseren Seite unmittelbar unterhalb dieses Granitmassives gegen Südwesten, parallel mit der Längsrichtung des Berges abgelenkt worden. Diese dortige abweichende Eisbewegung geht aus den prachtvoll rundgeschliffenen und geschrammten Felsen hervor, die unmittelbar unterhalb der zwischen den Gipfeln Skjæringen und Grytfoten gelegenen Nische liegen (Fig. 17). Ein Stück nordöstlich dieser Felsen hat das Inlandeis auch eine wohl ausgebildete Endmoräne abgeworfen.

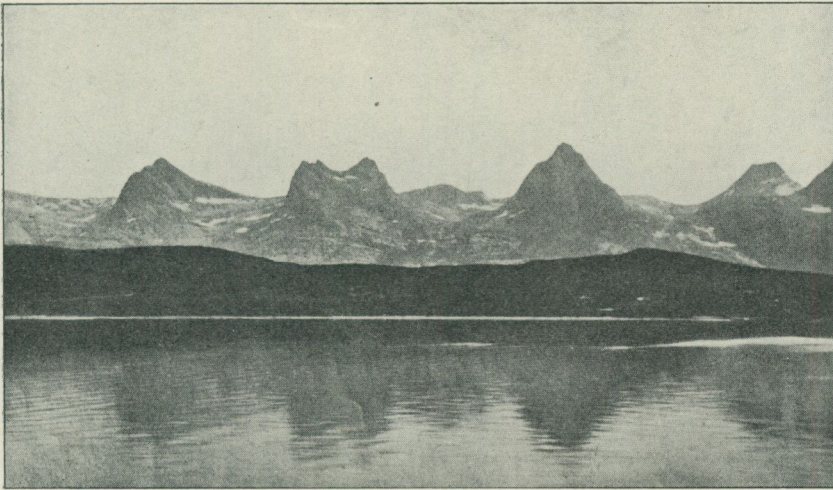


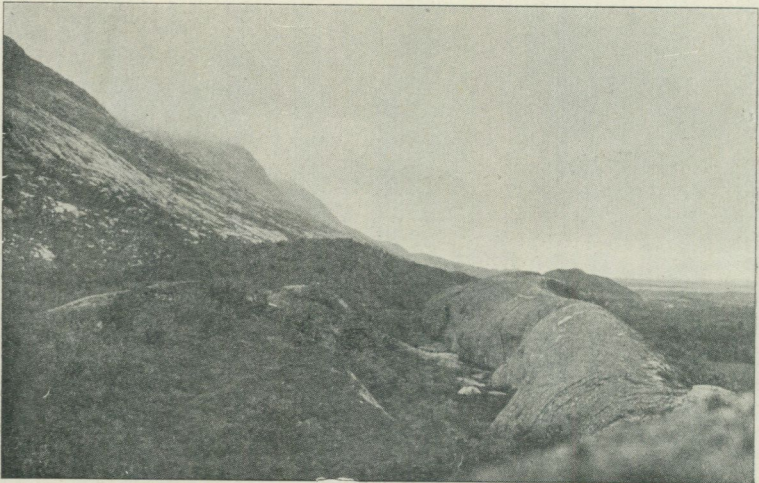
Fig. 16. Syv Söstre.

Nach Angaben VOGTS und REKSTADS haben diese jetzt im Spätsommer schneefreien Nischen lokale Gletscher getragen: »In der Nähe des NW-lichen Fusses der Syv Söstre finden sich mehrere Moränen, voran die von den Nischen der Syv Söstre kommenden kleinen Gletscher« [111, S. 65].

Eine nähere Untersuchung, die ich unterhalb und oben in den vier südlichsten Nischen vorgenommen, bewiesen indessen, dass diese nach der Abschmelzung des Inlandeises keine Gletscher beherbergt haben (1).<sup>1</sup> Die von VOGT und

<sup>1</sup> Die kursivierten Ziffern der folgenden Lokalbeschreibung beziehen sich auf die Übersichtskarte Fig. 21.

REKSTAD angeführten Endmoränen ausserhalb der Nischen existieren, wie sich zeigte, nicht, ebensowenig wie irgendwelche Moränen droben in denselben. Kaum dass sich ein loser Stein auf den Nischensohlen fand, und obwohl ausgezeichnet zur Bewahrung von Schrammen lokaler Gletscher geeignet, fehlte auf den kahlen Granitfelsen jede Spur von solchen. Dass nicht durch lokale Gletscher gebildetes Moränenmaterial möglicherweise später zerstört und aus diesen Nischen weggeführt wurde, geht aus den höher gelegenen Klippenschwellen hervor, die diese Nischensohlen nach aussen abschlossen.



Verf. phot. 18. Juli 1911.

Fig. 17. Vom Inlandeis rundgeschliffener Fels unterhalb Syv Söstre.

Entscheidende Beweise für die Frage nach der lokalen Vergletscherung in diesem Teil des Hochgebirges fand ich bei einer Exkursion, die ich gleich nach dem Besuch der Syv Söstre nach dem Högtuvbræen (südwestlich vom Svartis, s. Kartenblatt Svartisen) unternahm.

Die Högtuva bildet die höchste Partie eines bedeutenden Granitmassivs zwischen dem Melfjord und Ranenfjord. Mehrere ihrer Gipfel reichen über 1200 m, der höchste ist 1291 m.

Die Högtuva ist heute sehr stark vergletschert; die gesamte Oberflächengrösse ihrer Gletscher beträgt 31 km<sup>2</sup>.

Gegen Nordnordost dringt eine breite Gletscherzunge (2) bis auf 610 m ü. M. nieder über die flache Partie des Granitmassives, das hier an seine höheren, steilen Teile grenzt. Dieses flache Gebiet, das von bedeutender Ausstreckung ist, ist so gut wie vollständig von losen Ablagerungen entblösst, und überall sind die kahlen Felsen von dem Inlandeis, das sich hier in nordwestlicher Richtung fortbewegte, geschrammt (notierte Richtungen: S 38° E (zahlreich), S 43° E, S 58° E). Unmittelbar unterhalb der Gletscherzunge und in seiner grössten Erstreckung etwa 600 m von dieser, ist der sonst, wie gesagt blocklose Klippengrund mit zahlreichen Blöcken bestreut, die mehrerenorts zu Endmoränen konform mit der Eiszunge geordnet sind. In diesem mit Blöcken bestreuten Rayon sind die Felsen an mehreren



Verf. phot. 25. Juli 1911.

Fig. 18. Gebiet unter dem Nordostgletscher des Högtuva.



Fig. 19. Gletscher bei Trollhalsvand, Högfurva.

Vert. phot. 24. Juli 1911.

Stellen in der Bewegungsrichtung der Gletscher geschrammt (ausserhalb der westlichen Partie der Zunge wurde die Richtung  $S\ 3^{\circ}\ W$  notiert). Unmittelbar ausserhalb der äussersten Blöcke sind indessen die Felsen, wie gesagt, ausschliesslich von Südosten geschrammt. Fig. 18 zeigt dieses Moränengebiet. Die gestrichelte Linie stellt den Saum der Gletscherzunge dar, die ausgezogene begrenzt das Gebiet mit Moränen nach aussen. Im Vordergrund sieht man das vollständig kahle und vom Inlandeis geschrammte Bergplateau, auf welchem die Gletscherzunge hinausdrängt.

*Aus den Beobachtungen unterhalb dieses bedeutenden Gletschers geht hervor, dass dieser, nachdem das Inlandeis das Gebiet frei gelassen, niemals grösser gewesen ist, als dass er das oben geschilderte*

moränenbestreute ganz unbedeutende Gebiet bedeckte. Man kann also den Schlusssatz ziehen, dass das Klima, nachdem das Inlandeis dieses Gebiet verlassen, niemals günstiger für Gletscherbildung gewesen ist als heute.<sup>1</sup>

Die übrigen Gletscher der Högtuva, die ich besuchte, zeigten eine analoge Moränenausbreitung. Unterhalb der grössten derselben (3), deren breite Zunge zum Leiraatal im Osten heruntergeht, war ein Gebiet bis zu einem Abstand von 745 m (gemessen nach der Neigung des Bodens) mit rezenten Moränenrücken übersät. Der äusserste derselben lag 85 m tiefer als der jetzige Saum des Gletschers.<sup>2</sup> — Nach Süden drängt eine bedeutende Zunge (Fig. 19) nieder gegen das Trolldalsvand (4). Unterhalb derselben beginnt eine ausserordentlich schöne Moränenlandschaft, die ungefähr 20 vor einander liegende grössere und kleinere Endmoränenwälle umfasst, von denen Fig. 20 einen zeigt. Die äusserste Moräne liegt 685 m von der jetzigen Gletscherzunge und 27 m unter derselben. Fig. 19 zeigt im Vordergrund die äusserste, ungewöhnlich grobblockige östliche Seitenmoräne; die kahlen Felsen, die man ganz unten rechts auf dieser Photographie sieht, sind von diesem Gletscher nie erreicht worden.

Bei fortgesetzten Untersuchungen im Sommer 1911 in den Gegenden des Ranenfjord und 1912, 1913, 1914, 1915 und 1917 in den im Süden und Norden angrenzenden Gebieten wurden diese Beobachtungen über die Ausbreitung der lokalen Vergletscherung in diesen Gegenden bestätigt. Die Endmoränengebiete, die sich unterhalb der heutigen Gletscher fanden, hatten durchgehend eine sehr unbedeutende Aus-

<sup>1</sup> Ich werde im folgenden nachweisen, dass der unbedeutende Vorstoss des Gletschers, den die oben erwähnten Endmoränen zeigen, mit grösster Wahrscheinlichkeit erst während der letzten Zeit stattgefunden hat.

<sup>2</sup> REKSTAD hat 1893 folgende Mitteilung über das Moränengebiet unterhalb des Leiraagletschers gegeben: »Die Moränen beweisen, dass dieser vor nicht so langer Zeit ungefähr 1 km weiter ging als jetzt« [70, S. 269]. Dies ist indessen deutlich nur eine recht grobe Abschätzung, und zu irgendwelchen Schlusssätzen über einen späteren Gletschervorstoss berechtigten meine Messungen des Jahres 1911 nicht.

breitung. Weiter fand ich, dass keine heute verschwundene lokale Gletscher in diesem Hochgebirgsgebiet nach der Abschmelzung des Inlandeises ausgebildet gewesen sind. *Nirgends, sei es in den zahlreichen nun eisfreien Nischen oder sonst auf den Bergabhängen, traf ich auf irgendwelche Spuren solcher Gletscher.*

Im folgenden werde ich die Messungen besprechen, die über das Moränengebiet der Gletscher vorliegen. Um das



Verf. phot. 24. Juli 1911.

Fig. 20. Endmoräne unter dem Gletscher beim Trolldalsvand, Högtuva.

Aufsuchen der Lage der Observationspunkte zu erleichtern, wird das Material nach den topographischen Kartenblättern zusammengestellt. Die Verteilung der Observationspunkte geht aus Fig. 21 hervor; die Ziffern auf dieser Übersichtskarte weisen auf die entsprechenden in den folgenden Lokalbeschreibungen hin. Die Anzahl der Beobachtungen hätte bedeutend vermehrt werden können, aber da der Hauptzweck meiner Reisen ein anderer war, musste ich im Hinblick auf die Grösse des Arbeitsgebietes (das Amt Nordland allein ist beinahe so gross wie die ganze Schweiz) und die herrschen-

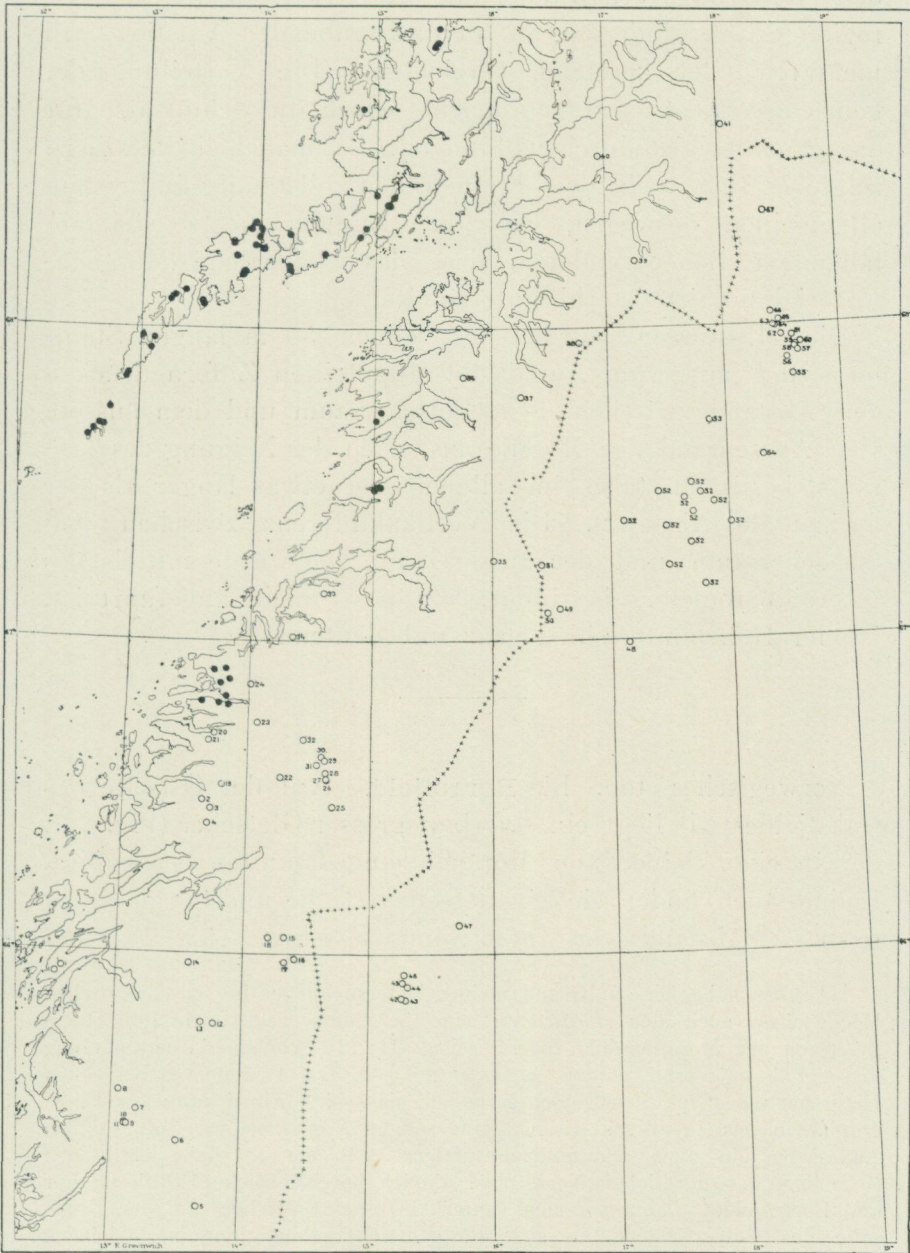


Fig. 21. Übersichtskarte über die Observationspunkte, die die Frage nach der spätglazialen lokalen Vergletscherung betreffen.

4—182107. S. G. U. Ser. C, N:o 285.

den Witterungsverhältnisse, die die Arbeit in der Gebirgsregion oft verhinderten, auf den zeitraubenden Aufstieg nach mehreren Gletscherenden verzichteten. Die Verteilung der gemachten Beobachtungen macht jedoch die Schlussätze für das ganze Gebiet durchaus bindend. Bei manchen Gletschern zeigte es sich auch, dass Endmoränen vollständig fehlten, im allgemeinen deswegen, weil ihre Zungen auf so steil abfallendem Boden endeten, dass das abgeladene Moränenmaterial unmittelbar hinunterstürzte.<sup>1</sup>

Die Messungen wurden mit einem 50 m langen Stahlmassband ausgeführt, und die mitgeteilten Ziffern drücken den Abstand zwischen dem Gletschersaum und dem äussersten Aussenrand der Moräne aus, nach der Neigung des Terrains bestimmt (also im allgemeinen etwas länger als der horizontale Abstand). Die Vertikaldifferenz zwischen dem Gletschersaum und der äusseren Moräne wurde mittels des Aneroidbarometers bestimmt; wo dieser nicht angeführt ist, ist der Höhenunterschied ganz unbedeutend.

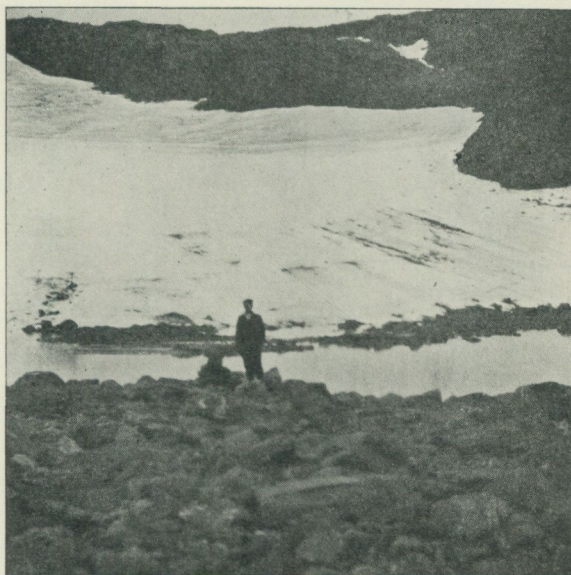
---

Norwegisches top. Bl. **Börgefjeld**. Auf der Ostseite des Gaksfjeldes (5) liegt ein 0.45 km<sup>2</sup> grosser Gletscher (Fig. 22), der in eine kleinen von Moränen eingedämmten See endigt. Endmoränen finden sich in derselben Höhe und bis zu einem grössten Abstand von 78 m vom Gletscher. *Auserhalb des*

<sup>1</sup> Früher habe ich auf Grund meiner Untersuchungen im südschwedischen Hochgebirge auch den *Erdfliesen* eine besonders bedeutende Rolle beim Zerstören der Moränenwälle zugeschrieben [11; 12]. Vor einer Überschätzung dieses Faktors warnte damals A. HAMBERG [36, S. 231], indem er bei seinen Untersuchungen im Sarekgebiet gefunden, dass eine Einwirkung des Flieserphänomenes in dieser Hinsicht eine seltene Ausnahme war. Zur selben Auffassung bin auch ich nunmehr gelangt. In der Tat habe ich in den Gegenden des nördlichen Norwegens, die ich bereist, solche Erdfliesen nur am Börgefjeldet wahrgenommen (unterhalb eines Gletschers auf der Nordseite des Golverfjeldets, wo sich der ganze Bergabhang in einer Gleitung befand, die das Ablagern der Endmoränen vollständig unmöglich machte) und auf den Nord- und Westseiten des Melkefjeldets (an der Grenze nach dem Amt Tromsö).

*Moränengebietes beginnen kahle, blankgeschliffene Felsen, die vom Inlandeis S 63° E geschrammt sind.*

Norw. top. Bl. **Hatfjeldalen**. Auf der Nordostseite des Kapfjeldets findet sich ein 0.5 km<sup>2</sup> grosser Gletscher (6), der in einem ganz seichten, von Moränen eingedämmten See endet (Fig. 23). Die eindämmende Moräne, die die einzige unterhalb dieses Gletschers ist, liegt cca. 100 m vom Gletschersaum.



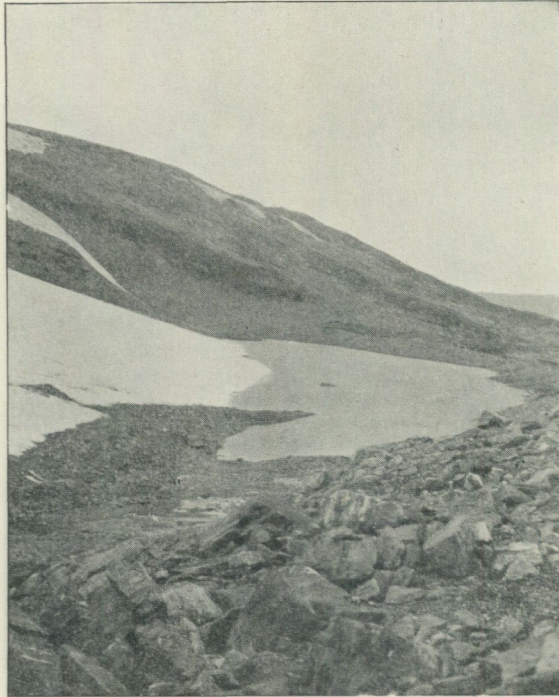
Verf. phot. 6. Sept. 1912.

Fig. 22. Gletscher beim Gaksfjeldet. Aufgenommen vom äussersten Punkt des Moränengebietes.

Norw. top. Bl. **Velfjorden**. Auf der Nordostseite des Hvitfjeldets liegt ein 0.65 km<sup>2</sup> grosser Gletscher, nach N 40° E orientiert (7). Seine äussersten Endmoränen liegen 60 m vom Gletscherrand und 6 m tiefer als dieser. Ausserhalb dieses Moränengebietes beginnt kahler Berggrund, *der gleich ausserhalb der Moränen schön geschrammt ist S 39° E*. Die Bewegungsrichtung des Inlandeises war also winkelrecht zu derjenigen des Gletschers.

Die Vistinder tragen nach Nordosten drei Gletscher, von

welchen ich den mittlersten (8) besuchte, dessen Grösse 0.15 km<sup>2</sup> beträgt und dessen Orientierung ungefähr N 20° E ist. Die Maximumausbreitung der Lokalmoränen ist 45 m. *Unmittelbar ausserhalb derselben ist der kahle Fels vom Inlandeis von S 74° E geschrammt.*



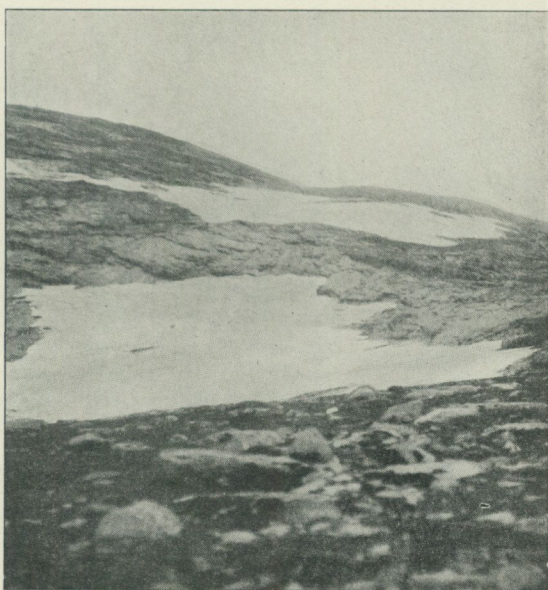
Verf. phot. 4. Sept. 1912.

Fig. 23. Endmoräne unter dem Kapfeldsgletscher.

Der Langskarnes trägt auf seiner nördlichen Seite 5 Gletscher. Auf der Nordostseite, unter dem Gipfel 1188 m liegt ein 0.3 km<sup>2</sup> grosser Gletscher (9), dessen äusserste Moränen cca. 200 m vom Gletscherrand liegen. Am weitesten nach Westen liegen zwei kleine Gletscher, der eine gerade oberhalb des anderen (Fig. 24). Die äusserste Moräne unterhalb des oberen (10), dessen Grösse 0.15 km<sup>2</sup> beträgt, liegt 38 m vom Gletscher und 9.5 m unter demselben. Vor dem unteren Gletscher (11), dessen Grösse nur 0.1 km<sup>2</sup> ist, liegen die

Moränen in einem grössten Abstand von 30 m (Fig. 25). Beobachtungen auf den umliegenden Bergen zeigten analoge Verhältnisse, so war beispielsweise die Moränenausbreitung unter den bedeutenden Gletschern auf der Nordseite des Langskarfeldets ganz unbedeutend.

Norw. top. Bl. **Rösvand**. Die Gletscher unter dem Gjeitind (12), Brurskanken (13) und den Lukttinder (14) zeigen sämtliche ganz unbedeutende Moränenausbreitung. Nähere Messungen auszuführen, hatte ich aber hier keine Gelegenheit.



Verf. phot. 10. Sept. 1912.

Fig. 24. Die zwei westlichsten Gletscher auf dem Langskarnesen.

Norw. top. Blätter **Krutfeld** und **Umbugten**. Die Gletscher auf den hoch über die umgebenden Berge aufsteigenden Oxtinder sind recht wohl bekannt, hauptsächlich durch A. HOELS Untersuchungen [43]. Selbst hatte ich 1911 Gelegenheit Teile dieses stattlichen Massivs zu besuchen, dessen Gletscherbedeckung ich im ganzen auf 72 km<sup>2</sup> schätzte. Messungen über die Ausbreitung der Moränen sind hier an

drei Gletschern ausgeführt. Unterhalb dem westlichen Arm des Östra Okstindgletschers (15) liegt der Mittelrücken der äussersten Moräne nach HOELS Messungen 240.3 m vom Gletschersaum. Nach meinen Messungen liegt diese Moräne 51 m tiefer als der Gletscherrand. Der östliche Arm, durch den die Hauptmasse dieses 18.6 km<sup>2</sup> grossen Gletschers abfliesst, endet in einer Schotterebene, wo Moränen fehlen. —



Verf. phot. 24. Sept. 1913.

Fig. 25. Endmoräne unter dem unteren der westlichsten Gletscher des Langskarnesen.

Unter dem Cornelius-Gletscher (16), dessen Grösse 2.9 km<sup>2</sup> beträgt, erstrecken sich die Moränen nach meinen Messungen bis zu einem Abstand von 235 m. Die äusserste liegt 45 m unter dem Gletschersaum. — Unter dem Vestra Stekvasgletscher (17) liegen 5 Moränenbogen, von denen der äusserste nach HOEL in einen Abstand von 480 m vom Gletscherrand liegt. HOEL erwähnt (a. a. O., S. 26) das Vorkommen

von Terrassen, verursacht durch einen eisgedämmten Nunatakksee unter dem östlichen Arm des östlichen Okstindgletschers und hebt hervor, dass dies beweise, dass dieser grosse Gletscher nicht bis zum Græsvand habe reichen können. Der Abstand zwischen dem Gletschersaum und den Terrassen beträgt ungefähr 1200 m.

Norw. top. Bl. **Ranen**. Unter dem östlichsten 0.7 km<sup>2</sup> grossen Gletscher, auf dem unmittelbar nördlich von den Okstinder gelegenen Tverfjeld (18) liegt die äusserste Endmoräne 20 m unter dem Gletschersaum und in 175 m Abstand davon.

Wie vorher erwähnt, teilt J. OXAAL [62, S. 36] mit, dass der Berg Toven auf der Südseite des Ranenfjords »nach der grossen Vergletscherung einer neuen, mehr lokalen Vergletscherung ausgesetzt gewesen sei«. Er stützt diese Äusserung darauf, dass »man hie und da Rundhöcker mit zwei Stossseiten sehe« und auf das Vorkommen östlich im Verhältnis zum Berg sich vorfindender Wanderblöcke aus Granit von demselben Typus wie der Tovengranit. — Es ist indessen ausgeschlossen, dass dieser nur 991 m hohe Berg einen solch gewaltigen lokalen Gletscher getragen haben sollte, während solche auf den benachbarten sehr viel höheren Bergen, wie es sich herausstellte, fehlten. Bemerkenswert ist auch, dass die von OXAAL beobachteten Schrammen, die von dieser lokalen Vergletscherung stammen sollen, ausschliesslich »in einer beinahe diametral entgegengesetzten Richtung zu den Schrammen der grossen Eiszeit« verlaufen. Dieses Verhältnis deutet darauf, dass die bewussten Schrammen in der Tat vom Inlandeis herrühren. Die angeführten Blöcke können wohl ursprünglich vom Granitfeld Tovens gekommen sein, da sie aber von »dem Typus sind, der die weiteste Verbreitung hat«, ist es wahrscheinlicher, dass sie von irgend einem der Granitgebiete im Südosten stammen.

Norw. top. Bl. **Svartisen**. Die Verhältnisse der Högtuva sind auf S. 37 beschrieben.

Von einem »glacier de deuxième ordre, le plus oriental

au pied du point culminant des Skavigtinder» (19) führt RABOT folgende Messungen (ausgeführt 1884) an: »Devant son front s'étendent cinq moraines espacées sur une largeur de 400 m» [67, S. 136].

R. MARSTRANDER ist der Ansicht [58, S. 39], dass der Svartisen,<sup>1</sup> unter welchem Namen die bekannten zwei gewaltigen Gletscher am Polzirkel zusammengefasst werden, in einer früheren Periode ungeheuer viel grösser gewesen sei, als heute, sodass z. B. der halbwegs zur Högtuva gelegene 936 m hohe Storstind »einmal als ein Nunatak aus der Eisdecke hervorstak, die durch das Glomdal und Österdal und die Eisfelder des Högtuva ihn umschlossen». Von RABOT auf dem Nordabhang dieses Berges gefundene Wanderblöcke aus Porphygranit »zeugen auf das deutlichste von der Bewegung des Eises nach unten von den oberen Regionen». — Indessen sind weder der Svartisen noch die Högtuvgletscher nach der Abschmelzung des Inlandeises nennenswert grösser gewesen als heute, wie aus REKSTADS (s. unten) und meinen Untersuchungen hervorgeht. Die von MARSTRANDER beobachteten Schrammen und Moränen, die nicht in unmittelbarer Nachbarschaft der heutigen Gletscherzungen liegen, müssen als zu dem abschmelzenden Inlandeis gehörig gedeutet werden. Die auf dem Storstind gefundenen Wanderblöcke aus Porphygranit, wie die von MARSTRANDER angeführten von der Nordseite des Storglaamsvand (nördlich vom Svartisen, s. top. Bl. Melö) sind sicher vom Inlandeis von einem der zahlreichen *südlich* gelegenen Granitfelder dorthin geführt worden (vgl. die Verhältnisse bei Toven S. 55). Die Blöcke beim Stor-

<sup>1</sup> REKSTAD [70] hat vom Svartisen Angaben über die Moränen bei den zwei gegen den Holandsfjord sich erstreckenden bekannten Eiszungen, dem Enga- und dem Fondalsgletscher, sowie bei einer Gletscherzunge, die im Osten höchst oben im Bjellandsdalen herunterdrängt. Der unterste Moränenwall des Engagletschers (20) lag 1890 etwa 400 m von dem Gletschersaum oder ungefähr in der Mitte zwischen diesem und dem Fjord (S. 282), während die äusserste Moräne des Fondalsgletschers (21) am Meeresstrande cca. 3,5 km vom Saum liegt (S. 286). Die Moränen des Bjellandsdalglletschers (22) »bezeugen, dass dieser Gletscher einmal ungefähr 2 km weiter gereicht hat» (S. 278).

glaamsvand dürften *aus diesem Grund* vom Svartismassiv herkommen.

Norw. top. Bl. **Melö**. Vom Svartisen liegt hier folgende Beobachtung von REKSTAD vor [80, S. 50], welche in vollständiger Übereinstimmung mit meinen Beobachtungen steht. »Eine auffallende Schrammenrichtung von der Ostseite des nördlichen vom Svartisen bei dem Holmvatn (23) möge hier erwähnt werden. Starke und frische Schrammung wurde an dieser Stelle ganz nahe dem Gletscherrand beobachtet, in einer Richtung, die von derjenigen, welche der Gletscher heute hat, vollständig abweicht. Darunter beim Holmvatn geht die Schrammung süd—nord, oder senkrecht zu der Richtung, die der heutige Gletscher hat. Etwas weiter oben geht die Schrammung dicht am Gletscherrand nach NNW. Diese ganz abweichende Schrammung mag von der Eiszeit stammen. Daraus folgt, dass der Svartisen hier früher keine nennenswert grössere Ausbreitung gehabt haben kann, als heute.« — Unter einer gegen das Sundfjorddal sich erstreckenden Zunge von dem recht bedeutenden Glaamgletscher (24) erwähnt RABOT »la moraine la plus ancienne est située à cent mètres du front du glacier« [67, S. 137].

Norw. top. Bl. **Dunderlandsdalen**. Auf dem westlichen Teil des Örtfjeldets ist der nördliche Abhang mit einem 6.7 km<sup>2</sup> grossen, in mehrere Partien geteilten Gletscher bedeckt. Unter seiner östlichen Zunge (25) liegt ein bedeutender Endmoränenbogen, schätzungsweise 450 m von seinem obersten auf einem Bergabschuss endenden Saum und in bedeutender Tiefe unter demselben. Den westlichen Zungen fehlen Moränen, da sie über die stark geneigten Abschlüsse gerutscht sind.

Am Ostabhang des langgestreckten Stormdalsfjeldets dringen mehrere Gletscher nieder. Von dem südlichsten, der 0.75 km<sup>2</sup> gross ist, gehen zwei Zungen aus. 50 m unter dem südlichen (26) liegen schöne Endmoränen in einem Abstand von 220 m vom Gletschersaum. Unter dem nördlichen

(27) liegt die äusserste Endmoräne 11 m unter und cca. 200 m von dem Gletscherrand.

Von der halbkreisförmigen Nische auf der Ostseite des Gipfels »1493 m» dringt ein 1.3 km<sup>2</sup> grosser Gletscher nieder (28), dessen äusserste Moränen 250 m vom Gletschersaum liegen und 20 m tiefer als dieser.

Nordöstlich vom Gipfel »1365 m» dringt ein 0.6 km<sup>2</sup> grosser Gletscher nieder (29), dessen äusserste Moränen 272 m vom Gletschersaum und 67 m unter demselben liegen. Unter einem 0.45 km<sup>2</sup> grossen Gletscher mit nördlicher Orientierung gegen das Peradektal (30) liegen die äussersten Endmoränen ungefähr 100 m vom Gletscherrand.

Unter dem westlichsten der Gletscher, die mit nördlicher Exposition gegen das Övre Fossbækken dringen (31), liegen die äussersten Moränen 115 m vom Gletschersaum und 34 m unter demselben. Die Grösse des Gletschers beträgt 0.25 km<sup>2</sup>.

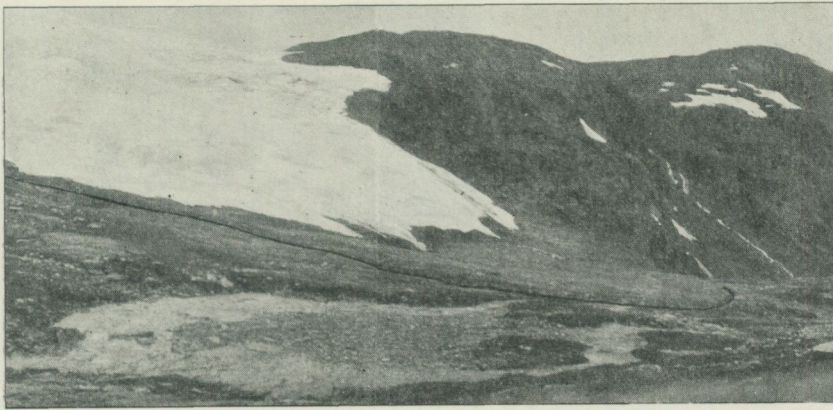
Norw. top. Bl. **Beiardalen**. RABOT hat von dem Gletscher »de la source du Beierelv» (32) folgende im Jahr 1882 gemachte Beobachtung: »Le glacier est précédé de cinq moraines, échelonnées sur une distance de 900 m» [67, S. 136].

Norw. top. Bl. **Bodö**. Die vier kleinen Gletscher unter den Falkflagtinder (33) zeigen eine ganz unbedeutende Moränenausbreitung (einige zehn Meter).

Von den Beiartinder drängen nach Osten drei Gletscherzungen nieder (auf der top. Karte Smaatindisen genannt). Unter dem nördlichsten (34) derselben liegen die äussersten Moränen 93 m tiefer als der Gletschersaum und schätzungsweise in 250 m Abstand von diesem.

Norw. top. Blätter **Saltdalen** und **Sulitelma**. Ganz neulich hat HOLMSEN den Beweis dafür geliefert, dass der grosse Plateaugletscher Blaamandsisen (35) nicht das Zentrum einer ausgebreiteteren Lokalvergletscherung gebildet hat. »Eine frühere, bedeutend grössere Ausstreckung des Blaamandsisen kann nicht nachgewiesen werden, und es ist auch nicht wahrscheinlich dass dieses nach der grossen Eiszeit viel grösser ge-

wesen ist als heute. Man findet nämlich Findlinge, die kaum dem Ort angehören, dicht am heutigen Gletscher-  
rand. — — Weder Moränen noch Schrammen deuten auf  
eine grössere Ausbreitung der Gletscher, die jetzt von dem Ak-  
kumulationsgebiet aus radiieren. Dagegen finden wir dicht  
beim Eise westlich gehende Schrammen von der Bewegung  
des Inlandeises» [47, S. 25]. Auch für die Sulitelmagletscher  
findet HOLMSEN ähnliche Verhältnisse.



Verf. phot. 18. Aug. 1912.

Fig. 26. Aja-çokkagletscher und sein Moränengebiet.

Norw. top. Bl. Nordfold. Während die näher an der Küste  
gelegenen Berge in diesem Kartenblatt, wie vorher erwähnt,  
von einer intensiven spätglazialen Lokalvergletscherung ge-  
troffen worden waren, waren die Verhältnisse weiter land-  
einwärts anders, wie ich bei einem Besuch des Kalvtind und  
Aja-çokka beobachten konnte. Während des sehr beschwer-  
lichen Hinunterkletterns durch die jetzt gletscherfreie<sup>1</sup>, süd-  
östlich orientierte, prachtvolle Nische zwischen dem Kalvtind  
und Slattlifjeld (36) konnte ich konstatieren, dass Moränen-  
bildungen in dieser vollständig fehlten, wie auch dass die

<sup>1</sup> Die topographische Karte zeigt hier wie gewöhnlich eine höchst über-  
triebene Gletscherbezeichnung. Nur auf der Südostseite des Kalvtind und  
der Nordostseite des Slattlifjelds liegt je ein kleiner Gletscher.

Klippenschwelle unterhalb eines kleinen Tümpels vom Inlandeis geschrammt war.

Norw. top. Bl. **Hellembotn**. Auf der Grenze zwischen diesem Kartenblatt und dem Blatt **Nordfold** liegt der sehr bedeutende, plateauförmig ausgebildete Aja-çokkagletscher (37). In nordnordöstlicher Richtung dringt von diesem eine Gletscherzunge herunter (Fig. 26), vor welcher zwei wohl

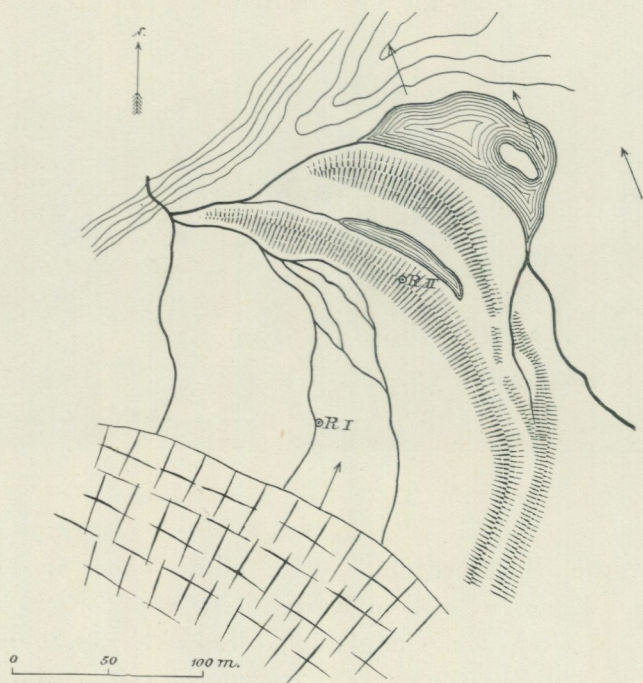


Fig. 27. Kartenskizze über das Moränengebiet des Aja-çokkagletschers.

ausgebildete Endmoränen liegen (Fig. 27), in einem grössten Abstand von 190 m von der Zunge und 36 m unter derselben. Gleich unter dem Gletscher ist ein Fels in der Bewegungsrichtung des Gletschers geschrammt, S 21° W. Vor dem äusseren Moränenwall beginnt kahler Felsgrund, an mehreren Stellen in der Bewegungsrichtung des Inlandeis von Südsüdost geschrammt. Am Aja-çokka sind die Verhältnisse also analog mit mehreren der vorher beschriebenen:

*Die kahlen, vom Inlandeis geschrammten Felsen vor einer von dem heutigen lokalen Gletscher abgeladenen Moräne in ganz unbedeutendem Abstand vom Gletschersaum zeigen, dass der Gletscher seit dem Abschmelzen des Inlandeises nie wesentlich grösser gewesen ist als heute.*

In der Nähe der Reichsgrenze liegt von diesem Kartenblatt eine Observation (38) von J. FRÖDIN vor, welche meine Beobachtungen in diesen Gegenden bestätigt: »Um Klarheit darüber zu erhalten, inwiefern — — eine lokale Vergletscherung der nördlichen Talpartie (des Suorketales) stattgefunden hat, habe ich dasselbe genau untersucht, aber nicht die allergeringsten Spuren einer solchen Vergletscherung gefunden. Keine Schrammen oder Rundfelsen deuten darauf, dass eine nord-südliche Eisbewegung stattgefunden, und als entscheidend für die Frage muss hervorgehoben werden, dass nicht einmal die unbedeutendsten Endmoränen auf diesem Platz existieren, während solche oder wenigstens gewöhnliches Moränenmaterial mit Notwendigkeit vorhanden sein müsste, wenn ein lokaler Gletscher während einiger Zeit von der Seite in das Tal sich vorgeschoben hätte» [20, S. 117].

Norw. top. Bl. **Tysfjorden**. Vor dem südlich vom Skjomenfjord gelegenen Södra Meraftesfjeldgletscher (39) liegt nach HOELS Beobachtungen vom Jahr 1906 die äusserste Endmoräne 142 m von der Gletscherkante [41, S. 141].

Norw. top. Bl. **Ofoten**. In den schwerzugänglichen Harjangfjelden auf der nördlichen Seite des Ofotfjordes liegt auf der Ostseite des Lilletind ein 1 km<sup>2</sup> grosser Gletscher (40), unter dessen nordöstlicher Zunge sich 4 bis 5 Moränenwälle finden. Der äusserste derselben (2.3 m hoch), der sehr schön ausgebildet ist, liegt 185 m vom Gletschersaum und 17 m unter demselben. Dieser Wall zeigt die Maximalausbreitung des Gletschers; denn vor demselben beginnt der vollständig blocklose, vom Inlandeis glattgeschliffene Berggrund. Schrammen beobachtete ich hier keine.

Norw. top. Bl. **Narvik**. Auf der Ostseite des Melkefjeldes liegt ein 1 km<sup>2</sup> grosser Gletscher (41), unter dessen lang-

gestrecktem Saum sich grosse Moränenanhäufungen finden. Diese bedecken jedoch nur ein ganz schmales Gebiet, vor dem der kahle Felsengrund beginnt, schön von Südost vom Inlandeis geschliffen (Fig. 28). Unter dem nördlichen Teil der Gletscherzunge wurde der grösste Moränenabstand bis 210 m gemessen; die äusserste Endmoräne lag hier 23 m



Verf. phot. 27. Juli 1912.

Fig. 28. Melkefjeldgletscher und sein Moränengebiet.

unter dem Gletschersaum. — In dem gletscherfreien, gegen Westen orientierten Nischental zwischen dem Melkefjeld und dem Sistind finden sich keine Endmoränen.

---

Schwedisches top. Bl. **Tärna** und **Nasafjäll**. In der Län Västerbotten ist die heutige Vergletscherung auf den Norra Storfjäll und Ammarfjäll beschränkt, von welchen das erstgenannte Massiv 8 oder 9 Gletscher trägt, das letztgenannte nur einen. Die Grösse der Gletscher ist unbedeutend, ihr Gesamtareal beträgt etwa 5 km<sup>2</sup>. Die hier herrschenden Verhältnisse sind eingehend von A. GAVELIN unter-

sucht [29], nach dem das folgende über die Moränengebiete zusammengestellt ist.

Der Muotsergletscher N:o 1 (42). In einem Abstand von 30—40 m vom Gletscher findet sich eine Endmoränenserie, »die eine ältere etwas grössere Ausbreitung des Gletschers angibt; in noch weiterem Abstand von demselben aber waren keine derartigen Endmoränen wahrzunehmen, sei es weil sie gar nicht zur Ausbildung gekommen, oder weil sie später verwischt worden waren.»

Der Tärnagletscher (43). Ungefähr 150—200 m vom Rand liegen einige Endmoränen, »die unzweifelhaft als von einer noch älteren und grösseren Ausbreitung dieses Gletschers herrührend anzusehen sind. Ob die noch weiter ostwärts auf der Hochebene liegenden zahlreichen, aber stark destruierten Endmoränen auf postglaziale Perioden zu beziehen sind, während welcher der Tärnagletscher (einschliesslich einiger perennierender Schneefelder in der Nähe) eine um ein Vielfaches grössere Ausdehnung als gegenwärtig gehabt hat, oder ob sie der Abschmelzungsperiode des Landeises angehören, habe ich keine Gelegenheit gehabt, näher zu untersuchen.»

Der Östra Sytergletscher (44) ist unten von Endmoränen bis zu einem grössten Abstand von ungefähr 80 m vom Gletscherrand umgeben. Weiter draussen bildet die Talsohle »ein ebenes, sumpfiges und in starker Solifluktion begriffenes Terrain. Endmoränen, die eine ehemalige grössere Ausbreitung des Gletschers markierten, fehlen, es ist aber klar, dass solche, auch wenn sie zur Ausbildung gekommen sind, infolge Solifluktion innerhalb dieses Gletschers sehr bald haben zerstört werden müssen.»

Vom Norra Sytergletscher (45) wird »der äusserste, im ganzen nur ungefähr 100 m von dem Rand entfernt gelegene deutliche Endmoränenwall« erwähnt.

Der Måskonoivegletscher (46). »Nach aussen von den rezentesten, den damaligen (1908) Eisrand markierenden Endmoränen finden sich hier ältere, welche angeben, dass dieser

Gletscher wenigstens 50—60 Meter weiter als jetzt vorgeschoben gewesen ist.» GAVELIN hält es jedoch für wahrscheinlich, dass er über den Rand einer unmittelbar darunter gelegenen Nische gereicht und in diese niedergestürzt sei, »obschon keine Endmoränen dicht an der Nischenwand erhalten geblieben sind».

Der Ammargletscher (47). »Weit unterhalb der gegenwärtigen Endpartie des Gletschers trifft man Endmoränen von der ehemaligen grösseren Ausdehnung des Ammargletschers her an.» Sicher zu diesem Gletscher gehörende Endmoränen beobachtete GAVELIN in einem Abstand von ungefähr 230 m und wahrscheinlich dorthin gehörende in einem Abstand von wenigstens 400—500 m. »Möglicherweise finden sich solche in noch grösserem Abstände von dem gegenwärtigen Gletscherende, obwohl ich nicht Zeit gehabt habe, dieser Frage eine weitere Untersuchung zu widmen.»

Wie aus dem obigen hervorgeht, sind die mit Sicherheit nachgewiesenen Endmoränen in einem Abstand von den Gletschern gelegen, der analog demjenigen ist, den ich in den angrenzenden Gebieten Norwegens gemessen. Das vorliegende Gebiet ist indessen (zum Unterschied von jenen) starker Solifluktion ausgesetzt, und GAVELIN hebt deshalb hervor, dass Moränen älterer Stadien haben zerstört werden können.

Swed. top. Bl. **Staika**. 1868 erwähnt A. ERDMANN in seiner Arbeit »Sveriges qvartära bildningar» [16, S. 67] das Vorkommen einer bogenförmig ausgebildeten Endmoräne auf der Ostseite des Staika (48). Die Lage (s. Fig. 29) ist in einem »nach einer Seite geschlossenen Kesseltal, *f*, dessen Boden gefüllt mit perennierendem, zusammengesintertem Schnee (einer Erinnerung an den früheren Gletscher) steil oder im Verhältnis von ungefähr 1:6 nach Osten abfällt auf einer Strecke von ungefähr 3 000 Fuss. An der unteren Kante dieses Schneefeldes sieht man einen halbkreisförmigen Wall, *a*, aus lauter grösseren und kleineren Blöcken und Steinen aufgestappelt, ohne dass irgendwie Kies damit ver-

mischt ist, bogenförmig vor der Mündung des kleinen Tales abgelagert und mit beiden Enden des Bogens sich gegen die Aussenkanten der Talseiten stützend. Diese alte *Endmoräne*, der jedoch der gewöhnliche Durchbruch in der Mitte fehlt, sondern die sich in ununterbrochenem Zusammenhang von der einen Talecke zur anderen erstreckt, hat auf der inneren Seite eine Höhe von 30—40 Fuss über dem Schneefeld, fällt aber nach der äusseren Seite ziemlich steil, 80—100 Fuss, bevor eine andere, ebene Terrasse, *b*, aus gleichartigen Materialien begegnet. Und unterhalb dieser Terrasse beginnen dann mehrere andere grössere und kleinere Terrassen aus Stein und Kies, *c*, *d*, und *e*, die eine nach und unterhalb der anderen, alle in derselben bogenförmigen Gestalt wie die, die den obersten, zunächst beim Tal liegenden Wall auszeichnet. Von der obersten Kante dieses letztgenannten Walles nach dem Fuss des Staika, auf dem Niveau des sog. Pabblafjälles, zeigt das Barometer einen Höhenunterschied von gut 1600 Fuss an». ERDMANN hebt besonders hervor, dass diesem Berg »jetzt selbst jede Spur noch wirksamer Gletscher fehle».

Hier würde also ein typisches Beispiel eines in postglazialer Zeit ausgebildeten, aber jetzt verschwundenen Gletschers vorliegen, und als solcher wird ERDMANN'S Beobachtung mehreren Orts erwähnt (SERNANDER, TANNER).

Es scheint mir indessen eigentümlich, dass ein jetzt geschmolzener Gletscher auf dem betreffenden Berge hätte ausgebildet gewesen sein können, da er doch von Bergen um-

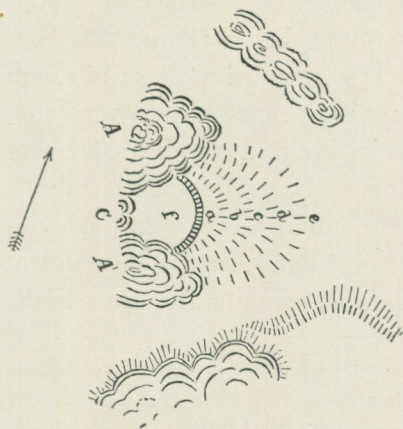


Fig. 29. Nische beim Staika. Nach ERDMANN [16].

geben ist, auf welchen sich nachweislich keine ausgebreitetere Lokalvergletscherung als die heutige vorfand. Ich kam deshalb auf den Gedanken, dass das von ERDMANN erwähnte Schneefeld in der Tat ein wirklicher Gletscher sei, was das Vorkommen der erwähnten Endmoränen auf ganz natürliche Weise erklären würde. Auch die Höhe des Berges, 1799 m, ist so bedeutend, dass er die heutige Vergletscherungsgrenze wohl übersteigen kann, welche nach Bestimmungen über benachbarte Berge zu urteilen, hier recht gut tiefer als 1800 m liegen kann [15, S. 13].

Das Studium des in dem Arkiv von SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING verwarnten Tagebuches ERDMANN'S<sup>1</sup> bewies auch unzweifelhaft, dass man es hier mit einem wirklichen Gletscher und nicht nur mit einem perennierenden Schneefeld zu tun hatte. So wendet ERDMANN im Tagebuch direkt den Ausdruck »Gletschereis« an, und er schildert die Gefahr, sich auf der »Eisfläche« unvorsichtig zu bewegen.

<sup>1</sup> Ich gebe hier einen vollständigen Auszug aus ERDMANN'S Tagebuch über seinen Besuch bei Staika, der am 1. Aug. 1862 stattfand. »Staikafjellet har två toppar, hvaraf den norra är den spetsigaste och högsta. Båda äro nedanför förenade med en lägre bergkam eller utskott, som åt wester stänger utsigten dememellan, då de betraktas från något af de andra höga fjellbergen i öster. Emellan båda topparna bildas sålunda en fullständigt sluten kitteldal med stark stupning ned åt öster, och fylld med evig is och snö till en sträcka af ung. 3 000 fot och en bredd af 3—3 500 fot. (Se den lilla teckn. i E. Sidenbladhs dagbok). Straxt där snön slutar vidtager en halfeirkelformig 30—40 fot hög vall af idel större och mindre kantiga stenar bågformigt aflagrad framför dalens mynning, och med brant stupning sluttande af utåt säkert 100 fot ned till en mera utbredd terrass af samma slags stenaflagring. Denna vall är den mest tydliga och storartade morän man kan tänka sig. Men nog med denna första närmaste vall; nedanför densamma fortsätter samma aflagring i en mängd högre och lägre terrasser den ena nedanför den andra och det hela egande denna bågformiga skapnad, som utmärker den öfversta nu närmast dalen liggande vallen eller moränen. Hela aflagringens mäktighet af sten, grus och jökelstenar uppgår säkert till 1 500 fot räknadt från öfre kanten af den närmast snön liggande moränen ned till foten af Staikas eller i jämnhöjd med Pabbelfjellet. Det är en känsla, som djupt griper, då man står framför och nedanför denna utomordentligt mäktiga moränbildning och tänker sig att alla dessa block och stenar härröra endast från de båda Staikatopparna och det mellan dem liggande berget, ty sjelfva moränaflagringen har utan all invändning ett så-

Entscheidend für die Frage ist die Erwähnung »der 2—3 Ellen breiten Schlucht, die ohne sichtbaren Boden» an der oberen Grenze gegen die Bergwand ausgebildet war. Diese Schlucht ist offenbar die charakteristische »Bergschrunde«, die immer am oberen Rand eines Gletschers ausgebildet ist und die so oft ein unüberwindliches Hindernis bei der Gipfelbesteigung bildet. Den perennierenden Schneefeldern fehlen immer diese für die beweglichen Gletscher charakteristischen Spaltensysteme.

dant läge rakt framför Staikadalens mynning, att den omöjligt kan hafva kommit från någon annan närliggande dalmorän, om icke det ytterst ut på sidan liggande gruset till en dei. Hvilken mängd af år, oräkneliga, hafva icke åtgått hertill?

Sedan vi nu ändtligen sträfvat uppföre hela denna mäktiga moränvall, blef fråga om hvilken väg skulle väljas för att uppstiga på den högsta topp, som ännu höjde sig omkring 300—1 000 fot öfver oss. Vi hade att välja mellan vandr. på isen och snön upp till den snö- och istäckta kammen mellan båda topparna rakt upp och på sidan uppföre den utomord. branta slutningen af sjelfva toppkammen. Vi valde tyvärr det förra och begäfv oss åstad uppföre det snötäckta isplanet (vid Barom. observ. på moränen visade lufttemperaturen + 0.5), hvars öfre del var nog tvärbrant och besvärlig. Vi hade nu från moränen enl. Bar. stigit ungefär 500 fot och hade således ännu lika mycket kvar till toppen. Men här mötte just i skillnaden mellan ismassan vi stodo uppå och fasta bergkammen till hvilken vi amnade uppkomma ett 2—3 alnars bredt svalg utan synlig botten, hvar öfver de främsta vandrarna så förskräcktes, att de med högljudd röst ropade att de för ingen del ville gå vidare. Detta bragte tyvärr blindt allarm i lägret, alla vände ryggen åt svalget och nedstigningen begyntes åter. Sedan jag sålunda gått några steg utföre, förlorade jag fotfästet med ens, och halkade hastigt utföre det brant sluttande isplanet, till kamraternas förskräckelse, som trodde att vägen skulle med ens bära rakt ned till — *ändmoränen*, men den under natten nyfallna snön gjorde friktionen stor och saktade farten, så att jag snart stannade igen, när lutningen blef mindre.

— Efter återkomsten ned till moränen, öfverlades en stund om man ej borde försöka, att nu på den andra förut här omnämnda vägen bestiga toppen, men vägvisarnas afstyrkande och de från wester allt mer antågande snömolnen (ett litet snöyr på moränen efter nedkomsten), som slutligen insvepte toppen och skulle förmörkat synkretsen mot wester, bragte oss att afstå från bestigningen, hvaraf vi eljest skulle haft så stor njutning. Under nedfärden till Tarrauris strand vid båten togs flere *jökkelstenar* bland morängruset. Enl. Bar. obs. skulle det ställe på jökkelisen, dit vi hunno, ligga ungefär 89 millim. högre än sjön Tarrajaure vattenyta, således 3 560 fot deröfver. Enl. särsk. fast grof vinkelmätning låg detta ställe ungefär 400 fot nedanför toppen, således *högsta toppen af Staika = 3 900* ungefär öfver sjön.»

Swed. top. Bl. Sulitälma und St. Sjöfallet. Die Verhältnisse der grossen Sulitälmagletscher sind von J. WESTMAN<sup>1</sup> näher untersucht. Nach ihm kann die Moränenzone an der Südostecke des Salajekna (Areal 13 km<sup>2</sup>) auf 250 m geschätzt werden (49), und vor der Tuolpazunge des Stuurjekna (Areal 14.1 km<sup>2</sup>) erreicht sie 270 m (50). Im Durchschnitt findet er für die Moränenausbreitung unter den Sulitälmagletschern einen Abstand von ungefähr 150 m. Unter dem grossen Plateaugletscher Älmajalosjekna (Areal 17,4 km<sup>2</sup>) nördlich von dem vorerwähnten (51), erreicht die grösste Breite der Moränenzone nach WESTMANS Karte etwa 600 m [108; 109].

F. SVENONIUS dagegen gibt an, dass man in der Sulitälmagegend »von der Moränenausbreitung der früheren Ausbreitung der einen Gletscherzunge mehr als 1 Meile von ihrem gegenwärtigen Endpunkt ganz genau folgen und ihre frühere Mächtigkeit ungefähr berechnen kann!« [97, S. 565]. Diesen Standpunkt hält er in einem Diskussionseinwurf am 10./I. 1913 fest nach einem von mir über diese Fragen gehaltenen Vortrag [100, S. 23]. SVENONIUS hat hier Moränen des abschmelzenden Inlandeis mit denen zusammengestellt und vermischt, die unter den jetzt vorhandenen Sulitälmagletschern sich bildeten (s. weiter darüber S. 124).

Die Verhältnisse in dem weitgestreckten Sarekgebiet<sup>2</sup> sind besonders eingehend von A. HAMBERG erforscht. Er hat dort gefunden, dass die Endmoränenbildungen »sich nur in unbedeutendem Abstand von den Gletschern erstrecken. Gewöhnlich hören die Endmoränen schon in einem Abstand von ungefähr 200—400 m vom unteren Ende des Gletschers auf, und da sie scharf markiert sind, braucht man durchaus nicht zu zweifeln, wo sie zu Ende sind« [31, S. 630]. In

<sup>1</sup> WESTMAN hat auch eine instruktive schematische Kartenskizze über die Konstitution der Moränenzone unter diesen Gletschern geliefert [108, S. 77] wie auch genau ausgemessene Karten über die Moränengebiete des Stuurjekna und Salajekna [109].

<sup>2</sup> Auf der Übersichtskarte Fig. 21 sind eine Anzahl dieser Gletscher mit den Nummerbezeichnungen 52 eingetragen.

einigen Fällen sind jedoch Endmoränen in den Tälern in bedeutendem Abstand von den Gletschern angetroffen worden (a. a. O.), aber auf Grund von Beobachtungen von Strandlinien eisgedämmter Seen ganz in der Nähe der heutigen Gletscherenden schliesst HAMBERG, dass das Klima, sei es zur Zeit der eisgedämmten Seen oder später, nicht schlimmer sein konnte als heute [32, S. 482; 35, S. 744]. Die Erklärung für das Vorkommen der oben erwähnten Endmoränen legte HAMBERG 1909 in einem Vortrag über die Abschmelzung des



Verf. phot. 21. Juli 1910.

Fig. 30. Endmoräne unter dem Skartaáivegltscher.

Inlandeises in diesem Gebirge vor. Er findet, dass dieses schliesslich in diesem Gebirge selbst geschmolzen sei und nicht, wie man früher angenommen, östlich im Verhältnis zu diesem. Dabei wurde es in eine Anzahl von den Hochgebirgen getrennte Partien geteilt, welche den grossen Talstrichen folgten und in diesen eine Anzahl Endmoränen abgelagerten, welche indessen keine Übergangsstadien zwischen den Eisströmen des Inlandeises und den heutigen Gletschern bezeichnen. Die ersteren sind *nicht* allmählich in die letzte-



Fig. 31. Rullejekna, Kebnekaise.

Verf. phot. 14. Aug. 1910.

ren übergegangen. Gletschertäler wie Nischen und kleinere Nebentäler scheinen im Gegenteil während dieser Zeit vom Eis geräumt worden zu sein [34, S. 414—417; 35, S. 737]. Diese Beobachtungen und die Schlussätze, die HAMBERG aus ihnen gezogen, stimmen vollkommen mit den Resultaten überein, die ich im nördlicher gelegenen Kebnekaise-Torneträskgebiet gewonnen habe.

Swed. top. Bl. **Kebnekaise**. Von einem nach Süden orientierten recht bedeutenden Gletscher auf dem Svalaliesotjåkko (53) erwähnt J. FRÖDIN das Vorkommen von Endmoränenwällen bis auf »zirka 200 m unter demselben« [20, S. 158; 21, S. 101]. Vom Berg Nieras erwähnt er gleichfalls einen Gletscher (54), unter welchem sich nur eine rezente, dicht am Rand geschlossene Endmoräne befindet [21, S. 101].

Der südlich von Kebnekaise gelegene Skartaåive trägt einen auf der topographischen Karte nicht eingetragenen, ungefähr 0.4 km<sup>2</sup> grossen Gletscher (55). Unter diesem liegen mächtige Endmoränen angesammelt (Fig. 30), von denen die äusserste schätzungsweise 100 m vom Rand liegt. Ihr Fuss ist 25 m unter diesem gelegen.

Im Kebnekaisemassiv und den hohen und dicht gelegenen Bergen, die sich im Norden an dieses anschliessen, findet sich eine recht bedeutende Anzahl Gletscher. Die topographischen Karten sind hier besonders irreführend, wenn es die Wiedergabe dieser Gletscher gilt. Oft sind sie gar nicht ausgesetzt, gelegentlich wiederum finden sich Gletscherbezeichnungen an Stellen, wo Gletscher fehlen. Ich werde unten die Messungen mitteilen, die ich in diesem Gebiet vorgenommen.

Unter dem ganz unbedeutenden Rullejekna (56) (Areal cca. 0.1 km<sup>2</sup>) liegen dicht neben einander zwei recht bedeutende Moränenrücken (Fig. 31). Der grösste Abstand des äusseren vom Gletscherrand beträgt 65 m. — Der Rand des »Grossgletschers« (57) (Areal 2.7 km<sup>2</sup>) wird von einem wohl ausgebildeten Moränenwall in einem Abstand von etwa 60 m



Fig. 32. Endmoräne unter dem Isfallsgletscher. (Im Hintergrunde).

Verf. phot. 1. Aug. 1910.

umschlossen. — Unter der nördlichen Partie des Isfallsgletschers (58) (Areal  $1.1 \text{ km}^2$ ) liegt ein mächtiger 70 m breiter Moränenwall, dessen äusserer Rand 150 m vom Gletschersaum liegt (Fig. 32). Unterhalb des grossen Gletschers, der auf der Nordseite des Kebnekaise nach Westen drängt, fehlen, wie schon RABOT bemerkt, Endmoränen.

Vom Kaskasatjåkko dringt der  $0.6 \text{ km}^2$  grosse Tarfalgletscher gegen das Tarfalatal hinab (59). Unter diesem liegt eine 150 m breite Endmoränenzone. — Die Ostseite des Tarfalatjåkko wird von einem  $1 \text{ km}^2$  grossen Gletscher von bedeutender Breite bedeckt (60). An der südlichen Seite des langgestreckten Schneefeldes, das die Moränenwälle des Gletschers durchbricht, und das ihren Abfluss deckt, misst die Breite des Moränengebietes gegen 125 m. Der Höhenunterschied zwischen dem Rand und dem äussersten Moränenwall (bezeichnet + in Fig. 36) betrug 23 m.

Die Moränenausbreitung vor dem grossen Gletscher auf der Nordseite des Kaskasatjåkko (61) (Areal  $1.8 \text{ km}^2$ ) ist schwierig festzustellen, da grosse Teile der Gletscherzunge vollständig von Blöcken bedeckt sind. Sie dürfte sich auf etwa 125 m belaufen.

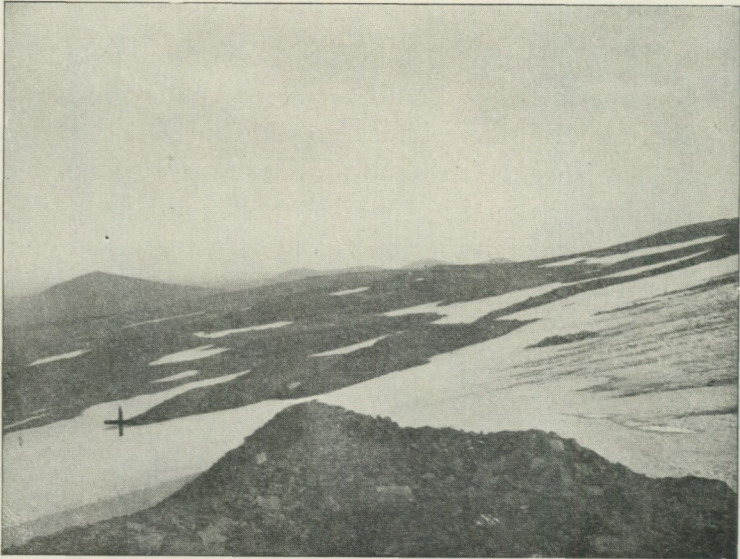
Unter dem grössten (Areal cca.  $2 \text{ km}^2$ ) der zwei Gletscher auf der nördlichen Seite der westlichen Partie des Kaskasavagge (62) erstrecken sich die Moränen bis zu einem Abstand von 160 m vom Gletschersaum; sie liegen hier 16 m tiefer.

Zwei sehr ansehnliche Gletscher dringen nach Norden von dem auf der Karte namenlosen Bergmassiv südöstlich des Reitajaure herab (63 und 64). Unter beiden liegen gewaltige Moränenanhäufungen, die sich jedoch nur etwa 50 m von den Zungen erstrecken.

Auf der Südostseite des Reitatjåkko liegen zwei Gletscher, von denen die grösste Moränenausbreitung des südlichen (65) auf gegen 100 m geschätzt werden kann.

Stimmen meine Beobachtungen im Kebnekaisegebiet also vollständig mit den im südlichen Gebiet gewonnenen, so er-

wähnt O. SJÖGREN dagegen [89, S. 199], dass er 1908 während Rekognoszierungen im Kebnekaisegebiet »besonders interessante Spuren von Lokalvergletscherung fand, die Gegenstand von Spezialstudien bilden werden«. Irgendwelche Aufschlüsse über diese Notiz hinaus hat er indessen noch nicht gegeben. Auch TANNER schliesst sich SJÖGRENS Auffassung an [104, S. 210]. Als Beweis erwähnt er Moränenbildungen an den Mündungen einiger der flachen Täler, die nach Osten vom Tjäktjavagge quer durch das höchste Massiv schneiden,



Verf. phot. 1. Aug. 1914.

Fig. 33. Endmoränengebiet unter dem Ostgletscher des Tarfalatjåkko.

und von welchen er glaubt, dass »sie nicht wegvindiziert werden können als eine Art Zusammenschmelzungsmoränen, die aus getrennten, zusammenfliessenden Zungen des Landeis gebildet sind oder aus in Täler abgeschnürten Landeispartien, die später gegen die Mündung der Täler geglitten sind«. — Selbst habe ich indessen während vier Sommern (1910, 1914, 1915 und 1917) die Kebnekaiseberge durchforstet, ohne irgendwelche Zeichen gefunden zu haben, dass irgend eine ausgebreitetere lokale Vergletscherung als die

jetzige in diesem Gebiet ausgebildet war. Wie ich im folgenden beweisen werde, ist dagegen das Inlandeis im Gegensatz zu dem, was die obengenannten Verfasser angenommen haben, schliesslich im Hochalpengebiet geschmolzen, und *dieses* hat die erwähnten Moränen abgelagert.

Schwed. top. Bl. *Sjangeli*. Im südlichen Teil dieses Kartenblattes habe ich die gletschertragenden Berge um den Pårso-tjåkko und die benachbarten Gebiete an der Reichsgrenze westnordwest von diesen besucht. Bei diesen Gletschern liess sich keine nennenswert grössere Ausbreitung nachweisen, ebensowenig wie ich irgendwelche Ablagerungen von jetzt geschmolzenen lokalen Gletschern wahrnahm. Eine Messung unter einem 0.5 km<sup>2</sup> grossen Gletscher am oberen Teil des Stuur Reitavagge (66) zeigte, dass hier die äussersten Endmoränen 140 m vom Gletschersaum lagen.

Unter den nördlicher gelegenen Gletschern lagen die Endmoränen des Kårsagletschers (67) (Oberfläche 3 km<sup>2</sup>) in einem grössten Abstand von 160 m. Die Moränenbildungen, welche weiter unten im Kårsavagge von SJÖGREN [89] SVENONIUS [99, S. 27] und TANNER [104, S. 210] beobachtet wurden, stammen dagegen von der Partie des Landeises, die in diesem Talgang abschmolz und sind nicht, wie die genannten Forscher annehmen, vom Kårsagletscher in einer abnorm vergrösserten Ausbreitung abgelastet worden.

O. SJÖGREN hat südlich und westlich des Torneträskes eine Anzahl teilweise sehr bedeutender Endmoränenanhäufungen beschrieben, wie auch eine Anzahl jetzt gletscherfreier Nischen [89]. Er nimmt an, dass »zahlreiche und grosse Gletscher« während »der Zeit der Lokalvergletscherung« die Moränen abgesetzt und die Nischen ausgebildet haben (S. 41). Er hebt besonders hervor, dass diese Gletscher selbständig und klimatisch bedingt waren (S. 75) und nimmt an, dass sie ohne Diskordanz in die heutigen Gletscher übergegangen seien: »Das letzte Stadium der Ausbreitung der lokalen Gletscher wird durch den Moränenstrich vor den heutigen Gletschern oder den Nischen, worin die Gletscher gelagert waren, be-

zeichnet» (S. 199). Diesen während der kurzen spätglazialen Zeit ausgebildeten lokalen Gletschern schreibt er weiter einen unerhörten erodierenden Einfluss zu. Sie skulptierten die gewaltigen Gletschernischen aus (S. 77), welche »deutlich nicht ausgebildet werden konnten, bevor die Hauptperiode des Inlandeises aufgehört hatte«!! (S. 194); die Trogränder deutet er »als ein Werk dieser späteren Lokalvergletscherung« (S. 70), und sogar von dem bedeutenden und bis 87 m tiefen Felsenbassin des Sildvikvattnets nimmt er an, dass es »deutlich genug« von einem lokalen Gletscher »am Ende der Eiszeit« ausgegraben worden sei, während einer »lokalen Vergletscherungsperiode, als der Talgletscher dem Inlandeis gefolgt war« (S. 106).

SJÖGRENS Deutungen der hier herrschenden Verhältnisse unterwarf ich einer Kritik [13], indem ich hervorhob, dass die fraglichen Endmoränen als vom Inlandeis und nicht von lokalen Gletschern abgesetzt aufgefasst werden müssen. Die Eisscheide wurde nämlich hier *nicht*, wie SJÖGREN (a. a. O., S. 111) die Sache darstellt, »während der Schmelzperiode nach Osten verschoben, sodass sie schliesslich ausserhalb des Berggebietes zu liegen kam«, sondern die Abschmelzung fand schliesslich *über dem Hochgebirgsgebiet statt*, und von diesem gingen die letzten Eisbewegungen aus. Gegen den Schluss der Abschmelzung bewegten sich, wie ich in diesem Vortrag hervorhob, grosse Eisreste noch in den Talsohlen unter ganz analogen Verhältnissen, wie sie HAMBERG früher vom Sarekgebirge geschildert hat. »Es sind Endmoränen, abgesetzt von diesen Eisresten in den Fortsetzungen der heutigen Gletschertäler nach unten, welche SJÖGREN als Beweise für eine besonders intensive Lokalvergletscherung gedeutet hat«. Was das Alter der Nischen betrifft, hob ich hervor, dass sie »in diesem Abschmelzungsgebiet deutlich ganz ausgebildet waren vor dem Beginn der totalen Vereisung, was auf eine sehr lange Periode blosser Lokalvergletscherung deutet, aber mit bedeutend niedriger gelegener Vergletscherungsgrenze als der heutigen. Ihr oft gut erhaltenes Aussehen beweist, dass

das Inlandeis unbedeutend erodierend auf die Berge selbst gewirkt.»

Dieser meiner Deutung von SJÖGRENS Beobachtungen schloss sich TH. C. E. FRIES in seiner Arbeit über die Vegetation und ihre Entwicklung in Torne Lappmark [19, S. 309] an. — TANNER aber findet, dass »die Frage offen stehe«, hält sich aber gezwungen »bis ausführlichere Untersuchungen angestellt worden sind und die Frage möglicherweise endgiltig verneinend beantwortet worden, die Möglichkeit zuzugeben«, dass gewisse Moränen W vom Torneträsk wie im Kebnekaisegebirge »von lokalen Gletschern abgelagert worden seien« [104, S. 667]. Was einen Teil der von SJÖGREN angeführten Endmoränen betrifft, glaubt er indessen, dass »mit Sicherheit angenommen werden könne, dass sie an den Loben des zurückweichenden Landeises abgelagert worden seien« (a. a. O., S. 211). Auf diese Fragen, deren richtige Deutung von grundlegender Bedeutung für so gut wie alle Fragen ist, die die glaziale Entwicklungsgeschichte dieser Gegenden berühren, werde ich in dieser Arbeit später zurückkommen.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Die Erforschung der Anzahl der heutigen Gletscher und ihrer Verteilung im Torneträskgebiet, die SJÖGREN gelieert hat [89], ist in den meisten Fällen, die ich zu kontrollieren Gelegenheit hatte, fehlerhaft. So gibt er an, der Nissontjåkko trage zwei Nischengletscher an seinem Ostabhang (a. a. O., S. 25 und 31). Diese existieren nicht, sogar die hier unbedeutenden Schneefelder schmelzen gegen Ende des Sommers zum grössten Teil ab. Der Gletscher unter dem Pallimtjåkko ist kaum halb so gross, wie der unter dem Siellatjåkko (»Somaslaki«) und nicht umgekehrt (s. a. a. O., Tafel 15). Am Ostabhang des Vassiaive liegt nicht ein, sondern drei Gletscher. Der Kårsagletscher hat nicht die Form, die angegeben wird, sondern eine gegen 1 km<sup>2</sup> grosse Partie streckt sich nach Südwesten gegen den Vuoitaspakte hinauf, woneben ein von SJÖGREN nicht beobachteter sehr bedeutender Gletscher oben am Bergabhang südlich von der unteren Partie des Kårsagletschers ausgebildet ist (nordöstlich vom Gipfel 1576 m). Auf der Südostseite des Vuoitaspakte liegt nicht ein, sondern zwei Gletscher, jeder von bedeutender Grösse. Einen Ärjo-Gletscher gibt es nicht ebenso wenig wie einen Padjekäppas-Gletscher. — Weiter konnte ich konstatieren, dass die Endmoräne, die SJÖGREN in die Mündung des grossen Nischentales auf die Nordseite des Nissontjåkko verlegt [89, Tafel 15; 90, Tafel 15] und welche einen Beweis für das Vorkommen eines spätglazialen Lokalgletschers unter diesem Berg bilden sollte, nicht existiert.

### 3. Zusammenfassende Schlussätze. Die Verteilung der lokalen Gletscher und die Ausbreitung des Inlandeises in Fennoskandia am Ende der spätglazialen Zeit.

Im vorhergehenden habe ich alle die Beobachtungen über eine spätglaziale Lokalvergletscherung angeführt, die in dem Teil des skandinavischen Hochgebirgsgebietes gemacht wurden, der in dieser Arbeit näher behandelt wird. Aus dieser Darstellung geht hervor, dass sich zwei Gebiete trennen lassen, welche in dieser Hinsicht ganz verschiedene Ausbildung aufweisen und welche also verschiedene Entwicklungen durchgemacht haben.

In dem einen Gebiet, das die Inseln Lofotens und Vester-aalens und die äussere Küstenstrecke des Festlandes oberhalb des Polzirkels umfasst, sind an mehreren Orten oder genauer bestimmt überall, wo Untersuchungen ausgeführt wurden, Moränen und Schrammen von einer sehr intensiven lokalen Vergletscherung in den Teilen nachgewiesen worden, die sich an nicht allzu niedere Berge anschliessen. Da sich gegenwärtig in diesem Gebiet nur unter den allerhöchsten Spitzen ganz unbedeutende Gletscher ausgebildet finden, so ergibt sich, dass hier einmal ein höchst bedeutend ungünstigeres Klima geherrscht hat als heute, *das ohne Zögern als hocharktisch bezeichnet werden darf*. Da das Landeis ursprünglich auf jeden Fall grosse Teile dieses Gebietes bedeckt hat, so geht daraus hervor, *dass hocharktisches Klima geherrscht hat, auch nachdem das Inlandeis von dort abgeschmolzen war*.

In dem anderen Gebiet dagegen, welches den weit überwiegenden Teil des Gebirgsgebietes umfasst, nämlich dem ganzen Binnenland samt der Küstenstrecke südlich des Polzirkels, kann nachgewiesen werden, dass eine ausgebreitetere Lokalvergletscherung als die heutige nicht vorhanden gewesen ist, nachdem das Landeis das Gebiet frei gelassen. Das Klima war also schon zu der Zeit, da das Landeis von den peripheren Teilen dieses letzteren Gebietes abzuschmelzen begann,

nicht mehr hocharktisch oder nur arktisch, *sondern es war schon zu diesem Zeitpunkt wenigstens nicht ungünstiger als heute*. Aus den Beobachtungen kann ferner geschlossen werden, dass das Klima im Gebirgsgebiet des nördlichen Skandinavien auch *in keinem Teil der postglazialen Zeit ungünstiger war als heute*.<sup>1</sup> Der so scharfe und auf den ersten Blick anscheinend unvereinbare Gegensatz zwischen den beiden an einander grenzenden Gebieten lässt sich also wohl erklären.

Unten werde ich versuchen die Entwicklung des Klimas klarzulegen in dem Grade als sich dies auf Grund der Beobachtungen über die lokale Vergletscherung tun lässt, und die hier gemachten Observationen in Verbindung mit denen zu bringen, die in den übrigen Teilen des fennoskandischen Hochgebirgsgebietes gemacht wurden.

Während der späteren Periode der Eiszeit trat eine gewisse Verbesserung des Klimas ein, die die Vergletscherungsgrenze von der tiefen Lage hob, die diese während der Zeit vor der maximalen Ausbreitung des Landeises eingenommen. Dies führte ein herabgesetztes Ausfällen des jährlichen Schneeüberschusses mit, der vorher das grosse Landeis aufgebaut und unterhalten hatte, weswegen dieses sich in seine peripheren Teile zurückzog und eine Lage (oder besser gesagt eine Reihe von Lagen) einnahm, die von den Klimaverhältnissen bedingt waren, welche nun herrschend wurden. Aus diesem Grund wurden die in den bewussten peripheren Gebieten liegenden Berge frei gelegt. Noch herrschte indessen hocharktisches Klima, und die Vergletscherungsgrenze nahm fortfahrend eine sehr tiefe Lage ein, weshalb lokale Gletscher in grosser Ausstreckung sich auf diesen Bergen ausbildeten. Sowohl die lokalen Gletscher wie das Landeis waren durch das herrschende Klima bedingt und waren gegenseitige Äquivalente, weshalb hier die Möglichkeit vorliegt, mit Hülfe der erstgenannten die Höhenlage der Vergletscherungsgrenze zu

---

<sup>1</sup> Die unbedeutenden Vorstösse, die die Moränen unterhalb der heutigen Gletscher zeigen, stammen, wie ich früher hervorgehoben habe, aus jüngster Zeit (s. weiter Kap. III).

bestimmen, die die Ausbreitung des Inlandeises im bewussten Zeitpunkt bedingte. Aus den Beobachtungen von den Lofotinseln geht hervor, dass es verschiedene Stadien während dieses Zeitraumes gegeben hat, mit verschiedenen, doch noch nicht bestimmbareren Höhenlagen der Vergletscherungsgrenze.

Das arktische Klima herrschte jedoch nur während einer gewissen Zeit des immer noch — wenn auch mit gewissen Pausen — fortgehenden Zurückerückens des Landeises; dem folgte ein plötzlich einbrechendes, bedeutend temperiertes Klima, das keine tiefere Lage der Vergletscherungsgrenze bedingte als die heutige. Möglicherweise hob sich die Grenze schon in diesem Zeitpunkt zu einer Lage, die geradezu höher lag als die jetzige. Dies lässt sich indessen begreiflicher Weise nicht mit Beobachtungen beurteilen, die von den lokalen Gletschern hergenommen sind.

Die Grenze des Landeises zur Zeit, da das temperierte Klima hereinbrach, lässt sich nach aussen aus dem Vorkommen der unter hocharktischen Verhältnissen ausgebildeten lokalen Gletscher bestimmen, nach innen wird es mit Observationspunkten festgestellt, die das Fehlen solcher Gletscher aufweisen.

Dass das Klima diese durchgreifende Veränderung durchmachte, als das Landeis die bewusste Grenzlage verliess, geht wie gesagt ganz unwiderleglich aus den Beobachtungen an den innerhalb der Grenze gelegenen heutigen Gletschern hervor. Dass die Klimaverbesserung zu diesem Zeitpunkt *sehr schnell* eintrat geht aus dem Umstand hervor, dass sich keine Übergangsstadien zwischen der sehr ausgebreiteten Lokalvergletscherung innerhalb der bewussten Grenzlinie, nicht einmal bei den hier ganz peripher gelegenen heutigen Gletschern findet. Hieraus geht deutlich hervor, dass die Vergletscherungsgrenze im bewussten Zeitpunkt sich schneller über die Berge hob, als dass einige solche noch vom Inlandeis bedeckte freischmelzen konnten. Als das Inlandeis bei seiner nun doch sehr rasch vor sich gehenden Abschmelzung die bisher eisbedeckten Berge frei liess, waren diese folglich

schon *unter* der Vergletscherungsgrenze gelegen, sodass sich keine neuen lokalen Gletscher ausbilden konnten.

Bei Einbruch der Klimaverbesserung schmolzen natürlich auch die vorher unter arktischen Verhältnissen ausgebildeten Gletscher auf den Lofotinseln und auf der benachbarten Küste.

Das in dieser Arbeit behandelte Gebiet umfasst nur einen Teil des fennoskandischen Vereisungsgebietes. Beim Versuch die Randlage des Landeises bei Einbruch des gemässigten Klimas auch in den übrigen Teilen dieses weitgestreckten Gebietes zu bestimmen, haben wir indessen eine sichere Methode, die sich auf den Umstand gründet, dass ein so durchgreifender Klimaumschlag, wie ich ihn auf meinem Untersuchungsgebiet für das bewusste Stadium des Rückganges des Inlandeises nachgewiesen habe, analoge Konsequenzen auch für die übrigen Teile von Fennoskandia mitgeführt haben muss. Es gilt also dabei, auf der einen Seite festzustellen, in welchen einmal vom Inlandeis bedeckten Gebieten Spuren des hocharktischen Klimas vorliegen, andererseits zu finden, wo das nicht der Fall war. Zuverlässiges Material liegt jetzt auch von ganz verschiedenen Teilen des Vereisungsgebietes in hinreichender Ausstreckung vor, um die Grenzen des Landeises bei Einbruch des temperierten Klimas mittels dieser Methode mit einiger Bestimmtheit ziehen zu können. Das Resultat der folgenden Ermittlung geht aus Fig. 34 hervor.

Wir haben allen Grund anzunehmen, dass die spätglaziale lokale Vergletscherung in den bis zu bedeutenden Berghöhen reichenden Inseln wie auch in den Partien der Festlandsküste ausgebildet war, die sich dem in dieser Arbeit behandelten Gebiete nach Nordosten anschliessen. Eingehendere Kenntnisse über die quartärgeologischen Verhältnisse in den Berggegenden Tromsös und der angrenzenden Teile des Amtes Finnmarken besitzen wir indessen nicht; der grösste Teil dieses Gebietes muss in dieser Hinsicht noch als *terra in-*

*cognita* betrachtet werden. Angaben über eine solche Lokalvergletscherung liegen jedoch vom Küstengebiet vor. So gibt A. HELLAND [39, S. 292] folgenden Auszug aus einem Rapport

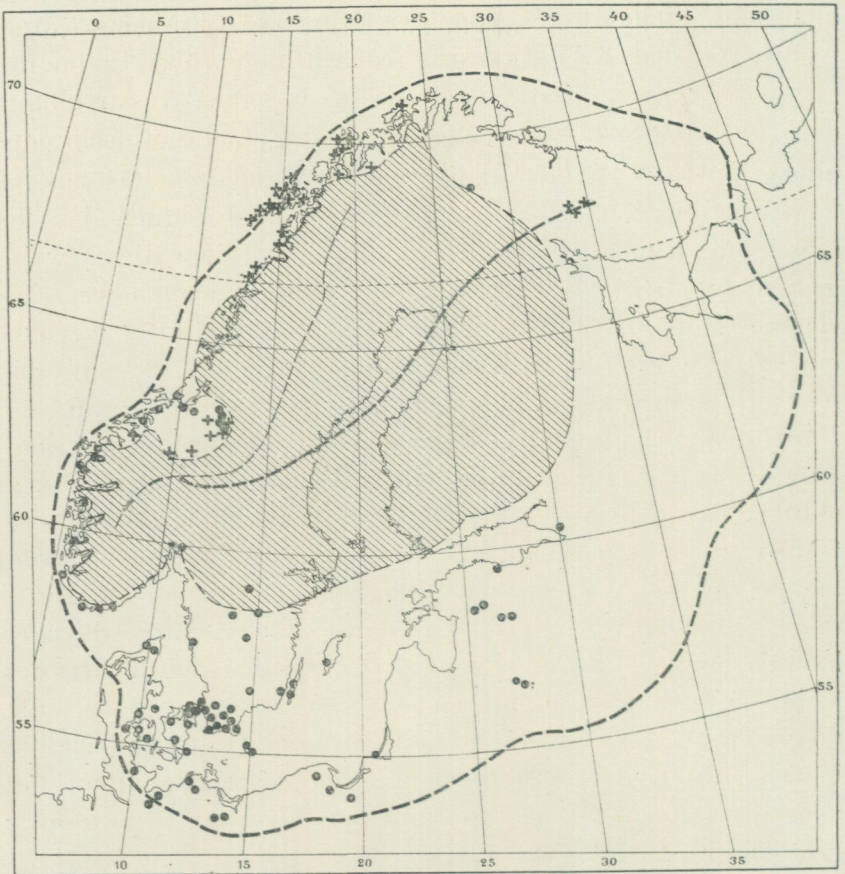


Fig. 34. Karte über die Ausbreitung des Inlandeises und die Lage der Eisscheide, teils zur Zeit der grössten Ausbreitung des Inlandeises, teils am Ende der spätglazialen Zeit. Daneben sind Plätze eingetragen, an denen Moränen der spätglazialen lokalen Vergletscherung beobachtet sind (+), wie auch Fundstellen rein arktischer Pflanzenfossilien (•).

von Leutnant DE SEUES zu *Norges Geografiske Opmaaling*: »Spuren von Gletschern, wo solche jetzt nicht mehr existieren, sieht man manchenorts; grosse Nischen, in denen deutlich Gletscher gelegen waren und Moränen an Stellen, wo

man solche heute nicht mehr findet, gibt es überall. Auf der nördlichen Seite des Maarfeld, zwischen Maarfeldaxlen und Osta, findet man so eine grosse Nische mit davor liegender Moräne; ebenso auf der Nordseite des Rostafeld an mehreren Stellen.» — Von der Ringvasö, Ribbenesö und Nord-Kvalö hat K. PETERSEN Beobachtungen über Endmoränen, die zeigen, dass diese Inseln in einer Ausstreckung lokal vergletschert waren, die derjenigen der Lofotinseln entspricht [64]. Derselben Auffassung hat sich in letzter Zeit auch TANNER für dieses Gebiet angeschlossen [104, S. 204 und 665].<sup>1</sup>

Von der Kolahalbinsel hat W. RAMSAY in den über 1200 m hohen Nefelinsyenitmassiven Umptek und Lujavr-Urt das Vorkommen dieser spätglazialen lokalen Vergletscherung nachgewiesen [68]. Sowohl an den Mündungen wie weiter droben in den grossen U-förmigen Talgängen liegen hier zahlreiche, schön ausgebildete Endmoränenbogen. Heute gibt es keine Gletscher auf diesen Bergen, und während des Sommers schmilzt auch der meiste Schnee ab, »nur an den Nordabhängen, an schattigen Stellen in Schlüchten und Klüften thaut er nicht weg« (a. a. O., S. 21). Es ist also eine ebenso bedeutende Depression der Vergletscherungsgrenze wie auf den Lofotinseln, die hier nachgewiesen wird. Da RAMSAY gefunden, dass sowohl die älteren wie auch die jüngste (»Mecklenburgian«) der grossen Vereisungen die Kolahalbinsel ganz überschwemmt und auch diese Berge bedeckt hat, »kann die spezielle Vergletscherung nicht diesen Eiszeiten angehören, wenn sie nicht einem letzten Stadium der 'Mecklenburgian'-Periode mit einer späteren Verschlechterung des Klimas entspricht« [69, S. 121].

Indessen lag die Grenze des Landeises zur Zeit der spätglazialen Lokalvergletscherung wahrscheinlich nicht allzu weit

<sup>1</sup> Dagegen glaube ich, dass die von TANNER vom Koutavankatal am südlichen Fuss des Halditjokka angeführten Moränen auf einen abschmelzenden Rest des Inlandeises zurückgeführt werden müssen. Früher von ihm als lokal aufgefasste Moränen am Kilpisjärvi [102, S. 20] rühren, wie er selbst später gefunden hat, vom Inlandeis her [104, S. 119].

von diesen Bergen, sondern reichte über die westlichsten Teile der Kolahalbinsel. Dies scheint aus TANNERS Beobachtung, dass die 1000 m hohen Berge Siulaäivi-Tuadasch an der Südostseite des Nuorttijärvi nach dem Abschmelzen des Inlandeises von keiner Lokalvergletscherung betroffen worden sind, herworzugehen [103, S. 34; 104, S. 136].

Auch in den nordöstlichen Teilen des südsandinavischen Gebirgsgebietes findet sich ein recht weitgestrecktes Gebiet, in welchem diese spätglaziale lokale Vergletscherung nachgewiesen worden ist. Die erste Notiz rührt von R. SERNANDER her, der 1895 unter dem kleinen Nischengletscher des Helagsfjälles in Härjedalen alte Seiten- und Endmoränen bis auf cca. 288 m unter dem Saum des Gletschers beobachtete [87, S. 74].<sup>1</sup>

Während der Arbeiten in den Berggegenden des südwestlichen Jämtland und nordwestlichen Härjedalen 1908 und 1909, welche jedoch hauptsächlich den heutigen Gletschern gewidmet waren, hatte ich Gelegenheit Spuren dieser lokalen Gletscher auf mehreren der höheren Berge zu beobachten, nämlich auf dem Helagsfjäll, den Sylarna und dem Herrångsfjäll [12].<sup>2</sup> Besonders unterwarf ich dabei die frühere Ausbreitung des Helagsfjällgletschers einem eingehenden Studium (s. Karte im Masstab 1 : 8 000 in der oben a. A.). Dieser Gletscher, dessen am tiefsten reichende Zunge jetzt auf 1320 m Höhe liegt, hat in einer früheren Periode einen besonders schönen Endmoränenbogen auf 1041 m Höhe hinterlassen in einem Abstand von ungefähr 1500 m vom jetzigen Gletschersaum. Der jetzt nur 0.74 km<sup>2</sup> grosse Gletscher war in diesem Zeitpunkt etwas mehr als anderthalb

<sup>1</sup> Ein von SERNANDER in dieser Arbeit erwähnter Moränenwall unter dem Hammarfjäll, der von ihm als von einem lokalen Gletscher gebildet gedeutet wurde, ist, wie G. FRÖDIN nachgewiesen hat, vom Inlandeis abgesetzt worden [23].

<sup>2</sup> Die in dieser Arbeit beschriebenen Endmoränen unter einem Gipfel der Snasahögarna halte ich jetzt nach gewonnener reicherer Erfahrung nicht mehr als von lokalen Gletschern, sondern für vom zurückweichenden Inlandeis gebildet.

mal so gross. Auch Moränen verschiedener Rückgangsstadien nahm ich wahr. — Von dem im Amt Søndre Trondhjem gelegenen Berg Fongen konnte ich diese lokale Vergletscherung ebenfalls wahrnehmen.

Später hat G. HOLMSEN entsprechende Beobachtungen auf dem 1539 m hohen Hummelfjeldet, 20 km südwestlich von Rörås gemacht [45]. Vor einer kleinen Nische liegt auf 1250 m Höhe eine ungewöhnlich steile und scharf ausgebildete Endmoräne eines einmal nach Süden exponierten Gletschers abgelagert.

Von diesem Lokalvergletscherungsgebiet kann ich weiter einige Beobachtungen mitteilen, die mir Lic. phil. HARRY SMITH liebenswürdig zur Verfügung gestellt. Er hat eine Endmoräne oben in der nach Norden exponierten Nische beobachtet, die unter dem nördlichsten Gipfel des Helagsfjälles liegt. Weiter hat er eine Moräne beobachtet, die einen 1128 m hoch gelegenen See in der nach Nordosten offenen Nische zwischen dem Skarsfjäll und dem Isengelda eindämmt. Beide Moränen waren sehr schön ausgebildet. Schliesslich hat er auch auf der Südwestseite der Knutshö in Dovre eine markierte Moräne beobachtet, die er von einem lokalen Gletscher abgesetzt hält. Diese letztere Beobachtung scheint anzudeuten, dass man auch in dem nördlicher gelegenen Troldheimen Spuren der spätglazialen lokalen Vergletscherung zu erwarten hat.

Zur Abgrenzung dieses Gebietes liegen eine Anzahl Beobachtungen von nicht lokal vergletscherten Bergen in Jämtland vor. So hat A. G. HÖGBOM in den östlicher gelegenen Bergen dieser Landschaft keine Zeichen beobachtet, die auf eine lokale Vergletscherung deuten [49; 50, S. 35], und G. FRÖDIN hat ebenfalls nirgends in Jämtland nördlich vom Åredalen Zeichen solcher Gletscher beobachtet [23, S. 45]. Näher dem Gebiet der lokalen Gletscher liegen KJ. ERIKSSONS Beobachtungen von dem 1503 m hohen Lundörsfjället [17, S. 44]. Auf diesem sind nach Osten ausskulptiert drei von perennierenden Schneefeldern eingenommene sehr aus-

geprägte Gletschernischen mit Sohlen auf ungefähr 1000 m Höhe. In oder unter denselben finden sich keine Moränen, die auf irgendwelche lokale Vergletscherung deuten; auch die darunter liegenden Ablagerungen der von Eis eingedämmten Seen sind von keinen solchen gestört. Auch den Anarisbergen (1426 m) fehlen nach ERIKSSON solche Spuren. Selbst suchte ich im Jahr 1910 vergeblich nach Spuren irgendeines lokalen Gletschers in der prachtvollen Nische, die sich nach der nördlichen Seite des Bunnerstöten (1554 m) öffnet.

Gegen das Vorkommen von eisfreiem Lande in spätglazialer Zeit haben jedoch diese negativen Beobachtungen hier durchaus nicht dieselbe Beweiskraft, wie die, welche entsprechende Beobachtungen im nördlichen Skandinavien hinterlassen haben, weil die Spitzen der östlicheren und nördlicheren Berge Jämtlands sich höchst bedeutend unter der jetzigen Vergletscherungsgrenze befinden. Diese nimmt nämlich schon in den westlichen Teilen des Gebietes eine bedeutende Höhe ein (1700 m bei den Sylarna und 1750 m beim Helagsfjället), und nach Analogie mit den Verhältnissen in Lappland dürfte die Grenze rasch nach Osten steigen. Ist deshalb die Depression der Vergletscherungsgrenze in spätglazialer Zeit nicht zu einem besonders grossen Betrag angestiegen, so hätte sich im östlichen Jämtland auch dann keine Vergletscherung ausgebildet, wenn die Berge frei vom Inlandeis gelegen hätten. Nun scheint in der Tat die spätglaziale Vergletscherungsgrenze, nach Beobachtungen vom Gebiet Sylarna-Helagsfjället zu urteilen, nur ungefähr 250 m unter der heutigen gelegen zu haben,<sup>1</sup> wodurch diese Beobachtungen ihre Beweiskraft verlieren. Auf der Übersichts-

<sup>1</sup> Diese Ziffer wird teils durch die Höhen der Spitzen der Berge gestützt, welche Gletscher trugen (Sylpappa 1519 m, Skarsfjället 1593 m, die niederen Spitzen des Helagsfjället 1701 m und 1631 m, Herrångsfjället 1626 m), teils durch solche Spitzen, unter welchen ich keine Spuren lokaler Gletscher gefunden (höchste Spitze der Snasahögarna 1463 m, Vaktklumpen 1447 m, Ekorrhammaren 1445 m). Die heutige Vergletscherungsgrenze steigt, wie oben erwähnt ist, von 1700 m an den Sylarna zu 1750 m am Helagsfjället.

karte Fig. 34 habe ich dennoch das eisfreie Gebiet gegenüber demjenigen abgegrenzt, in welchem sich die beobachteten lokalen Gletscher finden, weil diese Annahme aus anderen Gründen gestützt wird.

In den Berggegenden des zentralen südlichen Norwegen sind ausser den bereits besprochenen keine Beobachtungen gemacht worden, die auf irgendeine spätglaziale lokale Vergletscherung deuten, sei es im Anschluss an jetzt vorhandene Gletscher oder an die zahlreichen jetzt gletscherfreien Nischen. Der grösste Teil dieses Gebirgsgebietes scheint deshalb beim Klimadurchbruch vom Inlandeis bedeckt gewesen zu sein, was auch aus Beobachtungen über die dortigen Verhältnisse bei der Abschmelzung des Inlandeises hervorgeht. Doch dürften gewisse, ganz nahe an der westlichen Küste gelegene Bergpartien schon im bewussten Zeitpunkt ausserhalb des Inlandeises gelegen haben, weshalb man dort Spuren der lokalen Vergletscherung antreffen dürfte. So dürften mit grosser Wahrscheinlichkeit die von MACHAČEK [57, S. 217] beobachteten Moränen am Nordabfall des Romsdalsorns auf diese spätglaziale Lokalvergletscherung zurückzuführen sein. Diese setzen nach ihm eine Schneegrenzendeckung auf ca. 200 m voraus, welcher Wert sich ziemlich gut zu der von mir vom Sylarna-Helagsfjället gefundenen passt. Romsdalen war ja auch, wie ich früher hervorgehoben habe, ein Gebiet, wo das Inlandeis auch während seiner Maximalausbreitung relativ dünn gewesen ist, weshalb auch das bewusste Gebiet zu den am frühesten freigelegten gehört haben dürfte.

Die Ermittlung hat also gezeigt, dass zur Zeit vor dem Aufhören des arktischen Klimas mehrere recht bedeutende Teile des fennoskandischen Hochgebirgsgebietes lokal vergletschert gewesen sind, nämlich die Inseln und Küstenstrecken nördlich vom Polzirkel, Teile der Kolahalbinsel, ein Gebiet südlich vom Trondhjemsfjord wie auch wahrschein-

lich einige Küstengegenden im südlichen Norwegen. Die übrigen weit überwiegenden Teile des Gebirgsgebietes waren bis zu diesem Zeitpunkt vom Inlandeis bedeckt. Auf der Karte Fig. 34 habe ich die Grenzen des Inlandeises in diesen Teilen von Fennoskandia zur Zeit des Klimadurchbruches hauptsächlich mit Hilfe der oben angeführten Beobachtungen gezogen.

Die Grenze des Landeises nach Süden und Osten im bewussten Zeitpunkt lässt sich natürlich nicht mittels Beobachtungen über lokale Gletscher bestimmen, da es an höheren Bergen dort vollständig fehlt. Sie kann dort indessen nach einem Verfahren festgestellt werden, das auf analogen Prinzipien aufgebaut ist.

Die Gebiete, die während der Zeit vor dem Klimadurchbruch frei lagen oder vom Inlandeis frei gelegt wurden, mussten die kräftigste Einwirkung des herrschenden Klimas erfahren haben, und die Pflanzen- und Tierwelt muss diesem angepasst gewesen sein. Eine Vegetation von ausgeprägt arktisch-alpinem Typus dürfte deshalb in denjenigen Gebieten des nördlichen Europa allein herrschend gewesen sein, die ausserhalb der Eisdecke lagen. Andererseits muss diese, wo es keine Gelegenheit zu einem schnellen Rückzug gegen die hohen Berge gab, in dem Zeitpunkt gesprengt worden sein, als das arktische Klima mit einem Mal aufhörte und ein Klima eintrat, das dem heutigen entsprach. Mit diesen Ausgangspunkten dürften die Grenzen des Landeises auch im Tiefland zur Zeit der Klimaveränderung festgestellt werden können. *Ausserhalb* dieser Grenze dürfte man arktische Fossile antreffen, wo es Möglichkeiten für ihre Erhaltung gibt, *innerhalb* dieser Grenze dürfte sich keine rein arktische Flora gefunden haben, sondern die ältesten einwandernden Pflanzen dürften Klimaverhältnissen angepasst gewesen sein, die den heutigen entsprechen.

Seit A. G. NATHORST 1870 in Schonen die ersten Spuren einer arktischen Flora in Süsswasserablagerungen beobachtet hat, ist diese auf einer sehr bedeutenden Anzahl von Punkten

nachgewiesen worden, in Ablagerungen, die direkt über Moränen oder von übrigen Sedimenten des Landeises abgesetzt worden sind, in weitgestreckten Gebieten, die einmal vom Inlandeis der letzten Eiszeit bedeckt gewesen sind.

Diese Flora wird hier in ihren untersten Lagern durch *Salix polaris* und *Dryas octopetala* gekennzeichnet. Etwas höher in den Lagerfolgen verschwindet die erstere gewöhnlich, wogegen andere weniger ausgeprägt arktische Pflanzen hinzukommen wie *Salix reticulata*, *Salix herbacea*, *Betula nana*, *Oxyria digyna*, *Polygonum viviparum* usw. Das beweist, dass das Klima allmählich etwas milder wurde, was ja auch aus den Untersuchungen über die spätglaziale Lokalvergletscherung hervorgeht, wo mehrere Rückzugsstadien beobachtet wurden, wie auch direkt aus dem immer fortgesetzten Zurückrücken des Inlandeises. Auf der Karte Fig. 34 habe ich bisher bekannte Funde dieser arktischen Flora eingetragen.<sup>1</sup>

In den zentralen Teilen Schwedens, Norwegens und Finnlands hat man diese typisch arktische Flora, die in den peripheren Gegenden in so reichlicher Menge nachgewiesen worden ist, in den Ablagerungen nicht gefunden, die sich bei oder nach der Abschmelzung des Landeises gebildet haben, und dies trotz sehr eingehenden und umfassenden Untersuchungen. Im Gegenteil konnte für grosse Gebiete direkt bewiesen werden, dass die zuerst eingewanderten Pflanzen einer Kiefernflora angehörten, welche ein gemässigtes Klima erforderte.

Schon bei einem ersten Blick auf die Karte Fig. 34 beobachtet man, wie peripher diese arktische Flora im Verhältnis zu zentralen Teilen des Inlandeises verteilt gewesen ist.

<sup>1</sup> Ausser den Angaben, die früher von NATHORST, ANDERSSON [1, 2], BJÖRLYKKE [3] und LINDBERG [56] zusammengestellt wurden, sind auf dieser Karte die Fundplätze für fossile *Dryas* am Hornborgasjön [nach R. SANDEGREN 84] am See Åsnen [nach U. SUNDELIN 93] und in einem Moor an der Eisenbahn ca. 1 km südlich vom Bahnhof Bröttjemark eingetragen worden, wo nach gütiger Mitteilung von Dr. B. HALDEN das bewusste Fossil in sandigem Lehm zusammen mit *Polytrichum sexangulare* gefunden wurde.

Weiter findet man eine ausgeprägte Gesetzmässigkeit in dieser Verteilung: in den Gebieten nach Süden und Südosten, wo das Landeis im längsten Abstand von seinem Ursprung und Beginn, der Bergkette, ausgebreitet war, nimmt auch die Zone, in welcher die arktischen Pflanzenfossilien gefunden wurden, ihre grösste Breite ein. Die mit der Maximumausbreitung des Landeises harmonische Rückzugslage zur Zeit, da das arktische Klima aufhörte, tritt dadurch in schöner Weise hervor.

Im südlichen Norwegen liegen alle Fundplätze an der Küste; die arktischen Pflanzenfossilien hat man hier in marinen Lagern zusammen mit einer Molluskenfauna von hocharktischem Gepräge gefunden. Sie sind offenbar von den naheliegenden Ufern herabgeschwemmt worden, welche also eisfrei gewesen sein müssen. Noch oben auf der Südseite des Tronheimfjordes liegen einige solche Fünde vor, aber weiter oben an der Küste sind solche Pflanzenfossilien nicht angetroffen worden.

Tief im Landinnern südöstlich vom Tronheimfjord und in bedeutenden Höhen ü. M. (765, 665 und 945 m) ist es H. SMITH [92] kürzlich geglückt, in Sandablagerungen gleich oberhalb von Moränen das zu finden, was man früher vergeblich in den übrigen Teilen des Gebirgsgebietes gesucht hat — diese typische, rein arktisch-alpine Flora. Es ist wichtig für meinen Versuch, die spätglaziale Lokalvergletscherung mit dieser Flora zu parallelisieren und dadurch ein Mittel zu gewinnen, die Ausbreitung des Inlandeises zur Zeit vor dem Aufhören des arktischen Klimas im Gebirgsgebiet im Westen und Norden wie im Flachland des Südens und Ostens, dass diese Funde gerade in dem einzigen weiter landeinwärts gelegenen Gebiet gemacht wurden, in dem die Lokalvergletscherung ausgebildet war.<sup>1</sup> Auch der Fund LIND-

<sup>1</sup> Da diese drei Ablagerungen mit glazialen Pflanzen die einzigen sind, die SMITH unter seinen vieljährigen Forschungen im Gebirgsgebiet des südlichen Jämtland und nördlichen Härjedalen beobachtet hat, scheinen die Aussichten, Ablagerungen dieser Art in den Berggedenden anzutreffen, sehr

BERGS längst im Nordosten am Enareträsk schliesst sich ungesucht an die lokale Vergletscherung der Kolahalbinsel an. Im dritten lokal vergletscherten Gebiet im nördlichen Norwegen sind noch keine Untersuchungen ausgeführt, die diese Frage beleuchten.<sup>1</sup>

Liegen, wie ich unten in Anm. 1 hervorgehoben habe, bedeutende Schwierigkeiten vor bei der Deutung fossiler Funde dieser arktischen Flora im Hochgebirge selbst, so kann man indessen aus der Ausbreitung der *heutigen* Gebirgsflora und ihrer einfachen Elemente gewisse Schlüsse ziehen, die sich ungesucht auf dieses spätglaziale Stadium in der Entwicklung des Gebirgsgebietes zurückführen lassen. Wie TH. C. E. FRIES [19] hervorhebt, lässt sich die Gebirgsflora in vier Gruppen einteilen: die *ubiquisite*, die *nordöstliche*, die *südliche* und die *bizentrische*. Das Vorkommen der drei letzten Gruppen führt nach FRIES »auf so starken pflanzengeographischen Grundlagen, wie solche überhaupt zu schaffen möglich sind, zur Annahme des Vorhandenseins einer norwegisch-mecklenburgo-glazialen Flora auf zwei von einander weit entfernten Plätzen der norwegischen Küste während der letzten Vereisung« (a. a. O. S. 329).

Im Vorhergehenden habe ich diese zwei während der maximalen Vergletscherung eisfreien Gebiete teils neben die äus-

gering zu sein. Deshalb ist es wohl möglich, dass diese Flora auch in anderen Gebirgsgebieten Skandinaviens auch während der Zeit unmittelbar nach dem Abschmelzen des Eises ausgebildet gewesen ist, obwohl wir sie wegen mangelnden Nachforschungen nicht kennen. Für das Gebirgsgebiet spielt das Vorkommen dieser Pflanzen doch nicht dieselbe klimatologisch beweisende Rolle wie die Funde auf dem Flachland, weit ausserhalb desselben, da ja diese Pflanzen heute dort vielerorts gute Möglichkeiten für ihr Vorhandensein haben und auch früher gehabt haben. Sie gehen auch mehrerenorts längs der Westküste Norwegens bis zum Meer hinunter, wo die Konkurrenzverhältnisse günstig sind. Während der schliesslichen Abschmelzungsperiode dürfte auch der zuletzt ausserhalb des Gebirgsgebietes liegende Eisrest eine verspätete Einwanderung von mehr temperierter Art haben verursachen können, wodurch bessere Möglichkeiten für die Verbreitung dieser Flora geherrscht haben können als beispielsweise heute.

<sup>1</sup> Nur vier für diese Frage nichtssagende pflanzenführende Ablagerungen sind in diesem Gebiet bis jetzt überhaupt untersucht [43].

sersten Inseln in den Lofoten und Vesteraalen verlegt, teils in das Gebiet unmittelbar vor Romsdal.

Wenn nun das Landeis in der spätglazialen Zeit weitere

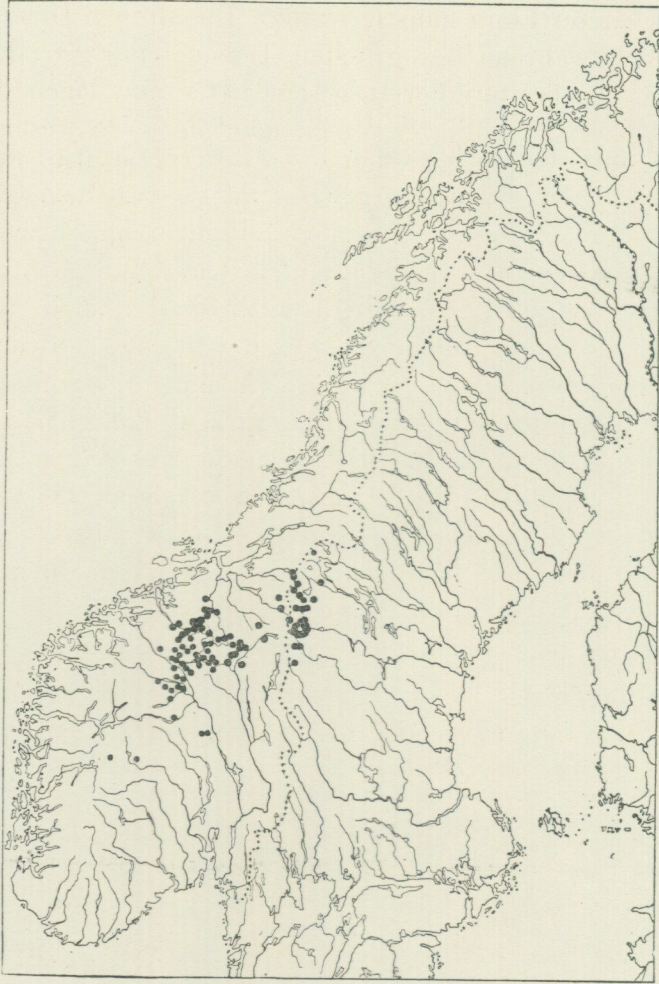


Fig. 35. Ausbreitung von *Kobresia carisina*.

Gebiete an der norwegischen Küste frei lässt, wird den bewussten Pflanzen Gelegenheit geboten, sich unter fortfahrend arktischen Verhältnissen und also ohne Konkurrenz mit tem-

perierten Pflanzen über die Gebiete zu verbreiten.<sup>1</sup> Als die Eisdecke später das übrige weitgestreckte Gebirgsgebiet verliess, herrschte indessen nicht mehr arktisches Klima, weswegen nun nur die höheren Bergpartien der weiteren Ausbreitung dieser Flora günstig waren. Die alpinen Gebiete waren jedoch während des grössten Teils der postglazialen Zeit in ihrer Ausbreitung weit beschränkter und lagen deshalb höchst bedeutend isolierter voneinander als heute, weshalb eine fortgesetzte Ausbreitung erschwert und für gewisse Pflanzen deutlich beinahe verunmöglicht wurde. Erst während der weit später eintreffenden Klimaverschlechterung konnten sie ihre Ausbreitung wieder freier fortsetzen, was nun bis heute andauert. Der Zeitraum, in welchen diese spätere klimatische Periode fiel, ist indessen offenbar zu kurz gewesen, als dass gewisse Pflanzen ihre während der spätglazialen Zeit gewonnene Ausbreitung in etwas höherem Grade hätten vervollständigen können. Fig. 35 zeigt z. B. nach T. Å. TENGWALL [105] die heutige Ausbreitung einer der Pflanzen, die der *südlichen* Gruppe angehört.<sup>2</sup> Wie man sieht fällt diese mit dem Gebiet zusammen, in welchem die spätglaziale Lokalvergletscherung ausgebildet ist.

Die Fundplätze der arktischen Flora im Flachland im Süden und Südosten liegen, wie sich zeigt, ausserhalb der besonders markierten Eisrandlinie, die von den südnorwegischen Ra'erna, dem sog. mittelschwedischen Moränenstrich und

<sup>1</sup> Dadurch kamen sie auch im Gegensatz zu der spätglazialen Flora beispielsweise im südlichen Schweden in unmittelbarem Kontakt mit dem inneren Gebirgsgebiet, weshalb sie ohne Schwierigkeiten unter den Klimaverhältnissen fortleben konnten, die die kommende Postglazialzeit charakterisierten. — Die während der grössten Ausbreitung des Inlandeises eisfreien Küstenstrecken wurden jetzt, wie Teile der während spätglazialer Zeit eisfreien, vom Meer bedeckt, wodurch die ursprünglichen Standorte dieser emigrierenden Pflanzen untergingen.

<sup>2</sup> Das ganz südlich gelegene Lokal Vestlefjeld (Telemarken) dürfte nach gütiger Mitteilung von Kand. TENGWALL nicht dazu gehören, weshalb ich es bei der Reproduzierung der Karte nicht aufgenommen. Auch das nördlichste Lokal (Skåkerfjället in Kall) ist vielleicht zweifelhaft. (Vgl. 2, S. 4 Anm.) Weiter habe ich die Karte dadurch vervollständigt, dass ich G. SAMUELSSONS Lokal Finsehögen eingetragen.

Salpausselkä im südlichen Finnland aufgebaut wird.<sup>1</sup> Da die typische arktische Flora auf der einen Seite trotz sehr eingehenden Untersuchungen in vielen weitgestreckten Gebieten (mit der angeführten Ausnahme) innerhalb dieses Moränenstriches vollständig fehlt und auf der anderen Seite sich dicht an denselben anschliesst, so glaube ich mit sehr grosser Wahrscheinlichkeit annehmen zu dürfen, dass die bewusste Eisrandlage die Ausbreitung des Landeises gerade zur Zeit vor dem Aufhören des arktischen Klimas markiert.<sup>2</sup> Daraus geht also hervor, dass die Grenzlagen, die ich auf Grund der Verteilung der lokalen Gletscher feststellen konnte, zeitlich mit Bildungen dieses grossartigen Moränenstrichs zusammenfallen, wie auch, dass die innersten Moränen dieser lokalen Gletscher mit dem bewussten Moränenstrich zusammenzustellen sind.

Nach G. DE GEER geht die mit dem mittelschwedischen

<sup>1</sup> Als nördlichsten der südschwedischen Plätze für arktische Pflanzenfossilien (*Dryas*, *Betula nana*, *B. nana* × *odorata* etc.) ist das Mosjö-Moor (Laxå) anzusprechen [65, S. 694]. Dieser Platz ist der einzige, der — obwohl recht unbedeutend — innerhalb des mittelschwedischen Moränenstriches liegt, was beweist, dass die arktische Flora noch einige Zeit nach dem Klimadurchbruch an günstigen Stellen die Konkurrenz mit den jetzt einwandernden temperierten Pflanzen aushalten konnte. *Betula nana* kommt übrigens noch auf einigen Mooren in Närke vor.

<sup>2</sup> Die besonders schnell eintreffende Klimaverbesserung, die ich für diesen Zeitpunkt im Gebirgsgebiet nachgewiesen, wird deutlich auch durch die pflanzentragenden Ablagerungen im südlichen Schweden abgespiegelt. So hat G. LAGERHEIM Haselnuss- und Ulmenpollen im Schlamm nachgewiesen, der unmittelbar über Dryasführenden Bildungen abgesetzt ist [48]. Durch systematische Untersuchungen über die fossile Waldbaumpollenflora in einer Reihe von Moorprofilen längs einer Linie mitten durch Südschweden von Schonen bis Närke hat L. VON POST [66] diese Beobachtung bekräftigt. So wärmebedürftige Pflanzen wie Erle, Ulme, Linde und Haselnuss sind eingewandert »so gut wie unmittelbar nach dem Verschwinden der Dryasflora und sind in dem ganzen untersuchten Gebiet schon zur Zeit vor der grössten Ausbreitung des Ancylosees vorgekommen«. Funde von Birken und Kiefern schon vor dem Verschwinden der Dryasflora beweisen ebenfalls, dass gewisse arktische Pflanzen noch eine kürzere Zeit nach dem Klimadurchbruch im Kampf mit der temperierten Flora haben existieren können (vgl. den Fund im Mosjö-Moor). — Ebenso wird die Klimaverbesserung auch in der Abschmelzung des Inlandeises in den tiefliegenden Teilen des baltischen Beckens wiedergespiegelt, indem die Rezessionsgeschwindigkeit sich nun nach DE GEER mehr als verdoppelte.

Moränenstrich synchrone Eisrandlage im nördlichen Norwegen über die innersten Teile der grossen Fjorde; der Teil dieser Randlage, die er dort glaubt bestimmen zu können [9, Tafel 1] läuft auch in die unmittelbare Fortsetzung der Grenze, die ich im Amt Nordland ziehen konnte. Weiter hat er [10] gefunden, dass diese Grenze auf den Innenseiten der westnorwegischen Fjorde verlief, was ebenfalls gut mit meiner Deutung übereinstimmt.

Dank DE GEERS geochronologischer Methode und seinen und LIDÉNS Messungen kann auch der wirkliche Zeitpunkt für das Aufhören des arktischen Klimas und der Einbruch des temperierten Klimas bestimmt werden, und dieser scheint nach ihren präliminären Mitteilungen in runder Zahl vor 10 000 Jahren eingetroffen zu sein.

#### 4. Das Inlandeis im nordwestlichen Skandinavien in spätglazialer Zeit.

In der spätglazialen Zeit zog sich das Inlandeis im nordwestlichen Norwegen im Verhältnis zu dem, was im Osten und Süden der Fall war, nur unbedeutend zurück. Die Küstenstrecke, die hier frei gelegt wurde, war nicht die südlichste des Gebietes, welche das Eis fortwährend bedeckt hielt, sondern die innerhalb der Lofotinseln gelegene, über welcher das Inlandeis auch während der Zeit seiner maximalen Ausbreitung relativ dünn war. Deutlich ist hier der Zufluss von Eis vom Inland immer begrenzt gewesen. Das Inlandeis nahm indessen nicht nur an der Peripherie ab, sondern seine Mächtigkeit verringerte sich sowohl am Küstenlande wie auch über den inneren Gebieten,<sup>1</sup> sicherlich in nicht allzu geringem Grad. Dadurch wurde eine bedeutende Anzahl Nunatakken in einer breiten Zone gebildet, die innerhalb derjenigen gelegen ist, die schon während der maximalen Periode der Vergletscherung existierte. Die spät-

<sup>1</sup> Die Verschiebung der Eisscheide nach Westen während dieser Periode habe ich vorher behandelt (s. S. 27).

glaziale Zeit dürfte doch von zu kurzer Dauer gewesen sein, als dass eine Nunatakkskulptur der Art, wie sie sich unter der vorhergehenden Periode ausgebildet hatte, auf diesen hätte zu stande kommen können.

Während dieser Zeit hob sich die marine Grenze, und das Meer begann weitgestreckte Gebiete zu bedecken, welche es während der Zeit vor der maximalen Vergletscherung überragt hatten. Die Verhältnisse, welche nicht näher bekannt sind, wurden dabei in hohem Grade durch die ungleichförmige Niveauveränderung (nach Analogie mit anderen Randgebieten vielleicht wellenförmig fortlaufend) kompliziert, die dieses ganze Gebiet nun durchzumachen hatte und die offenbar durch die fortfahrende Verminderung der Eismassen verursacht war.

Von dieser Abschmelzungszeit rühren einige Schrammen her, die auf den Inseln vor Helgeland beobachtet wurden und welche bedeutend von der sonst hier sehr regelmässig nach Westnordwesten gerichteten Eisbewegung abweichen. So hat K. E. SAHLSTRÖM auf dem nördlichen Dønna Schrammen von Ostnordosten in markierten Tälern beobachtet, die in derselben Richtung streichen [83], und selbst habe ich ähnliche Verhältnisse an den Syv Söstre gefunden (s. S. 43). Die Topographie der Landoberfläche begann also sich bei abnehmender Eismächtigkeit merkbar geltend zu machen, ein Umstand, der während der späteren Abschmelzungsperiode noch deutlicher zu Tage tritt.

Einige Endmoränen, die mit recht grosser Wahrscheinlichkeit von dem Rückzugsstadium des Inlandeises herrühren, unter welchem das postglaziale Klima eingebrochen ist, sind auch im nordwestlichen Skandinavien nachgewiesen worden. Doch ist der Hauptteil des Landgebietes, das um diese Grenze oder ausserhalb derselben liegt, wenig oder für grosse Gebiete überhaupt nicht bekannt.

J. H. L. VOGT hat Beobachtungen über eine Anzahl doppelter Endmoränenbildungen in einigen Fjorden und Tälern des nördlichen Norwegen vorgelegt von denen er glaubt,

dass sie den zwei ausgeprägten Ra-Moränenstrichen des südlichen Norwegen und den beiden Salpausselkä-Linien in Finnland entsprechen [113]. Diese Moränen hätten also das Inlandeis zu der Zeit begrenzt, als der Klimadurchbruch nach meiner Auffassung eintraf.

Die innere Zusammengehörigkeit dieser nordnorwegischen Moränen geht nach VOGT aus dem Abstand zwischen den Doppelmoränen, dem Umstand, dass sie unter einigermaßen entsprechenden Verhältnissen stehen und dem Fehlen von markierten Moränen in den dahinterliegenden Tälern hervor. Der Abstand zwischen den Moränen wechselt zwischen 3 à 4 km und gegen 30 km, wobei eine gewisse Relation zwischen diesem Abstand und der Ausstreckung des Akkumulationsgebietes vorhanden sein sollte. Die Zusammengehörigkeit mit den grossen doppelten Eisrandlinien im Süden gehe nach VOGT daraus hervor, dass das Land dort »ebenfalls im wesentlichsten Teil mit Eis bedeckt war, und es ist deshalb natürlich eine Parallele zwischen der äusseren Ra und den äusseren Moränen — und zwischen der inneren Ra und den inneren Moränen zu ziehen«. Auch die Beziehung zwischen »Abstand und Niederschlagsdistrikt« in Süd-Norwegen sei in runder Zahl dieselbe wie im nördlichen Norwegen.<sup>1</sup> Weiter hebt VOGT hervor, dass man mit logischer Notwendigkeit zwei mit den südnorwegischen gleichartige Moränenstriche »weit draussen in den Fjorden des nördlichen Norwegen« voraussetzen müsse.

Eine Anzahl dieser Moränen kommen im Gebiet, das in dieser Untersuchung behandelt wurde, vor. Der Hauptteil dieser Endmoränen fällt auch innerhalb die Zone, die zwischen den Bergen liegt, auf denen spätglaziale lokale Gletscher nachgewiesen wurden, und denen, auf welchen solche fehlen, ein Umstand, der stark für die Auffassung VOGTS zu sprechen scheint. Die bewussten zwei Gruppen von Obser-

<sup>1</sup> Es dürfte jedoch unthunlich sein, bei einem solchen Inlandeis mit einer im Verhältnis zum Gebirgsgebiet verschobenen Eisscheide die respektiven Drainierungsgebiete der Eisströmungen näher zu berechnen.

vationspunkten liegen indessen weit entfernt von einander, und leider sind noch keine Untersuchungen über die Lokalvergletscherung in der dazwischen liegenden breiten Zone ausgeführt, weshalb die Frage bis auf weiteres bis zu einem gewissen Grade offen steht. Gewisse Moränen, und zwar gerade die bedeutendsten, scheinen indessen diese Eisrandlage wohl markieren zu können. So die von VOGT vom Kaafjord in Alten angeführten, von Kvænangen und vom Kaafjord in Lyngen. Weiter die grossen Moränen innerhalb Salangens, eine von mir observierte Randterrasse bei Musken im Tysfjord, die Moränen bei Finneid und Skjærstad am Saltenfjord, die Moränen im Holandsfjord und einer Anzahl in ihrer Nähe liegender Fjorde. Dagegen scheint es mir auf Grund der Beobachtungen über die lokale Vergletscherung im top. Bl. Narvik weniger sicher, ob die grosse Moräne in Rombaken und die Moränen am Beisfjord und Sjomen hieher zu rechnen sind. Das würde voraussetzen, dass der Ofotfjord ganz vom Eis befreit gewesen wäre, während das Landeis den Bergkomplex im Norden und Süden noch bedeckt hätte. An und für sich ist das wohl auf Grund von Analogien mit z. B. den Randgebieten des grönländischen Inlandeis sehr annehmbar, aber irgendwelche Schrammenbeobachtungen, die eine solche Annahme stützen könnten, sind noch kaum gemacht. Man würde sich auch wohl denken können, dass Partien der Gebirgsgebiete zwischen dem Tysfjord, Sagfjord, Nordfold, Sörfold und Saltenfjord ebenfalls von selbständiger ausgebildeten Loben des Inlandeis bedeckt waren, während die Fjorde selbst frei lagen.

Sicherlich sind aber die von VOGT angeführten Moränen um die inneren Teile des Ranenfjordes und in Drevjebygden jünger und nicht auf diese Periode zurückzuführen.

---

Die Mächtigkeit des Eises über dem Binnenland selbst nahm sicherlich in den spätglazialen Zeiten ab, aber sie war doch immer noch so bedeutend, dass nur die gröberen Züge

der Verteilung der Landmasse sich hier in der Eisbewegung geltend machen konnten. Im Randgebiet selbst trafen indessen teilweise sehr bedeutende Ablenkungen von der vorher herrschenden Bewegungsrichtung ein. So beginnen die grossen Fjorde sehr merkbar einzuwirken. Besonders gut sichtbar ist dies beim Tysfjord, von dem schon seit HÖRBYES Tagen eine grössere Zahl Schrammenbeobachtungen vorliegen. Südlich von seinem westlichen Hauptfjord fand ich, dass die Schrammen geradezu etwas nach Osten abgelenkt waren.

Bei Narvik habe ich zwei Schrammensysteme beobachtet, ein älteres in der Richtung des Vestfjordes nach Westsüdwesten gehend und ein jüngeres in der Richtung des Beisfjordes nach Nordwesten. So findet man hier ungefähr 500 m nordwestlich von der Bahnstation einen weithin sichtbaren hochgewölbten Rundfelsen mit groben Schrammen von S 60°—65°—72° E, welche Richtung in diesem Gebiet mehrerenorts vertreten ist. Der Fels unmittelbar südlich von diesem ist auf seinem planen Oberteil ebenfalls von dieser Richtung her mit Schrammen versehen (S 67° E), während sein in »Lee« liegendes steiles Nordende sehr schöne Schrammen von N 68° E beibehalten hat. Auch neben der Bahnlinie südlich von der Stadt wurden mehrere Felsen mit Schrammen N 68° E beobachtet.

Wie früher hervorgehoben wurde, war die Mächtigkeit des Inlandeises während der grössten Ausbreitung der Vergletscherung vom Svartismassiv an und nach Süden bedeutend grösser als über dem Küstengebiet mehr nordwärts. Dieser Gegensatz wurde nun noch weiter verschärft. Das Eis war während dieser Zeit am kräftigsten über dem Gebiet zwischen dem inneren Teil des Ranenfjordes und dem Rövsvand im Süden ausgebildet.<sup>1</sup> Von hier aus gingen deshalb die Eisbewegungen in Richtungen, wo sich der kleinste Widerstand fand. Nach Norden machte sich ein deutlicher Zug gegen die dort nur unbedeutend von Eis bedeckten Gebiete geltend,

<sup>1</sup> Die Eisfläche lag dort jedoch immer noch tiefer als in den östlicheren Teilen des Gebietes.

wobei die an der Küste gelegenen, mächtigen Svartismassive bei der Ablenkung der Eisströmung beitrugen. Dadurch kam östlich von diesen Massiven ein System nach Norden oder gelegentlich geradezu nach Nordosten gerichteter Schrammen auf. Sie sind auch auf den höchsten Teilen der Berge (bis etwa 1400 m) beobachtet worden, sodass also die Mächtigkeit des Eises doch noch sehr bedeutend war. Diese Schrammen weichen also bedeutend von den älteren sehr regelmässig nach Nordosten gerichteten ab. Ich habe auch Schrammen dieser zwei Systeme gefunden, die sich auf einem Felsen (1200 m ü. M.) ungefähr 1500 m westnordwestlich vom Gipfel 1493 im Stormdalsfjeldet kreuzen. Hier werden einzelne sehr kräftige Schrammen von  $S 31^{\circ} E$  von zahlreichen feineren von  $S 3^{\circ} E$  überquert. — Auch nach der Südwestgrenze dieses Eiscentrums war die Mächtigkeit deutlich bedeutend geringer, was aus mehreren von mir und anderen beobachteten Schrammen hervorgeht, die nach Westsüdwesten gerichtet waren und also eine Eisbewegung anzeigen, die beinahe in rechtem Winkel zu der früheren geht. — Nach Westen war die Bewegung direkter westlich. — Von den inneren Teilen des Gebirgsgebietes liegen dagegen aus Gründen, die ich vorher hervorgehoben, nur wenige Beobachtungen vor, die mit Sicherheit zu den früheren Stadien der Vergletscherung zu rechnen sind.

---

Schliesslich will ich noch einmal scharf hervorheben, dass das Inlandeis unter der ganzen spätglazialen Zeit wie während der Hauptperiode der Vereisung klimatisch bedingt war, weshalb es auch von lokalen Gletschern äquivalent wurde. Die Ausbreitung des Eises spiegelt deshalb treu das Verhältnis zwischen Niederschlag und Abschmelzung wieder, und sein Rückgang wurde während dieser Zeit allein von langsam vor sich gehenden Verschiebungen dieser zwei Faktoren bedingt.

---

### III. Die postglaziale Zeit.

#### 1. Einleitung.

Es waren äusserst eingreifende Veränderungen, die in dem Zeitpunkt eintrafen, da das Inlandeis seine oben geschilderten Grenzlagen verliess. Die Ursachen, die die grosse Vereisung im nördlichen Europa bedingten, haben nun vollständig aufgehört zu wirken. *Die nun kommende Zeitperiode ist deshalb nicht zur Eiszeit zu rechnen.* Das Klima der Eiszeit hat aufgehört, ein temperiertes mit dem heutigen vergleichbares Klima ist eingetreten. Aus diesem Grunde wage ich vorzuschlagen von und mit der Zeit dieses Klimadurchbruches den Anfang *der postglazialen Zeit* zu rechnen. Der Ausdruck *spätglazial* würde also auf den Zeitraum begrenzt, in welchem das Inlandeis sich von seiner Maximumlage bis zu den bewussten Grenzen zurückzog.

Will man gekünstelten und für getrennte Gebiete nicht synchronen Einteilungen der Quartärzeit ausweichen, so müssen die Grenzen wenigstens für seine Hauptperioden gezogen werden, als die grossen regional wirkenden, von den Wechselungen des Klimas bedingten Veränderungen stattfanden. Im Terminus postglazial liegt, meiner Ansicht nach, dass das Klima der Eiszeit aufgehört hat zu wirken; mit dem Eintreffen dieser Veränderung dürfte man den Anfang dieser Periode rechnen. Der schnelle Einbruch dieser Klimaperiode und die Möglichkeit, ihre Wirkungen in weitgestreckten und auch weit ausserhalb des Landeises gelegenen Gebieten so-

wohl mittels unorganischer wie organischer Erscheinungen zu bestimmen, macht sie auch sehr geeignet als Ausgangspunkt für eine generell anwendbare chronologische Einteilung.

Freilich waren in Fennoskandia grosse Gebiete noch eisbedeckt, als der Zeitpunkt eintraf von welchem an ich den Beginn der Postglazialzeit rechnen will, aber das war nur die Folge — und zwar eine ganz natürliche — der *vorhergehenden* Klimaperiode. *Diese Eisdecke war nun nicht mehr wie vorher klimatisch bedingt.* Sie schmilzt auch ab, wie ich im folgenden beweisen werde, unter Verhältnissen, die von dem neuen Klima gestempelt waren und die ganz verschieden von solchen waren, welche eine sanfte und längere Zeit dauernde Klimaverbesserung bedingt. Eine andere klimatische Einwirkung als eine ganz lokale hatte auch die übrigbleibende Eisdecke nicht. Nicht einmal den arktischen Pflanzen konnte sie Möglichkeiten bereiten, sich von ihren vorherigen klimatischen Standorten auf den Ebenen im Süden auf die Berge zurückzuziehen, sondern temperierte Pflanzen des jetzt herrschenden Klimas nahmen unmittelbar Besitz von den bei der Abschmelzung des Eises frei gelegten Gebieten.

Aus obigen Gründen kann ich mich deshalb dem Ausgangspunkt für die postglaziale Zeitrechnung nicht anschliessen, den G. DE GEER eingeführt [7, S. 1146; 8, S. 466], und der von dem Jahr an rechnet, da die Wassermassen in den eisgedämmten Seen in Jämtland schliesslich den abschmelzenden Eisrest im Tal der Indalsälvs durchbrachen. Dieses Jahr eignet sich wohl wie jedes andere aus der Tonmessung ausgewählte als Ausgangspunkt für eine exakte Chronologie, aber gerade von da an den Beginn der *postglazialen Zeit* zu rechnen, scheint mir gekünstelt zu sein. Es war beinahe ein Zufall, wann dieser Durchbruch geschah; von einer Klimaänderung bedingt war er durchaus nicht, und dieses Ereignis ist deshalb spurlos an allen ausserhalb dieses beschränkten hydrographischen Gebietes gelegenen Gegenden vorbeigegangen. Ausser unfassenden Schichtmessungen, welche überdies nur in gewissen Teilen von gewissen Flusstälern

möglich sind, ist es auch unmöglich auch nur annäherungsweise dieses Jahr für getrennte Punkte zu finden. Irgendein praktischer Vorteil, die bewusste Episode im Indalen als Ausgangspunkt für eine so bedeutende Periode in der Geschichte der Erde, wie die postglaziale Zeit ist, zu wählen, scheint mir deshalb nicht vorzuliegen. Obwohl Fennoskandia zur Zeit des Durchbruchs im Indalen eisfreier war als im Zeitpunkt, den ich für geeignet halte als Anfang der postglazialen Zeitrechnung zu gelten, waren doch auch damals höchst ansehnliche Reste des Inlandeises übrig. Ein Nachteil ist indessen bei DE GEERS Einteilung, dass die Ausbreitung von Landeisresten in verschiedenen Teilen Skandinaviens bei der bewussten Gelegenheit nicht bestimmt ist und sich auch schwerlich mit irgendwelcher Sicherheit für die Teile des Gebirgsgebietes bestimmen lässt, welche ausser dem Bereich der Tonuntersuchungen liegen.

Als Grund, dass er seine finiglaziale Periode trotz des milden Klimas, das deutlich herrschte, zur *Eiszeit* stellt, führt DE GEER folgendes an: »Wenn deshalb das Klima während der finiglazialen Periode auf der einen Seite so mild war, dass es die Einwanderung von Pflanzen und Tieren von relativ zarten Formen erlaubte, die man kaum erwartet in einem Land mit einer noch ganz bedeutenden Vergletscherung zu finden und die man in der Tat oft genug ohne weiteres als postglazial bezeichnet, so muss man sich auf der anderen Seite erinnern, dass beinahe alle die glazialen Bildungen, die von dem weitaus grössten Teil von ganz Fennoskandia beschrieben worden sind und die u. a. die stattlichsten Osgegenden umfassen, die man überhaupt kennt, gerade in dieser Periode sich entwickelt haben, die deshalb notwendigerweise zur Eiszeit gerechnet werden muss, wenn auch zum letzten Teil derselben» [9, S. 195].

Es scheint mir doch unmöglich auf Grund des Charakters von *Ablagerungen*, die in gewissen Gebieten glazial sind und mit Übergehen der im übrigen herrschenden Verhältnisse eine Zeiteinteilung zu gründen, die generell anwendbar sein

soll. Auch heute werden vielerorts glaziale Ablagerungen gebildet, ohne dass jemand wünscht diese Periode einer anderen als der postglazialen zuzuzählen. So findet das in einem Masstab in arktischen und antarktischen Gebieten statt, der mit den Eiszeitverhältnissen in unsern Gegenden vergleichbar ist. Aber auch für diese Gegenden hat man mit spät- und postglazialen Zeitperioden ebenso gut wie mit Eiszeiten zu rechnen.

Schon vorher hat H. MUNTHE DE GEERS Einteilung verworfen, sofern sie den Zeitpunkt für das Ende der Eiszeit und den Anfang der Postglazialzeit berührt, aus dem Grunde, weil das Schlusstadium (DE GEERS finiglaziale Zeit) eine Zeit umfassen würde, die geradezu wärmer als die heutige war [59; 60]. — In dieser Diskussion hat weiter R. LIDÉN teilgenommen [55]. Er hält dafür, dass die Termini glazial und postglazial »nur in *morphologischer* Bedeutung» verwendet werden sollen. Also postglazial sind die Ablagerungen, »die über den in einem gewissen Gebiet zuletzt abgesetzten Moränen oder glaziofluvialen Bildungen liegen» und präglazial diejenigen, »die unter den lokal ältesten Sedimenten liegen». — Irgend ein Grund die Verhältnisse derart zu verwirren, dass man die seit altem rein chronologisch gebrauchten Termini so anwendet, scheint mir nicht vorzuliegen: hier sind die Ausdrücke *supraglazial* und *subglazial* gegeben. LIDÉNS Äusserung, »die Postglazialzeit, die früher als Terminus im Zusammenhang mit der spätglazialen Periode angewendet wurde, sei wie diese an verschiedenen Stellen zu verschiedenen Zeiten eingetreten, je nachdem die Eiskante wich und könne deshalb nicht eine exakte Zeitperiode bezeichnen, da sie weder durch besondere klimatische oder physisch-geographische Verhältnisse ausgezeichnet war», kann ich mich, wie aus dem Vorhergehenden hervorgeht, durchaus nicht anschliessen. Es ist für die Durchführung einer auf Klimaänderungen begründeten Chronologie vollständig gleichgültig, ob gewisse Partien von Eis bedeckt waren oder nicht:

diese Klimaperioden trafen dennoch gleichzeitig auf dem ganzen Gebiet ein.

In letzter Zeit hat L. v. Post [66, S. 389] mit Rücksicht auf den allgemeinen Verlauf der Vegetations-Entwicklung in Südschweden, für die Zeit »nach der spätglazialen Klima-verbesserung« den Terminus »postarktisch« vorgeschlagen. Für das betreffende Gebiet ist der Ausdruck natürlich sehr geeignet, aber strebt man darnach eine Einteilung der Quartärzeit zu finden, die generell anwendbar sein soll, so taugt er nicht. So kann man für arktische oder antarktische Gebiete nicht von einem »postarktischen« Klima sprechen und auch kaum bei der Behandlung von Vergletscherungen äquatorialer Gegenden. *Für sämtliche einmal vergletscherten Gebiete der Erde eignen sich dagegen die alten Termini Eiszeit, spätglaziale Zeit und postglaziale Zeit, welche sich direkt auf die klimatisch bedingten Grössenveränderungen der Gletscher während der Quartärperiode beziehen.*

## 2. Die schliessliche Abschmelzung des Inlandeises.

Zur Zeit, da die postglaziale Periode ihren Anfang nahm, war noch der grössere Teil von Fennoskandia von Eis bedeckt (Fig. 34). Diese Vereisung war indessen ein getreuer Ausdruck des arktischen Klimate der *vorhergehenden* Periode und spiegelte durchaus nicht das jetzt eingebrochene temperierte Klima wieder. Aus diesem Grunde stempeln besonders eigentümliche Verhältnisse die kommende glaziale Entwicklung.

Die Grösse eines Gletschers wird durch das Verhältnis zwischen Akkumulation und Abschmelzung bedingt, wobei ein Gletscher sich stets so schnell wie möglich den Verschiebungen zwischen diesen Faktoren, welche die Klimaveränderungen verursachen, anpasst. Die Gleichgewichtslage trifft jedoch aus natürlichen Gründen nicht augenblicklich ein, sondern das *Zeitmoment* spielt immer eine gewisse Rolle. *Für das*

*skandinavische Landeis spielt nun dieses Moment wegen der kolossalen Eisanhäufung eine dominierende Rolle.*

Wäre die postglaziale Klimaverbesserung nicht so schnell hereingebrochen, sondern wäre die Veränderung des Klimas ganz langsam und regelmässig vor sich gegangen, wie das unter der spätglazialen Zeit der Fall war, so wäre die fortgesetzte Abschmelzung des Inlandeises nicht unter den eigentümlichen, um nicht zu sagen abnormen Formen vor sich gegangen, die in der Tat eintrafen. Das Landeis hätte dann die Entwicklungsstadien, die es in der Anfangsperiode der Vereisung durchmachte in gerade entgegengesetzter Ordnung durchlaufen. Es würde dann unter einem mässigen Abnehmen an Mächtigkeit in seinen Randgebieten immer mehr zusammengeschmolzen sein, und zwar (wie in der spätglazialen Zeit) in grösster Ausstreckung auf dem Flachland im Süden und Osten. Im Küstengebiet im Westen wären auch immer neue Berge von der Eisdecke frei geworden, auf denen sich lokale Gletscher äquivalent mit den verschiedenen Rückzugsstadien des Inlandeises ausgebildet hätten. Die Eisscheide würde sich schliesslich ganz in die Berge zurückgezogen und das Eis so in zahlreiche fortwährend klimatisch bedingte grössere und kleinere Partien aufgeteilt haben, welche in normaler Weise um die relativ hohen Bergmassive sich verteilt hätten. Eine ausgebreitete Lokalvergletscherung würde auf diese Weise der zusammenhängenden Eisdecke gefolgt sein. Diese wäre schliesslich ganz kontinuierlich in die heutigen Gletscher übergegangen.

Die Entwicklung wurde aber in ganz andere Bahnen geleitet. Die Ursache dafür bestand darin, dass die zwei ganz getrennten Klimatypen, welche die beiden extremen Stadien in der Entwicklung dieser Vergletscherung bedingten — das *Anfangsstadium*, das die höchst bedeutende Ausbreitung des Landeises am Ende der spätglazialen Zeit war, und das *Endstadium*, das in einer Vergletscherung bestand, die nicht grösser war als die heutige — zeitlich einander zu nahe lagen. In der Tat scheint die Klimaveränderung mit so gros-

ser Schnelligkeit vor sich gegangen zu sein, dass man mit Fug und Recht von einem beinahe katastrophentartigen Klimadurchbruch sprechen kann.<sup>1</sup> Es ist unter diesen Umständen nicht verwunderlich, dass die äusserst mächtige Eismasse, die am Ende der spätglazialen Zeit die zentralen Teile von Fennoskandia bedeckte, sich nicht unter normalen Abschmelzungsverhältnissen ins Berggebiet zurückziehen und kontinuierlich in die verhältnismässig unbedeutenden Eisansammlungen übergehen konnte, die die heutige Vergletscherung aufweist. Das Abschmelzen des Landeises kann deshalb nicht mehr mit dem Rückzug eines Gletschers im gewöhnlichen Sinne verglichen werden, sondern eher mit den Abschmelzungsverhältnissen, unter welchen ein »Eishaufe« in einem warmen Sommer vernichtet wird.

Der Rückzug wird nun dadurch charakterisiert, dass die *Abschmelzung* ungeheuer zunimmt. Diese ging auch nicht

---

<sup>1</sup> Dass der Klimawechsel von dieser gewaltsamen Natur war, muss seine Ursache in besonderen Verhältnissen gehabt haben, die gerade für dieses Gebiet charakteristisch waren, denn es scheint kein Grund zur Annahme vorzuliegen, dass die Mehrzahl der übrigen vergletscherten Gebiete sich ebenso schnell verändert haben. Wir müssen deshalb ausser der für die ganze Erde gemeinsam eintretenden und relativ ruhig verlaufenden Klimaverbesserung hier noch mit einem lokalen Faktor rechnen. Dieser scheint mir in gerade zu dieser Zeit vor sich gehenden Veränderungen in der Bahn des Golfstroms und im Zusammenhang damit eintretenden Veränderungen in der Luftdruckverteilung über dem Nordatlantik zu suchen zu sein. Während der Eiszeit war das Nordmeer wegen der damaligen höheren Lage des Wyville-Thomsonrückens im Verhältnis zur Meeresoberfläche von den südlicheren Teilen des atlantischen Ozeans abgesperrt, weshalb das warme Golfstromwasser am Eindringen gehindert wurde. Als dieses Hindernis später wegfiel und die heutige Verbindung geöffnet wurde, wurden deswegen auf einmal diesem nördlichen Meeresbassin gewaltige Wärmemengen zugeführt, was seinerseits unmittelbar und auf das kräftigste u. a. auf die klimatischen Verhältnisse über Skandinavien wie auch auf die übrigen um den Nordatlantik gelegenen Gebiete einwirkte. Die Folgen davon waren u. a. die oben geschilderten. Das Eindringen des Golfstromes in das Nordmeer und die beginnende Absetzung des Glocerinaschlammes dort, dürfte deshalb auf die Zeit zu verlegen sein, da das Inlandeis die mittelschwedischen Moränen verliess oder etwa 8 000 Jahre v. Chr. — Auch die Klimaveränderungen, die für die Postglazialzeit in Nordeuropa nachgewiesen sind, dürften mit recht grosser Wahrscheinlichkeit von Veränderung im hydrographischen Zustand des Nordmeeres verursacht sein.

wie unter normalen Verhältnissen nur in tiefer gelegenen Randgebieten vor sich, sondern auf der ganzen oder so gut wie der ganzen Oberfläche des Landeises. Die *Akkumulation* dagegen, die vorher das Landeis unterhalten hat, hörte dagegen praktisch genommen vollständig auf, da nur die unbedeutenden Gebiete, die über eine Vergletscherungsgrenze reichten, deren Höhe nicht geringer war als die heutige, Schneeüberschuss auszufällen vermochten. Das Resultat davon war, ausser einer schnellen Retardation in sämtlichen Randgebieten, *eine auch von oben vor sich gehende rasche Zusammenschmelzung der Eismasse.*

Ein besonders bedeutungsvolles Ergebnis hatte dieser eigentümliche Abschmelzungsverlauf auf der *Eisscheide*. Während diese, wie vorher hervorgehoben wurde, bei einer normal verlaufenden Entwicklung ständige Verschiebung durchläuft und bei der schliesslichen Abschmelzung ganz in das Gebiet des Hochgebirges zurückgegangen wäre, liegt sie jetzt während der kommenden Periode fortwährend in der Lage, die sie am Ende der spätglazialen Zeit einnahm.<sup>1</sup> Die Ursache dafür liegt darin, dass die Regeneration der Eismasse mit dem Aufhören der Akkumulation vollständig zum Stehen kommt. Während die Lage der Eisscheide während der grossen Vereisungszeit wie während der spätglazialen Periode in voller Harmonie mit dem herrschenden Klima war, *wird ihre Ausbildung und Lage jetzt einzig und allein durch die vorhandene Eismagazinierung bedingt.* Von da, wo die grösste und tiefste Eismasse nun ein für alle mal angehäuft war (also an der am Ende der spätglazialen Zeit bestehenden Eisscheide), ging die Eisbewegung fortwährend aus, so lange die Mächtigkeit des Eises noch so gross war, dass Verschiebungen in Masse stattfinden mussten. Bei der immer fortgesetzten Abschmelzung war die natürliche Folge

<sup>1</sup> Doch traten in gewissen Partien der Eisscheide gegen Ende der Abschmelzungsperiode Lageveränderungen ein, welche dadurch bedingt waren, dass die rein mechanischen Gleichgewichtsverhältnisse im Verlauf der Abschmelzung gestört wurden.

die, dass das Eis gerade an der Eisscheide am längsten liegen blieb; was seinerseits die Ausbildung der eigentümlichen eisgedämmten Seen mit sich führte, die grosse Teile des gegen Osten drainierten Berggebietes auszeichnen.

Die Eismasse, die bei Einbruch der postglazialen Zeit den Hauptteil Skandinaviens bedeckte, ist also nicht mehr als ein Gletscher im gewöhnlichen Sinne zu betrachten. Eine »tote« Eisdecke war es indessen bei weitem nicht; noch bis in die letzte Zeit ging in der Eismasse auf Grund des bedeutenden Druckes dasselbe Gleiten nach den Gebieten mit dem geringsten Widerstand vor sich, das den echten Gletscher kennzeichnet. Dieselben Folgeerscheinungen liegen deshalb auch hier vor: die Felsen werden geschliffen und geschrammt, Moränen werden transportiert und abgelagert usw.<sup>1</sup> War also der rein mechanische Effekt noch immer derselbe, wie während der Zeit, da die Ausbildung des Inlandeises klimatisch bedingt war, so war doch wie gesagt die Grundursache der Bewegung der Eismasse jetzt nicht ein jährlich ausgefallter Schneeüberschuss, sondern sie lag darin, dass eine so bedeutende Eismagazinierung stattgefunden hatte.<sup>2</sup>

Die Grösse der Eisquantität, die jährlich abschmolz, hat während der mehreren tausend Jahre, die das Abschmelzen in Anspruch nahm, nicht unwesentliche Veränderungen erfahren. Dass indessen bei irgendeiner Gelegenheit irgendwelche *Zunahme* dieser Eismasse während der postglazialen Zeit stattgefunden, ist dagegen absolut ausgeschlossen; denn gemäss den Gesetzen für den Haushalt der Gletscher muss der Impuls dazu vom Gebiet der Hochgebirge ausgegangen und deshalb auch dort registriert worden sein. Bei den Gelegenheiten, wo man also im vorliegenden Gebiet Moränen

---

<sup>1</sup> Auf Grund der ungeheuer vermehrten Abschmelzung gewinnen nun die fluvioglazialen Bildungen wie z. B. die Osen höchst bedeutend stärkeren Einfluss auf die Ausbildung der glazialen Landschaft. (Vgl. das Zitat DE GEERS S. 103.)

<sup>2</sup> Unter analogen Verhältnissen schmolz auch das nordamerikanische Inlandeis ab, was beweist, dass der Klimadurchbruch nicht allein auf Nord-europa beschränkt war.

antrifft, die über etwas früher abgesetzten Sedimenten lagern, ist das Vorrücken der Eiskante, den dieses Verhältnis anzeigt, zweifelsohne als eine durch rein mechanische Gründe verursachte Veränderung in der Gleichgewichtslage der Eisreste zu deuten.

Bei Betrachtung der Verhältnisse, unter welchen das Landeis in dem Bereich abschmolz, welchen die vorliegende Abhandlung vorzugsweise berührt und der auf Tafel 1 aufgenommen ist, hat man zwei Gebiete auseinanderzuhalten, ein südliches und ein nördliches, in denen die Entwicklung nach getrennten Bahnen verlief. Die Ursache dieser Verschiedenheit lag darin, dass die grösste Eisanhäufung — oder mit anderen Worten die Zone, die man Eisscheide nennt — bei Einbruch der postglazialen Zeit in diesen Gebieten in Verhältnis zum Hochgebirgsgebiet verschieden gelegen war. In dem südlichen Teil, der sich nach Norden nach dem Sulitelma-Sarekmassiv erstreckt, lag die Eisscheide östlich und ausserhalb des Berggebietes; die letzte Phase der Abschmelzung spielte sich deshalb ausserhalb desselben ab. In dem nördlich gelegenen Gebiet, welches bis über die Torneträskgegend erforscht ist, hatte sich die mächtigste Eisansammlung zu dieser Zeit bereits über das Berggebiet zurückgezogen; deshalb schmolzen die letzten Reste in den Hochgebirgstälern und nicht über dem Tiefland im Osten. Da, wie ich früher hervorgehoben, die Lage der Eisscheide im Verhältnis zum Hochgebirge in intimum Zusammenhang mit der Ausbreitung und Masse des Inlandeises stand, scheint die Ursache der oben genannten Verschiedenheit der beiden Gebiete mit der absehwert unbedeutenderen Anhäufung des Eises zusammengehört zu haben, die gegen das Ende der spätglazialen Zeit über dem Küstengebiet nördlich vom Svartismassiv vorlag. Hier war nämlich, wie früher nachgewiesen wurde, eine bedeutende Strecke der Küste schon vom Inlandeis freigeschmol-

zen, während diese den südlichen Teil des Gebietes noch vollständig deckte.

Da das Zurückweichen des Landeises während eines auch von oben her vor sich gehenden Zusammenschmelzens der Eismasse stattfand, bestand ein für das ganze Gebiet gemeinsamer Zug darin, dass die einzelnen Berge früher freischmolzen, bevor die benachbarten Talsohlen eisfrei wurden.

Im südlichen Gebiet sind die Verhältnisse sehr klar, und irgend eine Schwierigkeit bei der Deutung der Beobachtungen liegt nicht vor. Die Einwirkung, die die Topographie schon in der spätglazialen Zeit auf die Eisbewegungen zu haben begann, wurde nun beim Dünnerwerden des Landeises noch grösser. Als allgemeine Regel gilt deshalb, dass diese in den Randpartien des Eises beim Zurückrücken genau den Talsystemen folgten; auch recht unbedeutende Hindernisse verursachten bedeutende Ablenkungen. Die Bewegung ging jedoch immer von den Gebieten aus, in denen die grösste Eisansammlung lag und also im grossen gesehen gegen den Ozean, wodurch sie auch in grossen Teilen gegen die Neigung des Bodens stattfand.

Dieses südliche Gebiet wird am besten in zwei Teile geteilt, welche durch die Hauptwasserscheide getrennt sind, die ungefähr längs der Reichsgrenze verläuft. Der östlich gelegene erhält sein Gepräge vor allem durch die grossen Eis-seesysteme, die, aufgedämmt durch den nach der Eisscheide zurückrückenden Eisrest, über den Pass der Wasserscheiden drainiert wurden.<sup>1</sup> Östlich von der Hauptwasserscheide finden sich darum reichliche Sand- und Tonablagerungen, was der Landschaft ein anderes Gepräge aufdrückt als das Gebiet im Westen, wo solche Ablagerungen im allgemeinen über der marinen Grenze fehlen. Auch die Osen, die auf der norwegischen Seite vollständig fehlen, finden sich hier in den Tälern ausgebildet.

---

<sup>1</sup> Diese liegen deshalb freigespült von allem Losmaterial und sind auch in der Regel kanjonartig ausskulptiert.

Auf der Karte Tafel 1 habe ich nach GAVELIN die von ihm untersuchten Eisseen eingelegt<sup>1</sup> [28]. Ausser diesen sind zweifelsohne eine Anzahl grösserer und kleinerer Eisseen auch in den übrigen Talstrichen ausgebildet gewesen, obwohl hierüber bisher keine Untersuchungen vorliegen. Von besonderem Interesse wäre natürlich eine Klarlegung der Verhältnisse im Grenzgebiet nach Norden, dem Tal des Piteålv und seiner Quellseen, von welchem weitgestreckten Gebiet indessen nähere Mitteilungen fehlen.

Auch wenn die Ostseite der Hauptwasserscheide das Eiseseeland *par préférence* ist, so hat doch auch auf der Westseite Eisdämmung stattgefunden, wo der freie Ablauf des Schmelzwassers verhindert wurde. Die am weitesten im Norden beobachteten Eisseen sind hier die von REKSTAD beschriebenen von Bjellaadalen [79]. Auf der Nordostseite der Oksinder hat weiter HOEL einige Strandlinien beobachtet, welche jedoch nicht von einem grösseren Eissee herzurühren scheinen, sondern von irgendwelchen ganz unbedeutenden Nuna-takkseen [42]. Westlich vom Rösvaltnet fand ich zwischen dem Brurskanken und Gjeitind schön ausgebildete Strandlinien eines kleinen Eisesees, der nach Norden über den Pass 813 m (»Gjeitindskaret») zwischen diesen Bergen drainiert wurde. Der flache Klippenpass war, wie dies in der Regel der Fall zu sein scheint, von einem ausgeprägten Kanjon durchschnitten. Da man hier schwerlich voraussetzen kann, dass das Landeis zur Zeit der vollständigen Eisbedeckung des Gebietes subglazial über diese Passage drainiert wurde, dürfte dieses Kanjon vollständig während der kurzen Zeit ausskulptiert worden sein, da der bewusste eisgedämmte See existierte und zwar durch dessen Ablaufwasser. Schliesslich hat OXAAL gefunden [61], dass das Gebiet um das südlich von den Börgefjällen gelegene Jengelvattnet von einem von Süden aufgedämmten kleinen Eissee eingenommen worden war.

<sup>1</sup> Selbst habe ich im bewussten Gebiet östlich von der Wasserscheide nur die Gegend um das Stora Umevattnet besucht.

Der gemeinsame Zug dieser westlich von der Hauptwasserscheide gelegenen Eisseen besteht darin, dass die Aufdämmung von Süden aus geschehen ist. Dieses Verhältnis ist von grossem Interesse, da es zeigt, dass das Landeis in diesem Teil Norwegens von Norden abschmolz, was seinerseits deutlich seinen Grund in der früher in dieser Arbeit nachgewiesenen grösseren Eisanhäufung hatte, die über den südlichen Teilen des bewussten Gebietes stattgefunden hatte.

In dem nördlich gelegenen Gebiet, wo die Eisscheide über dem Hochgebirgsgebiet lag, in welchem deshalb auch die letzten Eisreste abschmolzen, finden sich auch bedeutende Teile, welche noch wenig oder durchaus nicht erforscht sind. So ist es der Fall mit dem Grenzgebiet nach Süden und Südwesten, wie auch mit der zum grossen Teil noch nicht topographisch aufgenommenen Partie auf der norwegischen Seite der Grenze, die zwischen dem Tysfjord und der Reichsgrenze liegt; überdies liegen noch keine Angaben über die inneren Teile des Amtes Tromsø vor, die im Norden an das Tal des Torneträks grenzen.

Dass die endliche Abschmelzung des Inlandeises hier im Hochgebirgsgebiet und nicht wie bisher allgemein angenommen wurde über dem Urberggebiet im Osten vor sich gegangen, geht deutlich aus mehreren Umständen hervor. So zeigen die Eisbewegungen in den inneren Teilen der weitgestreckten Bergmassive nicht wie in den südlicheren Teilen irgendeine gemeinsame Neigung in der Richtung nach dem atlantischen Ozean, sondern sie verlaufen in den verschiedensten Richtungen der Windrose. Im grossen gesehen folgt die Eisbewegung stets den Richtungen der Haupttäler, obwohl sie nicht selten in entgegengesetzter Richtung zu ihrer Neigung verläuft.

Wie aus Tafel 1 hervorgeht, zeigt es sich weiter, dass die Eisbewegung in diesem Gebiet am Ost-Rand des Hochgebirges *von* diesem *gegen* das tiefer liegende Urbergsgebiet gerichtet gewesen ist und nicht umgekehrt wie das im Süden der Fall war. Die bewusste Eisbewegung war in den nörd-

lichen Teilen des Gebietes stark nach Norden abgelenkt, eine deutliche Folge der geringen Ausbreitung, die das Landeis gegen Ende der Abschmelzungszeit nach dieser Richtung hatte; gegen Süden scheint die Eisbewegung dagegen hauptsächlich nach Südosten abgelenkt gewesen zu sein.

Die schliessliche Abschmelzung ging deutlich auch in diesem Gebiet im grossen gesehen von Norden nach Süden. Die zwei breiten Talstriche, die von dem Torneträsk und den Quellseen der Stora Luleälv eingenommen worden und die in südost-nordwestlicher Richtung das östlich von der Hauptwasserscheide gelegene Gebiet durchdrängen, wurden deshalb früher von der Eisdecke befreit als die südlich benachbarten Hochgebirge. Da ihre westlichen Partien auch früher freischmolzen als die östlichen, wurden diese Talstriche von Osten aufgedämmt und mit grossen Eisseen angefüllt, welche über die Pässe der Hauptwasserscheide nach dem Atlantischen Ozean dräniert wurden. Dass die Hochgebirgsgebiete zur Zeit der Ausbildung dieser Eisseen noch von Eis bedeckt waren, geht deutlich aus den gewaltigen Delta hervor, die sich mehrerenorts in diesen bildeten. Diese relativ hoch über den heutigen Seeoberflächen liegenden Delta, die als ebene und oft sehr ausgedehnte Terrassen ausgebildet sind, wurden an den Mündungen der grösseren hinzutretenden Talstrichen, wo das Schmelzwasser der Eismassen in die Bergtäler drang, zu Eisseeberflächen ausgebaut. Von der ausserordentlich bedeutenden Quantität und dem grossen Transportvermögen dieser Wassermassen zeugt das oft sehr grobblockige Material, aus dem die Terrassen zum grossen Teil aufgebaut sind. Heute fliessen im allgemeinen nur ganz unbedeutende Bäche nach diesen Deltas. Sehr elegant tritt das bewusste relative Altersverhältnis zwischen den Inlandeisresten des Hochgebirges und diesen grossen eisgedämmten Seen beim Stora Luleälv hervor, indem J. FRÖDIN dort nachweisen konnte, dass der im östlichsten Teil des Sarekgebietes von *Westen* und also von Eismassen der Hochgebirge aufgedämmte Petsaure (Ausuts-)Eissee noch während des letzten

Stadiums (Langasstadium) des Luleeissees existierte. Fehlerhaft nimmt FRÖDIN jedoch an, dass der Petsaureissee von »einem wirklichen Gletscher, der durch beständige Zufuhr von neuem Eis im stande war, den Eisdamm zu unterhalten« eingedämmt worden sei, wie auch, dass erst eine besondere »Klimaverbesserung sowohl dem letzten östlichen Rest des Inlandeises wie auch den grossen Eismassen der Hochgebirge ein Ende machte« [20, S. 186].

Eine bedeutungsvolle Konsequenz des Umstandes, dass das Eis während der letzten Abschmelzungszeit am mächtigsten über den Berggebieten angehäuft war und dass die Eisbewegungen deshalb auch *von* diesen und nicht *gegen* sie gegangen war, sehen wir darin, dass mit Ausnahme der oben genannten zwei grossen Eisseesysteme eisgedämmte Seen dieses Typus, der in den südlicheren Berggegenden so reichlich vertreten war, sich in den bewussten Gebieten nur ausnahmsweise ausbilden konnten. Eine Anzahl der Eisseen, die GAVELIN schematisch auf der Übersichtskarte, welche seiner früher erwähnten Arbeit beigelegt ist [28, Vorsetzblatt], nach den Angaben von SVENONIUS und SJÖGREN eingetragen hat, haben deshalb nicht existiert. Selbst habe ich in der Lappmark Jukkasjärvi Gelegenheit gehabt festzustellen, dass solche Eisseen im Tal des Allesjokk, Vistasvagge,<sup>1</sup> Ladtjovagge<sup>2</sup> und Tjäktjavagge sich nicht fanden. Auch in den Tälern des Kirsasjokk, Kajtumälven, Situädnos und Rapaädnos können solche nicht vorgekommen sein, wie sie auch, wie GAVELIN selbst nachgewiesen hat [28; 25, S. 419], im Tal des Lilla Luleälvs fehlen.

Gelegentlich kommen indessen hier in den Bergtälern alte Uferbildungen eines Typus vor, der von demjenigen abweicht, welcher von normal ausgebildeten Eisseen herrührt. Diese bestehen aus zahlreichen, dicht übereinander liegenden Uferlinien, die sich auf den höher gelegenen Partien der

<sup>1</sup> »vagge« (lappisch) = Talgang.

<sup>2</sup> Der von SVENONIUS [98, S. 174] erwähnte »Paittas-Eissee« hat nicht existiert.

Talseiten gebildet haben (Fig. 36). Ihre Länge ist indessen immer relativ unbedeutend, sie scheinen in der Regel nur auf der einen Seite eines Tales vorzukommen und korrespondieren nicht mit den Passhöhen wie die grossen Eisseen. Sie sind als Uferbildungen relativ unbedeutender Wassersammlungen zu deuten, die längs der Seiten der in den Talgängen liegenden Eismassen sich ausgebildet, deren allmähliches Zusammenschmelzen bewirkte, dass eine grosse Anzahl



O. SJÖGREN phot.

Fig. 36. Eisseelinien im Ladtjovagge. Nach GAVELIN [28].

dicht über einander liegender Uferniveaus zur Ausbildung gelangten<sup>1</sup> (Fig. 36 und 38). Im Kebnekaisegebiet sind Uferlinien solcher marginaler Eisseen an der Waldgrenze und über derselben in den äussersten Teilen des Ladtjovagge<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Dies im Unterschied zu dem, was bei Eisseen der Fall war, welche gegen den Rand eines zurückweichenden Landeises aufgedämmt wurden, wo nur einzelne, aber über weitgestreckte Gebiete verteilte Uferniveaus ausgebildet wurden, die mit einander und mit den Passhöhen korrespondieren.

<sup>2</sup> Eine recht eigentümliche Bildung, die deutlich auch im eisgedämmtten Wasser dieser Natur abgesetzt wurde, habe ich im oberen Teil des Ladtjovagge, östlich von dem kleinen See 767 m Höhe beobachtet. Auf der Nordseite des Skartaåive liegen auf der Talsohle die Reste einer etwa 8 m hohen Terrasse, welche mit deutlicher Schichtung aus recht bedeutenden Schieferschollen aufgebaut ist (Fig. 37).

(auf seiner Südseite, östlich vom Juovare; Fig. 36) und des Vistasvagge (auf seiner Ostseite, nordwestlich vom Tupmastjåkko) beobachtet worden. HAMBERG, der diese Bildungen zuerst beobachtet und gedeutet hat, führt sie von mehreren Stellen des Sarekgebietes an [34, S. 415], wie auch GAVELIN von den Tälern des Lilla Luleälvs [25, S. 419].<sup>1</sup>

Was man bisher über die schliesslichen Bewegungsrichtungen der Eisreste im nördlichen Hochgebirge Lapplands weiss,

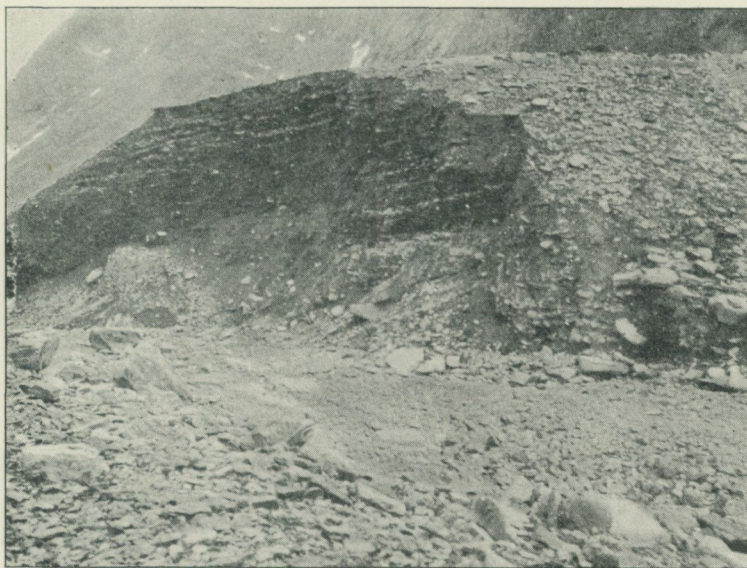


Fig. 37. Geschichtete Ablagerung im Ladtvogge.

lässt sich auf Grund von Beobachtungen über Schrammen und Moränen auf folgende Weise zusammenfassen.

<sup>1</sup> Wie vorher hervorgehoben wurde (S. 26, Anm. 2), war die Eisscheide im Hauptteil des südlichen Norwegens nie verschoben worden, sondern war während der ganzen Vereisung auf dem Hochgebirgsgebiet ausgebildet gewesen. Deshalb ging auch die letzte Abschmelzung in diesem vor sich, auch die letzten Eisbewegungen gingen vom Berggebiet aus, wie das in den oben behandelten Gebieten der Fall war. Aus diesem Grunde bildeten sich auch in diesem Gebiete keine grossen Eisseen des normalen Typus aus. Dagegen liegen auch von den Hochgebirgstälern des südlichen Norwegen Beobachtungen von Uferlinien von Randseen des oben erwähnten Ursprungs vor, wie aus Fig. 38 hervorgeht (nach REKSTAD 75, Tafel V Fig. 2).

In das Gebiet zwischen Ladtjovagge und den gleich südlich vom Torneträsk gelegenen Bergen, das ich zum grossen Teil aus eigenen Beobachtungen kenne, bewegte sich das Eis in östlicher Richtung vom Innern des Berggebietes nach dem Urbergsterrain. Das geht klar aus den Orientierungen der Rundfelsen und Schrammen in und ausserhalb der grossen Täler hervor, die von Osten in das Hochgebirgsgebiet drängen, nämlich dem Ladtjovagge und den Tälern



Fig. 38. Eisseelinien in Jotunheimen. Nach REKSTAD [75].

des Levasjokk und Allesjokk; ein mächtiger Eisstrom floss auch längs des Vistasvagge. Im Ladtjovagge hat schon FREDHOLM 1884 eine Anzahl nach Osten gerichteter Schrammen beobachtet [18], und später wurden hier übereinstimmende Beobachtungen vom Verf. und von TANNER [104] gemacht. Besonders schön wird die bewusste Eisbewegungsrichtung auf dem südlich vom Kebnetjåkko drunten in der Talsohle liegenden Felsenhügel (auf der topographischen Karte deutlich markiert) beobachtet, indem dieser einen ungeheuren von Westen abgeschliffenen, mit Schrammen von

N  $87^{\circ}$  W übersäten Rundfelsen bildet (s. Fig. 39). Am Levasjokk hat TANNER (a. a. O., S. 210) ausser Schrammen, die zeigen, dass das Eis dem Tal nach Osten folgte, auch Endmoränen des nach Westen abschmelzenden Landeises (von ihm jedoch fehlerhaft als Ablagerungen eines lokalen Gletschers gedeutet) beobachtet. Am westlichen Ende des Rautasjärvi hat TANNER ebenfalls eine Schrammenbeobachtung, die eine in östlicher Richtung gehende Eisbewegung anzeigt.



Verf. phot. 29. Juli 1917.

Fig. 39. Vom Westen rundgeschliffener Felshügel im Ladtjovagge.

Der Eisstrom durch das Ladtjovagge stand im Westen in Verbindung mit einem mächtigen längs des Tjäktjavagge nach Süden gehenden Eisstroms. Dieser drang hoch über den in ost-westlicher Richtung laufenden Pass zwischen diesen beiden Tälern, schliff die Felsrücken rund, die den Passpunkt durchqueren (auf einer Höhe von 845 m) und schrammte sie (von N  $85^{\circ}$  W) wie auch die höher gelegenen Felshügel, welche südlich von diesem liegen. Ein Arm des von Norden kommenden Eisstromes wurde hier weiter vom

Liddopakte gegen Südosten abgelenkt, wie aus von mir beobachteten Schrammen am Liddojaure (N 40° W) hervorgeht, wie auch aus den Beobachtungen SVENONIUS' am Stuor Järta (N 55° W) und Järtajaure (N 68—72° W) [18; 104]. In der Fortsetzung dieser Eisströmung liegt auch SVENONIUS' Schrammenobservation am Vuolle Kaitumjaure. Übrigens liegt von den südlichen Teilen dieses Berggebietes nur eine Beobachtung vom Westende des Teusajaure vor [18], welche eine nach Nordwesten diesem markierten Talgang entlang gehende Eisbewegung beweist.

Nach Beobachtungen FREDHOLMS drang vom Eisstrom des Tjäktjavagge ein Arm nach Westen längs des markierten Tales vor, das im Süden das Selkamassiv abgrenzt, und vermutlich herrschten übereinstimmende Eisbewegungen auch in den übrigen Tälern, die nach Westen auf den Tjäktjavagge zu laufen. Dagegen waren die Eisströmungen in den Tälern, die nördlich vom Ladtjovagge von Osten auf den Tjäktjavagge stossen, gegen diesen (also von Osten nach Westen) gerichtet. So hat TANNER an der Mündung des Tales, das nördlich vom Singitjåkkö liegt wie in der Talmündung gleich nördlich von diesem von Osten abgelagerte Endmoränen beobachtet. Selbst habe ich eine analog liegende Endmoräne im Kaskasavagge wahrgenommen. Wie die Moränen des Levasjokktales deutet TANNER die bewussten Moränen aber als Ablagerungen gewaltiger von den Kebnekaisebergen herabdrängender lokaler (und also klimatisch bedingter) Gletscher (a. a. O., S. 210), welche Auffassung jedoch, wie ich früher hervorgehoben, bei Beachtung der sonst vorliegenden Verhältnisse unhaltbar ist.

Im nördlichsten Teil des Tjäktjavagge war die Eisbewegung indessen nicht nach Süden gerichtet, sondern nach Norden und gegen die Neigung des Tales, wie aus meinen Beobachtungen an Felsen bei der Erdhütte (Schrammen von S 28° E; Stosseiten nach SSE) und auf dem Pass nach Allesjokk (Schrammen von S 14° W, Stosseiten nach Süden) hervorgeht.

Werden die Beobachtungen in diesem Teil des Hochgebir-

ges zusammengefasst, so finden wir, dass die mächtigste Eisansammlung um die hohen Felsenmassive Kebnekaise-Reitajtjåtkko vorhanden waren. Von hier strömte das Eis deshalb längs den Tälern nach Westen zum Tjåktjavagge, wo die Hauptmasse östlich vom Selka angehåuft war, von wo das Eis weiter drang in südlicher, westlicher und nördlicher Richtung nach weniger stark eisbedeckten Gebieten.

Die schon im oberen Tjåktjavagge beobachtete Bewegung nach Norden setzt in derselben Hauptrichtung fort, obwohl nun nach Nordosten hinuntergelenkt über grössere Teile des Berggebietes nach Norden bis zum Tornetråsk. Zahlreiche Beobachtungen von Schrammen wie Morånen zeigen, dass diese Eisbewegung in den markierten Tälern des Allesjokk, Kamajokk und Abiskojokk herrscht, wie auch in den weiter nach Osten gelegenen höheren Tälern und Ebenen. Im oberen Teil des Vistasvagge waren die Verhältnisse analog denjenigen im oberen Teil des Tjåktjavagge; also herrschte hier eine Eisbewegung von Süden nach den Wasserscheiden, wie aus Beobachtungen im Tal zwischen dem Unna Vistastjåtkko und dem Pårstjåtkko hervorgeht, wo ich Schrammen von S 35° E (am See 1017 m) wie von Südosten abgelagerte Endmorånen (unmittelbar nordöstlich von dem auf der Karte eingetragenen nördlichsten kleinen See) beobachtet habe.

Wie weit westlich das Gebiet sich erstreckt, in welchem diese Bewegung (welche auf Grund der relativ unbedeutenden Måchtigkeit des Eises stets stark von der Topographie beeinflusst ist) nach Norden herrschte, ist noch nicht weiter als bis zum Sjangelgebiet untersucht, wo HUMMEL schon 1875 einige Observationen ausführte [18]. Selbst habe ich zahlreiche Schrammen eines Eisstromes beobachtet, die zunåchst nach Nordwesten, dann nach Norden und Nordosten der breiten Senke südlich und westlich vom Vuoitaspakte folgten, wie auch Schrammen von Südwesten auf dem Hochgebirge zwischen dem Håikamtjårru und dem Kårstjåtkko.

In der grossen und mächtigen Bergpartie, die südöstlich vom Vassijaure und südwestlich von Abisko liegt, herrschten

abweichende Verhältnisse, indem Schrammen und Moränen hier zeigen, dass sich ein selbständigeres Eisgebiet abgeschnürt hat mit einer Eisscheide, die im grossen gesehen in nordöstlicher Richtung zwischen dem Vuoitaspakte und dem Kåppasåive geht. Von dieser radiierten die Eisströme und folgten den Talsenken. So beobachtete ich 1.5 km südlich von der auf der Karte namenlosen Spitze 1576 m sich kreuzende Schrammen (N 10° E und N 49° E) auf Felsen mit Stosseiten von Norden; längs dem prachtvollen Kårsavagge drang nach Osten ein Eisstrom (0.5 km vom Marmorsteinbruch finden sich hier von N 72° W geschrammte Rundhöcker und ein typischer Endmoränenbogen unter dem See 695 m), woneben eine Beobachtung 3 km südöstlich vom Kåppasåive (Schrammen von N 80° W, Stosseiten nach W) zeigt, dass eine analoge Eisbewegung auch in den nördlicheren Hochgebirgen stattgefunden hat. Nach Norden drangen die Eisströme in nordwestlicher Richtung längs den drei wilden Felsentälern südlich vom Vassijaure (Vassivagge, Kärkevage und Låktavagge). Sie reichten jedoch nicht bis zu dem grossen Eissee, was aus der Ausbildung der prachtvollen Terrassen und auch aus den älteren Schrammen von ENE hervorgeht, die sich hie und da unberührt über diesen finden. Besonders schön kann man die grösste Ausbreitung der Eiszunge im Kärkevage während dieser Periode der Abschmelzung des Landeises beobachten, indem diese an der Talmündung gewaltige wall- oder hügelartige Blockmassen (zwischen denen Tümpel an manchen Stellen aufgedämmt sind) abgelagert hat, welche nach aussen messerscharf mit einer markierten Endmoräne gleich über dem Zusammenfluss des Låktajokks mit dem Bach von Vassiåive aufhört.

Die Eisbewegungen, welche während dieser Zeit in dem südlich vom Tal des Stora Luleälf gelegenen Sarekgebiet herrschten, sind durch HAMBERGS vieljährige Forschungen wohl bekannt. Da die Beobachtungen, die er dort gemacht und die Schlussätze, die er aus diesen gezogen hat, wie ich früher hervorgehoben habe, vollständig mit denjenigen über-

einstimmen, die ich in anderen Teilen des Gebirgsgebietes gewonnen habe, brauche ich hier nicht näher auf dieses Gebiet einzugehen, sondern kann auf HAMBERGS zusammenfassende Schilderung in Guide Nr. 10, herausgegeben vom Geologenkongress in Stockholm 1910 [35] hinweisen. Die längs den Talgängen in getrennten Richtungen gehenden Eisströme, die er auf der der genannten Arbeit beigefügten Übersichtskarte markiert hat, habe ich auf Tafel 1 eingetragen.<sup>1</sup> Von besonderem Interesse ist, dass auf Grund der topographischen Verhältnisse in diesem Gebirgsgebiet auch ein recht bedeutender extraglacial aufgedämmter Eissees (der vorher erwähnte Petsaure-Eissees) zur Ausbildung gelangen können.

Die Eisdecke wurde indessen in dem südlich von der Stora Luleälf gelegenen Berggebiet schliesslich in zwei Hauptzentren aufgeteilt, von denen das eine das Sarekgebiet bedeckte und das andere die Gebiete an der Reichsgrenze westlich von diesem. Was die Eisbewegungen betrifft, die von diesem letzteren herrühren, liegen bisher nähere Mitteilungen von dem Gebiet am Virijaure vor in der Arbeit [24], in der GAVELIN dieses vorher unbekannte Eiszentrum um die Reichsgrenzgebirge nachweist. Wir befinden uns hier an seiner Nordostseite, wo die bewussten Schrammen im grossen gesehen von Südwesten ausgehen und vielerorts die älteren Schrammen von Südwesten überqueren. Stosseiten, die von beiden Systemen herrühren, sind vorhanden, wobei gelegentlich Schrammen von Südwesten auf früher ausgebildeten nach Südosten gewandten Stosseiten vorkommen (a. a. O., S. 152). Auch SVENONIUS hat in diesen Gegenden sich kreuzende Schrammen beobachtet (a. a. O., S. 151), und auf diesen selbständig abschmelzenden Teil des Inlandeises sind deut-

<sup>1</sup> mit der Veränderung, die die spätere Arbeit J. FRÖDINS [20] hinsichtlich des Tales des Luleälf bedingt. — Hiebei ist auch zu beachten, dass die Pfeile in diesem Gebiet nicht (wie im übrigen auf der Karte Tafel 1) tatsächlich beobachtete Schrammen bezeichnen, sondern aus Schrammenbeobachtungen wie vor allem aus der Verteilung der Endmoränen gewonnene Strömungsrichtungen.

lich auch seine Beobachtungen von Endmoränen beim Sulitelma zu beziehen. — Auch dieser Eisrest hat, wie GAVELIN nachgewiesen hat, einen bedeutenden Eisseee von Westen aufgedämmt.<sup>1</sup>

Während ich diese Beobachtungen auf einen Rest des zusammenschmelzenden Inlandeises beziehe, das dadurch dass es von den übrigen Teilen desselben getrennt wurde, selbständige, radiierende Bewegungen erhielt, nahm GAVELIN an, dass es von einem höchst bedeutenden Vorrücken der um die Grenzberge gelegenen Gletscher herrühre und dass dieses Vorrücken durch eine Klimaverschlechterung bedingt gewesen sei. Er hält weiter für nicht unwahrscheinlich, dass dieses Vorrücken der Gletscher der von RAMSAY nachgewiesenen und von mir als spätglaziale gedeutete Lokalvergletscherung auf der Kolahalbinsel entspreche. Wie ich vorher hervorgehoben habe, betrachten auch SVENONIUS und J. FRÖDIN diese Beobachtungen als Beweis klimatisch bedingter Gletscher von weit grösserer Ausdehnung als die heutigen. Diese Betrachtungsweise ist indessen ausgeschlossen, ausser den schon angeführten Gründen auch deswegen, weil die bewussten Schrammen auch auf den höchsten Teilen von sehr weit von den Grenzgebirgen liegenden Bergen vorkommen. Eine lokale Vergletscherung, die sich auf den hohen Bergen an der Reichsgrenze gebildet hat, kann — wie grossartig sie auch ausgebildet gewesen sein mag — in ihren Randgebieten nur die Talsohlen berührt haben, durch welche die Gletscherzungen abfliessen mussten.

### 3. Die Lokalvergletscherung der postglazialen Zeit.

Mit dem schliesslichen Abschmelzen des Inlandeises sind wieder normale Verhältnisse im Berggebiet eingetreten, und

<sup>1</sup> Diese sehr bedeutenden Reste des grossen Inlandeises, welche die Bergenden südlich vom Talgang des Stora Luleälfis noch bis weit in die Zeiten des temperierten Klimas bedeckten, dürften grossen Einfluss auf die Verteilung der jetzt einwandernden Pflanzen gehabt haben.

nur die Eismassen sind in der kommenden Periode der Postglazialzeit ausgebildet, welche von dem während dieses Zeitraums herrschenden Klima bedingt sind. Dieses hat indessen, wie das besonders durch eingehende Untersuchungen über die Entwicklungsgeschichte der Vegetation hervorgeht, auch während der postglazialen Zeit keine unwesentlichen Veränderungen durchgemacht, welche sich auch in der Ausbreitung der Lokalvergletscherung widerspiegeln mussten. Aus diesem Grund drückt die *jetzige* Verteilung der Gletscher nur die letzte Periode dieses Zeitraums aus.

Die Forscher, die die Klimafrage der postglazialen Zeit näher untersucht haben, haben gefunden, dass das heutige Klima für die geographische Ausbreitung einer bedeutenden Anzahl Organismen bedeutend ungünstiger ist als das unmittelbar vorhergehende. Dieses bessere Klima wiederum scheint sich, wenn auch vielleicht mit gewissen Wechslungen, über die Zeit vor dem endgiltigen Abschmelzen des Landeises erstreckt zu haben. Der Zeitpunkt, da die noch herrschende postglaziale Klimaverschlimmerung sich geltend zu machen begann, wird jetzt allgemein nach SERNANDER an das Ende des Bronzealters verlegt, also auf etwa 500 J. v. Chr.

Die Spuren dieser postglazialen Klimaänderung, welche die vorliegenden Berggebiete am nächsten berühren, zeigen sich in dem Zurückdrängen gewisser Pflanzen nach Süden oder nach tiefer liegenden Gebieten. Besonders die in ganz Skandinavien nachgewiesene bedeutende Herunterpressung der Waldgrenze zeigt deutlich auch betreffend der Berge die Verschlechterung des Klimas, die stattgefunden hat.

Der Betrag, den die Waldgrenzendepression erreicht hat, ist ausserordentlich hoch, auch wenn divergierende Ansichten über seine Grösse vorliegen, die ihren nächsten Grund wohl in den unzureichenden Höhenbestimmungen der heutigen Grenzen in gewissen Gebieten haben. Für die zentralen Teile des südlichen Norwegens ist z. B. eine Herabpressung der Kieferwaldgrenze um nicht weniger als 350—400 m angenommen worden, während neuere und umfassendere Unter-

suchungen in nördlicher gelegenen Gebieten zu zeigen scheinen, dass die Depression nicht mehr als die Hälfte dieses Betrages erreicht hat.<sup>1</sup> Aber auch diese letzteren Werte repräsentieren eine sehr bedeutende Klimaveränderung, welche sicherlich nicht nur auf die Vegetation, sondern auch auf die Vergletscherung eingewirkt hat.

Es gibt natürlich keine Möglichkeit direkt in der Natur nachzuweisen, ob ein Gletscher früher kleiner gewesen sei als heute, wie man nachweisen kann, dass er einmal grösser gewesen ist. Wie indessen die Pflanzen in den Bergen an gewisse klimatisch bedingte Höhengrenzen gebunden sind, sind auch die Gletscher von einer klimatischen Höhengrenze abhängig und streng daran gebunden, eben der Grenze, die ich *Vergletscherungsgrenze* genannt habe. Nun besitzen die über einander liegenden, klimatisch bedingten Höhenregionen eine gewisse Mächtigkeit, die freilich in ihrem absoluten Betrag in verschiedenen Gegenden variiert, doch folgen die beiden Grenzen einander im grossen gesehen genau, sodass eine Höhung bzw. Senkung der einen Grenze von einer entsprechenden bei der andern begleitet ist. Dieses Verhältnis hat schon WAHLENBERG [107] beobachtet und mit gewöhnlicher Schärfe ausgedrückt: »Im selben Grad wie die Schnee-

<sup>1</sup> Auf jeden Fall scheint die Depression in den südlicher gelegenen Berggegenden etwas grösser gewesen zu sein als in den nördlichen, wo die Kiefer nicht höher hinauf gegangen zu sein scheint als bis zu der gegenwärtigen Birkenwaldgrenze. Folgende Ziffern der Baumgrenzendeckung werden von verschiedenen Verfassern gegeben. REKSTAD [73]: Hardangerviddan 450 m, Hallingskarvet > 260 m, Dovre > 300 m. Im Durchschnitt rechnet er für die zentralen Teile des südlichen Norwegens mit einem Sinken von etwa 350—400 m. Für dasselbe Gebiet schätzt es HANSEN [37, S. 88] jedoch nicht so hoch, sondern nur auf höchstens 300 m. GAVELIN [26, S. 150]: »Die Verhältnisse in den schwedischen Gebirgsgegenden vom nördlichsten Lappland bis Härjedalen scheinen eine Depression der klimatischen Baumgrenze zwischen 150 und 200 m anzugeben, im Durchschnitt wahrscheinlich 200 m.« GAVELIN [27, S. 31] findet sie weiter für die Kvikkjokksgegend cca. 200 m oder einige zehn Meter höher, während FRIES [19, S. 350] für Torne Lappmark bei 150—200 m stehen bleibt. SERNANDER [88, S. 16] nimmt eine Depression von etwa 200—275 m in Skandinavien an. Schliesslich hat HOLMBOE [43, S. 142] Angaben über die Höhe von Kieferresten in den südnorwegischen Gebirgsgegenden.

grenze sich hebt oder senkt, steigen auch die Pflanzen höher oder tiefer, sodass man immer einen gleichen Abstand zwischen ihnen beobachtet.» Ja, er hält es sogar für zweckmässig, die Höhe der verschiedenen Pflanzengrenzen gerade »nach ihrem Abstand von der Schneegrenze« auszudrücken. Weit später hat auch PENCK nachzuweisen versucht, dass stets ein relativ ziemlich konstanter Abstand (von etwa 800 m) zwischen der Baumgrenze und der klimatischen Schneegrenze vorliege [63]. Auch wenn die hierfür gegebenen Beweise noch nicht vollständig befriedigen, hauptsächlich wegen der unsicheren und der Methode nach nicht ganz geeigneten Bestimmungen der respektiven Grenzen, so kann nicht geleugnet werden, dass ein naher innerer Zusammenhang zwischen den Grenzen herrscht, die sowohl die Höhenlage der Pflanzen wie der Gletscher regulieren. Dass dies der Fall ist, ist auch deswegen natürlich, weil sämtliche diese Grenzen von dem herrschenden Klima bestimmt werden, und auch wenn das oder die meteorologische Elemente desselben, die für die eine Grenze hauptsächlich ausschlaggebend sind, von geringerer Bedeutung für die andere sein sollten, welche Frage übrigens noch nicht abgeklärt ist, so weisen doch die gemachten Beobachtungen auf das Verhältnis hin, dass eine allgemeine Veränderung des Klimas eine ähnliche Verschiebung aller Grenzen mit sich führt.

Auch wenn diese Frage sich also noch in einem vorbereitenden Stadium befindet, scheint die Annahme doch erlaubt zu sein, dass die Vergletscherungsgrenze und die Baumgrenzen bei Klimaänderungen gleichzeitige Verschiebungen von ungefähr derselben Grösse erfahren. Es lässt sich dann, wenn die Höhenlage der heutigen Vergletscherungsgrenze wie auch der obengenannte Depressionsbetrag der Baumgrenze bekannt sind, leicht bestimmen, welche Höhenlage die erstere zur Zeit vor der höchsten Lage der letzteren einnahm.

Kennt man teils die heutige Vergletscherungsgrenze (deren Höhenlage ich für den grösseren Teil des vorliegenden Hoch-



Fig. 40. Gletschertragende Bergspitzen während der postglazialen Wärmezeit.

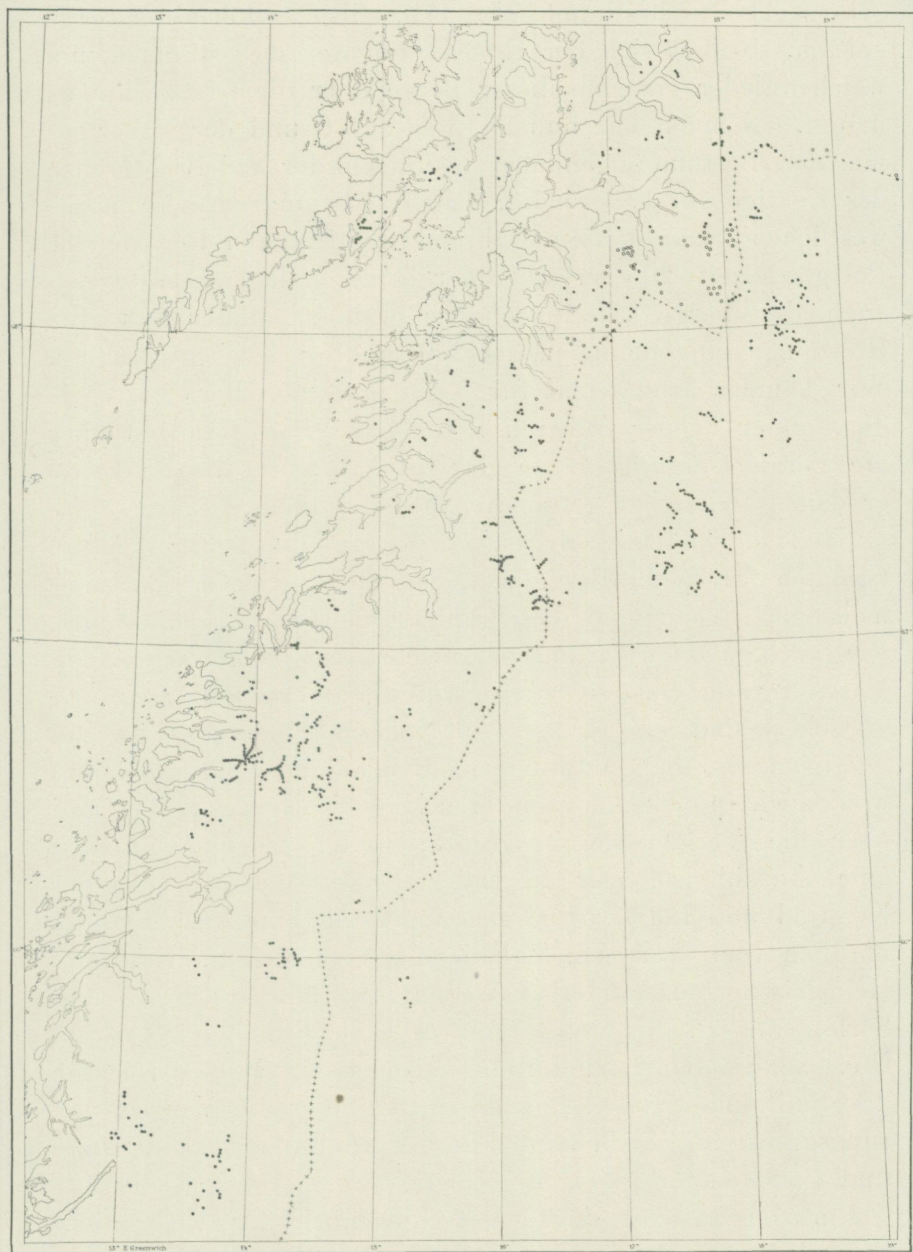


Fig. 41. Lage der heute gletschertragenden Bergspitzen.

9—182107. S. G. U. Ser. C, N:o 285.

gebirgsgebietes bestimmt habe [15]), teils die Höhen der Bergspitzen, so lässt sich der Höhenbetrag leicht bestimmen, um welchen jeder einzelne dieser Berge über die Grenze hinaus dringt. Nehmen wir nun an, was auf Grund der bisher gemachten Bestimmungen über das Sinken der Nadelwaldgrenze das richtige zu sein scheint, dass die Baumgrenze im nordwestlichen Skandinavien während der früheren Periode der Postglazialzeit 200 m über der heutigen lag, so hätte also auch die Vergletscherungsgrenze während dieser Zeit eine Höhenlage eingenommen, die 200 m über der heutigen lag. Wir können dann leicht für jeden einzelnen Berg entscheiden, ob er in der früheren Periode der Postglazialzeit über die Vergletscherungsgrenze gereicht habe, und also auch, ob er damals Gletscher getragen habe oder nicht.

Nachdem ich eine solche Untersuchung durchgeführt hatte, fand ich für dieses Berggebiet, dass die Vergletscherung damals ganz bedeutend beschränkter gewesen war als heute, wie auch, dass die Gletscher, wie zu erwarten war, in den Massiven angesammelt waren, die heute am stärksten vergletschert sind. So reichten in Norwegen mehrere Gipfel im Svartismassiv, den Okstindern, Blaamanden, Sulitelma und wohl auch in dem unbekannteren Massiv östlich vom Tysfjord über die Vergletscherungsgrenze; weiter trugen hier auch eine Anzahl isolierter liegender Berge Gletscher wie der Kvigfjord und Löpskartind ganz im Süden, eine Anzahl Gipfel nördlich vom Svartisen, Tulpajekna, Veikdalsisen, Hirkevare, Heldalsisen und Aanderbakktinden innerhalb des Nord- und Sörfolden. In Schweden gab es eine bedeutende Anzahl Gletscher im Sarek- und Kebnekaisemassiv. Weiter reichten die Sulitelma- und Almajalospitzen über die Vergletscherungsgrenze wie auch Gipfel im Akka-, Kallaktjåko-, Selka- und Pårsotjåkkomassiv.

Um die äusserst starke Verschiedenheit der Ausbreitung hervorheben zu können, welche die Gletscher in diesen verschiedenen Perioden der Postglazialzeit gehabt haben, habe ich auf zwei Karten, (Fig. 40 und 41) die Lage der Berge

markiert, welche während der postglazialen Wärmezeit Gletscher trugen und welche jetzt Gletscher tragen.<sup>1</sup> Die grosse Verschiedenheit zwischen den beiden Kartenbildern ist durch den relativ unbedeutenden Betrag (im allgemeinen weit weniger als 200 m) verursacht, um den die heute gletschertragenden Berge über die Vergletscherungsgrenze reichen. Eine Vergleichung zwischen diesen beiden Karten zeigt deutlicher als Worte die durchgreifende Veränderung, die die postglaziale Klimaverschlechterung für dieses Hochgebirgsgebiet mit sich gebracht hat.

Ein bedeutungsvoller Zug in der Ausbildung der Vergletscherung, welcher indessen auf diesen Kartenbildern nicht hervortritt, bildet die wirkliche Grösse derselben; denn sie deuten nur an, *welche* Gipfel Gletscher tragen, und nicht die *Anzahl*, noch die *Grösse* der Gletscher. Reichen die Berge nur unbedeutend über die Vergletscherungsgrenze, so ist nur ein einzelner, kleiner Gletscher ausgebildet, reichen sie weiter über diese, so wächst der Gletscher an Grösse, und wenn sehr bedeutende Partien über diese hinausdrängen, so bildet sich eine Mehrzahl Gletscher, gelegentlich von ausserordentlich grossem Umfang aus. Die Berge, welche in dieser milderen Periode der Postglazialzeit (gelegentlich unbedeutende) Gletscher trugen, sind deshalb heute die am intensivsten vergletscherten, was ja auch aus obiger Darstellung hervorgeht.

Man kann indessen in Wirklichkeit mit der Analysierung der Lokalvergletscherung der postglazialen Wärmezeit noch weiter kommen, indem sowohl die Grösse dieser Gletscher, wie auch die Höhe, zu welcher ihre Enden herunterdrängten, sich ungefähr bestimmen lassen. Dies deswegen, weil man nicht nur weiss, *welche* Berge damals Gletscher trugen, son-

<sup>1</sup> Fig. 41, welche die jetzigen Verhältnisse andeutet, macht keinen Anspruch auf vollständige Richtigkeit, gibt aber einen guten Ausdruck für die Gletscherverteilung, soweit diese — zum grossen Teil auf Grund von noch nicht veröffentlichten Untersuchungen des Verfassers — bekannt ist. Die topographischen Karten sowohl in Norwegen wie in Schweden sind in dieser Hinsicht äusserst fehlerhaft.

dern weil man auch den *Betrag* kennt, mit dem diese Berge über die Vergletscherungsgrenze ihrer Zeit reichten. Eine solche Bestimmung der Grösse der Gletscher gründet sich auf den von mir im vorliegenden Gebiet gefundenen Verhältnis, dass Berge, welche mit demselben Betrag über die Vergletscherungsgrenze reichen, ungefähr gleichgrosse Gletscher tragen, gleichgültig welche geographische Lage die Berge einnehmen. Vergleicht man deshalb die *damaligen* gletschertragenden Berge mit den *heutigen* von derselben Form und derselben Höhe über der Vergletscherungsgrenze, so findet man auch approximativ die frühere Gletscherausbreitung. Da meine Studien über die heutige Vergletscherung in diesem Gebiete hier nicht wohl publiziert werden können, kann ich indessen nicht weiter auf die letztberührte Frage eingehen.

Bevor ich die vorliegende Arbeit abschliesse, scheint es mir jedoch angebracht zusammenzufassen, was von diesen Berggegenden über die Grössenveränderungen der Gletscher aus historischer Zeit bekannt ist, und dies hauptsächlich um herauszubringen, von welchem Zeitpunkt die Endmoränen herkommen, die die grösste Ausbreitung der in postglazialer Zeit ausgebildeten Gletscher markieren. Wie aus den vorhergehenden Beschreibungen hervorgegangen ist, wird nämlich der Gletschersaum von Endmoränenbogen umkränzt, in einem Abstand, der im allgemeinen zwischen einigen zehn bis zu einigen hundert Metern wechselt.

Das vorliegende Berggebiet ist eine öde Gegend und ist es auch in vergangenen Zeiten gewesen, weswegen ältere Angaben über die Gletscher äusserst sparsam sind. Diejenigen, die vorliegen, sind immerhin von einer Art, dass sie zusammengestellt mit den Messungen über die Ausbreitung dieser Moränenzonen, die jetzt in hinreichender Anzahl vorliegen, eine Antwort auf die obige Frage geben.

Die ältesten historischen Quellen über die Veränderungen, die die Gletscher in diesen Gegenden erfahren haben, betreffen Svartisen und zeigen wie REKSTAD gefunden hat [70;

71; 76, S. 347], dass einige dieser Zungen in der ersten Hälfte des 18. Jahrhunderts besonders stark im Vorrücken waren. In seiner Studie über den Svartisen fasst MARSTRANDER [58, S. 34] die bekannten Verhältnisse auf folgende Weise zusammen: »Man weiss, dass die Gletscher im Svartisen, auf jeden Fall die westlichen, in den zwanziger Jahren des 18. Jhdts. im Vordringen waren, als der Engagletscher vorrückte und den Hof Storstenören im innersten Teil der Holandsfjord begrub. Eine Maximalausbreitung hatten wahrscheinlich alle Gletscher im Beginn des 19. Jhdts., als der Engagletscher bis ins Meer hinausging. Von da bis zum Jahr 1870, da man sie im Rückzug fand, hat man keine Kenntnis von den Bewegungen der Gletscher.»

Da die Gletscher in diesen Berggegenden in früheren Zeiten wie heute sicherlich ungefähr gleichzeitig ähnliche Grössenveränderungen durchmachten, dürfte die Annahme eines ausgeprägten Maximalstandes am Anfang des 19. Jahrhunderts für sämtliche nordwestskandinavischen Gletscher gelten. Diese Annahme wird in hohem Grade durch die musterhaften Untersuchungen gestützt, die der berühmte schwedische Forscher WAHLENBERG zu dieser Zeit (1807) über die Gletscher des Sulitelmagebietes vornahm [107]. Werden nämlich die Beschreibungen und Abbildungen gemustert, die er in seiner Arbeit gegeben hat, »so stimmt« — wie SVENONIUS schon 1878 hervorgehoben hat [95] — »alles vortrefflich: die aus dem Schnee aufschliessenden Gipfel und Rücken und die mit Pyramiden ausgezeichneten Eisfelder; alles — *ausser dass das Eis und der Schnee höchst bedeutend abgenommen* und ein paar Bergrücken infolge davon sich bedeutend gehoben haben. Auf seiner grossen Zeichnung scheint sich das Eisfeld in einem Zusammenhang über die Bergsenke zwischen dem Meljerpakte und dem Labba zu erstrecken, was er auch S. 16 seiner angeführten Arbeit ausdrücklich sagt: »Eine halbe Meile weit *hinter dem Berg Labba* zeigt (der Gletscher) eine zusammenhängende Eiswand von etwa 200 Fuss Höhe, mit schmutzigen Eisgewölben, die Öffnungen

zum Abgrund zu sein scheinen» usw. *Nun* streckt sich der Salajekna *bis*, aber nicht *über* den Fuss des Meljerpakte und ist vollkommen von dem östlich um ihn herum gehenden Gletscher abgetrennt, dessen Hauptmasse nun im Osten so lang ist, dass sein hauptsächlichster Ablauf östlich vom Labba geht, während der nach Westen abstürzende Bach, der den früheren Zusammenhang mit dem Salajekna andeutet, ziemlich unbedeutend ist. Das Eis- und Schneelager, womit der Salajekna zunehmen müsste, damit die Verbindung wiederhergestellt und die Höhe mit derjenigen der Zeichnung passen würde, müsste wohl mindestens 100 Fuss dick sein. Dies geht auch aus dem in der Mitte (ungefähr mitten auf der Reichsgrenze) gehenden, auf der Zeichnung kaum sichtbaren Bergrücken hervor, der jetzt bedeutend höher erscheint, wenn auch das Eis dort verhältnismässig nicht so stark abgenommen hat wie in den östlichen oder südöstlichen Teilen der Masse, wo der Hauptablauf, der Lairojokk, sich befindet. — Dass der jetzt abgesonderte östliche Gletscher vor 50 bis 60 Jahren sich vielleicht *mehrere tausend Fuss weiter nach unten* erstreckte, glaubte der eine meiner lappischen Begleiter auf Grund der Erzählungen seines Vaters versichern zu können. — Auch die zu WAHLENBERGS Zeit kolossalen Eisgrotten scheinen bedeutend zusammengeschrumpft zu sein.» — Dieselbe bedeutende Abnahme der Schnee- und Eisbedeckung findet man für einen anderen Teil des Massives, wenn man WAHLENBERGS »Aussicht vom Sulitelma vom Älmajalosjegna» mit WESTMANS 1898 aufgenommener Photographie über dasselbe Gebiet vergleicht [108, Tafel III]. Da die Schneedecke im Laufe des Sommers variiert, ist dabei auch zu beachten, dass WAHLENBERG seine Aussicht am 15. August zeichnete, während WESTMANS Photographie schon am 1. desselben Monats aufgenommen wurde.

Es steht also fest, dass die Gletscher des Sulitelma wie die des Svartisen im Anfang des 19. Jahrhunderts bedeutend grösser waren als in späteren Zeiten. Wenn wir die Angaben des lappischen Gewährsmannes von SVENONIUS auf ihr

richtiges Mass reduzieren, so dürfte mit grösster Wahrscheinlichkeit angenommen werden, dass die Sulitelmagletscher zu diesem Zeitpunkt ihre äussersten Moränen in der Moränenzone absetzte, die ihre Zungen umkränzt, welche Annahme auch durch die Frische dieser Moränen und durch den Umstand gestützt wird, dass sie frei von Vegetation sind. Der Salajekna würde also zu dieser Zeit 150 m und der Stuorjekna 270 m weiter hinaus gereicht haben als jetzt, während die Zungen des Svartisen, welche von weit grösseren Akkumulationsgebieten herrührten, mehrfach soweit reichten.

Von Bedeutung für die auch an und für sich äusserst glaubliche Annahme, dass auch andere Gletscher zur selben Zeit analoge Maximalausbreitungen besaßen, ist der Umstand, dass die Moränenzonen, die ihre Zungen umkränzen, von entsprechender Grössenordnung sind, wie auch, dass sie durch ihre Unberührtheit auf denselben kurzen Zeitraum nach ihrer Ausbildung hindeuten.

Betreffend dieser Moränenzonen, die in einem vorhergehenden Kapitel eingehender beschrieben worden sind, kann man eine Gesetzmässigkeit wahrnehmen, die von grösstem Interesse ist, nämlich *dass die Grösse der Zone mit der Grösse des Gletschers nahe zusammenhängt*. War der Gletscher besonders gross, wie das beim Svartisen der Fall ist, so ist die Moränenzone 1000 m oder mehr, Högtuvas bedeutende Gletscher reichten 6 à 700 m weiter hinaus, während die kleineren Gletscher nur 100—200 m und die aller kleinsten weit unter 100 m hinausreichen. Der Ursachenzusammenhang ist ganz klar. Da die Grösse der Gletscher von der Grösse der Gipfelpartie des gletschertragenden Berges abhängig ist, der über die Vergletscherungsgrenze reicht (weil die Quantität des jährlich ausgefallten Schneeüberschusses, der den Gletscher aufbaut und unterhält, gerade auf diesem Faktor beruht) und bei eintretenden Klimaveränderungen bei grösseren Gletschern proportionsweise grössere Teile dieser Gipfelpartie im Verhältnis zur Vergletscherungsgrenze verschoben werden als bei kleineren, so müssen auch die Grössen-

änderungen bei Abschmelzungsgebieten proportional zur Grösse der Gletscher sich verhalten. Diese Gesetzmässigkeit lässt sich auch gut in den während der letzten Jahrzehnten genau kontrollierten Grössenänderungen ablesen, die Gletscher in verschiedenen Vergletscherungsgebieten der Erde erfahren.

So einfach sind indessen die Verhältnisse selten, dass die lineare Veränderung, die die Gletscherzunge durchmacht, einen so vollkommenen Ausdruck des obenerwähnten Ursachenzusammenhanges gibt, dass diese ohne weiteres für Vergleiche angewendet werden kann. Ist das Akkumulationsgebiet weitgestreckt und fliesst die Gletscherzunge durch einen schmalen Talgang, so ist die Verschiebung verhältnismässig gross, während eine breite Gletscherzunge, die nicht unter ähnlichem Einfluss der Topographie steht, nur relativ unbedeutend verschoben wird. Geeigneter wäre es deshalb die Flächen oder noch besser die Eismassen zu vergleichen, welche diese Moränenzonen repräsentieren, was sich indessen im nordwestlichen Skandinavien wegen mangelnder Untersuchungen bis auf weiteres nicht tun lässt.

---

#### IV. Literaturverzeichnis.

1. ANDERSSON, G., Die Entwicklungsgeschichte der skandinavischen Flora. Rés. scientif. du Congrès intern. de Bot., Vienne 1905. Jena 1906.
2. ANDERSSON, G. und BIRGER, S., Den norrländska florans geografiska fördelning och invandringshistoria med särskild hänsyn till dess sydiskandinaviska arter. — Norrländskt Handbibliotek V. Uppsala 1912.
3. BJØRLYKKE, K. O., Norges kvartærgeologi. — Norg. Geol. Unders. Nr 65. Kristiania 1913.
4. BLYTT, A., Zur Geschichte der Nordeuropäischen, besonders der Norwegischen Flora. — Englers Bot. Jahrb., Bd 17, Leipzig 1893.
5. DE GEER, G., Om isdelarens läge under Skandinaviens begge nedisningar. — Geol. För. Förh. Bd 10. Stockholm 1888.
6. —, Skandinaviens geografiska utveckling efter istiden. — Stockholm 1896.
7. —, Quaternary Sea-bottoms in Western Sweden. — Geol. För. Förh. Bd 32. Stockholm 1910.
8. —, Om den senkvartära tidens indelning. — Geol. För. Förh. Bd 33. Stockholm 1911.
9. —, Om naturhistoriska kartor öfver den baltiska dalen. — Pop. Naturv. Revy Bd 4. Stockholm 1914.
10. —, Om internationell användning af den svenska kvartärkronologien. — Ref. Geol. För. Förh. Bd 38. Stockholm 1916.
11. ENQUIST, F., Om den nutida och forna lokala glaciationen inom Jämtlands och Härjedalens fjälltrakter. — Ref. Geol. För. Förh. Bd 32. Stockholm 1910.
12. —, Über die jetzigen und ehemaligen lokalen Gletscher in den Gebirgen von Jämtland und Härjedalen. — Sv. Geol. Unders. Ser. Ca. N:o 5, V. Stockholm 1910.
13. —, Om den senglaciala utvecklingen inom norra Skandinaviens fjälltrakter. — Ref. Geol. För. Förh. Bd 35. Stockholm 1913.
14. —, Eine Theorie für die Ursache der Eiszeit und die geographischen Konsequenzen derselben. — Bull. Geol. Inst. Upsala Vol. XIII. Upsala 1915.
15. —, Der Einfluss des Windes auf die Verteilung der Gletscher. — Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. XIV. Uppsala 1916
16. ERDMANN, A., Bidrag till kännedom om Sveriges kvartära bildningar. Sv. Geol. Unders. Stockholm 1868.

17. ERIKSSON, KJ., Inlandsisens avsmältning i sydvästra Jämtland. — Sv. Geol. Unders. Årsbok 6 (1912). Stockholm 1914.
18. FREDHOLM, K. A., Bidrag till kännedomen om de glaciala företeelserna i Norrbotten. — Sv. Geol. Unders. Ser. C. N:o 117. Stockholm 1892.
19. FRIES, TH. C. E., Botanische Untersuchungen im nördlichsten Schweden. Ein Beitrag zur Kenntnis der alpinen und subalpinen Vegetation in Torne Lappmark. — Vetensk. och prakt. unders. i Lappland anordn. af Luossavaara-Kiirunavaara A.B. Uppsala 1913.
20. FRÖDIN, J., Geografiska studier i St. Lule älvs källområde. — Sv. Geol. Unders. Årsbok 7 (1913). Stockholm 1914.
21. —, Några iakttagelser rörande glaciationen i norra delen af Lule Lappmark. — Ymer Bd 35. Stockholm 1915.
22. FRÖDIN, G., Hufvuddragen af isafsmältningen inom nordvästra Jämtland. — Geol. För. Förh. Bd 36. Stockholm 1914.
23. —, Om den förmodade forna glaciären på Hammarfjället i Härjedalen. — Geol. För. Förh. Bd 37. Stockholm 1915.
24. GAVELIN, A., Några iakttagelser rörande istidens sista skede i trakten NV om Kvikkjokk. — Geol. För. Förh. Bd 28. Stockholm 1906.
25. —, Disk.inlägg. — Geol. För. Förh. Bd 31. Stockholm 1909.
26. —, Trädgränsens nedgång i de svenska fjälltrakterna. — Skogsvårdsföreningens Tidskrift. Bd 7. Stockholm 1909.
27. —, Trädgränsförskjutningarna inom Kamajokks vattenområde. — Sv. Geol. Unders. Årsbok 3 (1909). Stockholm 1910.
28. —, De isdämda sjöarna i Lappland och nordligaste Jämtland. — Sv. Geol. Unders. Ser. Ca. N:o 7. Stockholm 1910.
29. —, Über die Gletscher des Norra Storfjället und des Ammarfjället. — Sv. Geol. Unders. Ser. Ca. N:o 5, IV. Stockholm 1910.
30. GEIKIE, J., The great Ice age. — London 1894.
31. HAMBERG, A., Om Kvikkjokksfjällens glaciärer. — Geol. För. Förh. Bd 18. Stockholm 1896.
32. —, Bidrag till Sarjektraktens kvartära historia. Ref. — Geol. För. Förh. Bd 22. Stockholm 1900.
33. —, Sarjekfjällen. En geografisk undersökning. — Ymer Bd 21. Stockholm 1901.
34. —, Om inlandsisens afsmältning i fjälltrakten mellan Stora och Lilla Lule älf. Ref. — Geol. För. Förh. Bd 31. Stockholm 1909.
35. —, Die Geomorphologie und Quartärgeologie des Sarekgebirges. — Geol. För. Förh. Bd 32. Stockholm 1910.
36. —, Ref. — Geol. För. Förh. Bd 32. Stockholm 1910.
37. HANSEN, A. M., Landnåm i Norge, en utsigt over bosætningens historie. — Kristiania 1904.
38. —, Hvorledes Norge faaet sit Plantedecke. — Naturen 1904.
39. HELLAND, A., Om Botner og Sækkedale samt deres Betydning for Theorier om Dalenes Dannelse. — Geol. För. Förh. Bd 2. Stockholm 1875.
40. —, Lofoten og Vesteraalen. — Norg. Geol. Unders. No 23. Kristiania 1897.
41. HOEL, A., Frostisen. — Norsk. Geogr. Selsk. Aarbok XVIII (1906—1907), Kristiania 1907.

42. HOEL, A., Okstinderne. Fjeldgrunden og bræerne. — Norg. Geol. Unders. Nr 57. Aarbok 1910, II. Kristiania 1910.
43. HOLMBOE, J., Planterester i Norske torvmyrer. — Videnskabselsk. Skrifter. I. Mathem.-naturv. Kl. 1903, N:o 2. Kristiania 1903.
44. HOLMSEN, G., Oversigt over Hatfjelddalens geologi. — Norg. Geol. Unders. Nr 61. Aarbok 1912, I. Kristiania 1913.
45. —, Om sporene efter en lokal brædannelse yngre end storbræens avsmeltningssperiode i den Skandinaviske halvøes bræsjøomraade. — Norsk. Geol. Tidskr. Bd III, No. 7. Kristiania 1915.
46. —, Sørfolden — Riksgrænsen. — Norg. Geol. Unders. Nr. 79. Aarbok 1916, II. Kristiania 1917.
47. —, Sulitelmatrakten. — Norg. Geol. Unders. No. 81. Aarbok 1917, III. Kristiania 1917.
48. HOLST, N. O., Postglaciala tidsbestämningar. — Sv. Geol. Unders. Årsbok 2 (1908) N:o 8. Stockholm 1909.
49. HÖGBOM, A. G., Några anmärkningar om de isdämda sjöarna i Jemtland. — Geol. För. Förh. Bd 19. Stockholm 1897.
50. —, De centraljämtska issjöarna. — Sv. Geol. Unders. Ser Ca. N:o 7, II. Stockholm 1910.
51. —, Fennoskandia. — Handbuch der regionalen Geologie, Bd IV, 3. Heidelberg 1913.
52. HÖGBOM, B., Über die geologische Bedeutung des Frostes. — Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. XII. Upsala 1914.
53. HÖRBYE, J. C., Notitser om det erraticke Phænomen i Lofoten, Senjen og ved Tromsø. — Nyt Mag. f. Naturvidenskaberne. Bd 9, H. 1. Kristiania 1857.
54. —, Observations sur les phénomènes d'érosion en Norvège. — Programme de l'Université. Kristiania 1857.
55. LIDÉN, R., Geokronologiska studier öfver det finglaciala skedet i Ångermanland. — Sv. Geol. Unders. Ser. Ca. N:o 9. Stockholm 1913.
56. LINDBERG, H., Subfossila växtfynd belysande florans utveckling. — Atlas öfver Finland 1910, Text Bd I. Kartbladet N:o 20. Helsingfors 1911.
57. MACHAČEK, F., Über Rückzugsmoränen in Norwegen. — Zeitschr. f. Gletscherk. Bd II. Berlin 1908.
58. MARSTRANDER, R., Svartisen. Strøgets morfologi og bræerne. — Arch. for Mathem. og Naturvidensk. Bd 31. Kristiania 1910.
59. MUNTHE, H., Några ord i en terminologi-fråga. — Geol. För. Förh. Bd 33. Stockholm 1911.
60. —, Ref. — Geol. För. Förh. Bd 33. Stockholm 1911.
61. OXAAL, J., Fjeldbygningen i den sydlige del av Børgfjeld og trakterne om Namsvandene. — Norg. Geol. Unders. Nr 53. Aarbok 1909, IV. Kristiania 1910.
62. —, Fra indre Helgeland. — Norg. Geol. Unders. Nr. 59. Aarbok 1911, I. Kristiania 1911.
63. PENCK, A., Die Entwicklung Europas seit der Tertiärzeit. — Rés. scientif. du Congrès intern. de Bot. Vienne 1905. Jena 1906.
64. PETTERSEN, K., Bidrag til de norske kyststrøgs geologi. — Arch. for Mathem. og Naturvidensk. Bd 10. Kristiania 1883.

65. V. POST, L., Stratigraphische Studien über einige Torfmoore in Närke. — Geol. För. Förh. Bd 31. Stockholm 1909.
66. —, Om skogsträdpollen i sydsvenska torfmosselagerföljder. Ref. — Geol. För. Förh. Bd 38. Stockholm 1916.
67. RABOT, CH., Les variations de longueur des glaciers dans les régions arctiques et boréales. — Genève et Bale 1900.
68. RAMSAY, W., Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. — Fennia 11, N:o 2. Helsingfors 1894.
69. —, Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. — Fennia 16, N:o 1. Helsingfors 1900.
70. REKSTAD, J., Beretning om en undersøgelse af Svartisen, foretagen i somrene 1890 og 91. — Arch. for Mathem. og Naturvidensk. Bd 16. Kristiania 1883.
71. —, Om periodiske forandringer hos norske bræer. — Norg. Geol. Unders. No 28. Aarvog 1896—99, IV. Kristiania 1900.
72. —, Geologisk kartskisse over trakterne omkring Velfjorden. — Norg. Geol. Unders. No 34. Aarvog 1902, No 4. Kristiania 1901.
73. —, Skoggrænsens og snelinjens større høide tidligere i det sydlige Norge. — Norg. Geol. Unders. No 36. Aarvog 1903. Kristiania 1903.
74. —, Beskrivelse til kartbladet Dønna. — Norg. Geol. Unders. No 37. Aarvog 1904, No 4. Kristiania 1904.
75. —, Fra det nordøstlige af Jotunfjeldene. — Norg. Geol. Unders. No 37. Aarvog 1904, No 6. Kristiania 1904.
76. —, Einiges über Gletscherschwankungen im westlichen Norwegen. — Zeitschr. f. Gletscherk. Bd I. Berlin 1907.
77. —, Beskrivelse til det geologiske kart over Bindalen og Leka. — Norg. Geol. Unders. Nr 53. Aarvog 1909, V. Kristiania 1910.
78. —, Geologiske iagttagelser fra ytre del av Saltenfjord. — Norg. Geol. Unders. Nr 57. Aarvog 1910, III. Kristiania 1910.
79. —, Opdæmning i Bjellaadalen ved istidens slutning. — Norg. Geol. Unders. Nr 61. Aarvog 1912, III. Kristiania 1913.
80. —, Bidrag til nordre Helgelands geologi. — Norg. Geol. Unders. Nr 62. Kristiania 1912.
81. —, Fra øerne utenfor Saltenfjord. — Norg. Geol. Unders. Nr 61. Aarvog 1912, IV. Kristiania 1913.
82. REUSCH, H., Norges geologi. — Norg. Geol. Unders. Nr 50. Kristiania 1910.
83. SAHLSTRÖM, K. E., Om den glaciala erosionen å den norska strandflaten. — Geol. För. Förh. Bd 36. Stockholm 1914.
84. SANDEGREN, R., Hornborgasjön. — Sv. Geol. Unders. Ser. Ca. N:o 14, Stockholm 1916.
85. SEDERHOLM, J. J., Den nordeuropeiska landisens utbredning och transporten af fennoskandiska block. — Atlas öfver Finland 1910, Text, Bd I. Kartbladet N:o 5. Helsingfors 1911.
86. SERNANDER, R., Några ord med anledning af Gunnar Andersson, Svenska växtvärldens historia. — Bot. Not. 1896. Lund 1896.
87. —, Flytjord i svenska fjälltrakter. — Geol. För. Förh. Bd 27. Stockholm 1905.
88. —, De norrländska skogarnas förhistoria. — Skogsvårdsföreningens Tidskrift. Bd 15. Stockholm 1917.

89. SJÖGREN, O., Geografiska och glacialgeologiska studier vid Torneträsk. — Sv. Geol. Unders. Årsbok 3 (1909). Stockholm 1909.
90. —, Der Torneträsk. Morphologie und Glazialgeologie. — Geol. För. Förh. Bd 31. Stockholm 1909.
91. —, Bidrag till Kirunaområdets glacialgeologi. — Vetensk. och prakt. unders. i Lappland anordn. af Luossavaara-Kiirunavaara A.B. Stockholm 1910.
92. SMITH, H., Till kännedomen om de centralsvenska fjällens första flora efter istiden. — Skogsvårdsföreningens Tidskrift. Bd 15. Stockholm 1917.
93. SUNDELIN, U., Reisebericht. — Ymer Bd 36. Stockholm 1916.
94. SUNDIUS, N., Beiträge zur Geologie des südlichen Teils des Kiruna-gebietes. — Vetensk. och prakt. unders. i Lappland anord. af Luossavaara-Kiirunavaara A. B. Uppsala 1915.
95. SVENONIUS, F., Om några svenska jöklar. — Geol. För. Förh. Bd 4. Stockholm 1878.
96. —, Forskningsresor i Kvikkjokks fjälltrakter åren 1892 och 1893 med särskild hänsyn till apatitförekomster. — Sv. Geol. Unders. Ser. C. Nr 146. Stockholm 1895.
97. —, Öfversikt af Stora Sjöfallets och angränsande fjälltrakters geologi. Geol. För. Förh. Bd 21. Stockholm 1899.
98. —, Om skärf- eller blockhafven på våra högfjäll. — Geol. För. Förh. Bd 31. Stockholm 1909.
99. —, Studien über den Kårso- und die Kebnegletscher. — Sv. Geol. Unders. Ser. Ca. N:o 5, I. Stockholm 1910.
100. —, Ref. — Geol. För. Förh. Bd 35. Stockholm 1913.
101. TANNER, V., Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. I. Till frågan om Ost-Finnmarkens glaciation och nivåförändringar. — Fennia 23, N:o 3. Helsingfors 1907.
102. —, Zur geologischen Geschichte des Kilpisjärvi-Sees in Lappland. — Fennia 25, N:o 3. Helsingfors 1907.
103. —, Nautsjok—Karnijok—Luttojok—Nuorttijärvi. — Fennia 33, N:o 2. Helsingfors 1913.
104. —, Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. Om landisens rörelser och afsmältning i finska Lappland och afgränsande trakter. — Fennia 36, N:o 1. Helsingfors 1915.
105. TENGWALL, T. Å., De sydliga skandinaviska fjällväxterna och deras invandringshistoria. — Sv. Bot. Tidskr. Bd 7. Stockholm 1913.
106. USSING, N. V., Danmarks geologi. Dritte Ausg. — Danm. geol. Unders. III Række Nr. 2. — Kjøbenhavn 1913.
107. WAHLENBERG, G., Berättelse om mätningar och observationer för att bestämma lapska fjällens höjd och temperatur vid 67 graders polhöjd. — Stockholm 1808.
108. WESTMAN, J., Beobachtungen über die Gletscher von Sulitelma und Älmajolas. — Bull. Geol. Inst. Upsala Vol. IX. Uppsala 1898.
109. —, Beobachtungen über die Sulitelmagletscher im Sommer 1908. — Sv. Geol. Unders. Ser. Ca. N:o 5, II. Stockholm 1910.
110. WILLE, N., Om invandringen av det arktiske floraelement til Norge. — Nyt Mag. f. Naturvidensk. Bd 43. Kristiania 1905.

111. VOGT, J. H. L. und REKSTAD, J., Søndre Helgeland. — Norg. Geol. Unders. No 29. Kristiania 1900.
  112. VOGT, J. H. L., Über die lokale Glaciation an den Lofoteninseln am Schlusse der Eiszeit. — Norsk Geol. Tidskr. Bd 1, Nr 7. Kristiania 1907.
  113. —, Om to endemoræne-trin i det nordlige Norge, samt om endemorænernes størrelse og betydning for opdæmning. — Norsk Geol. Tidskr. Bd 2, Nr 11. Kristiania 1913.
  114. VOGT, TH., Landskapsformerne i det ytterste av Lofoten. — Norsk. Geogr. Selsk. Aarbok XXIII (1911—1912), Kristiania 1913.
  115. V. ZEIDLITZ, W., Das Sarekgebirge in Schwedisch Lappland. — Geol. Rundsch. Bd II. Leipzig 1911.
-

## V. Erläuterung zur Tafel.

Die folgende Karte (Tafel 1) im Masstab 1:1 000 000 bezweckt zunächst eine Karte der Schrammen zu bilden. Die auf derselben eingetragenen schwarzen Pfeile rühren vom Inlandeis her, die roten dagegen von der selbständig ausgebildeten spätglazialen Lokalvergletscherung. Die Punkte auf den Schrammenzeichen markieren die Observationspunkte. Die Richtungen sind korrigiert.

Die Schrammenbeobachtungen sind für Lappland den Arbeiten von FREDHOLM [18], GAVELIN [24; 28], FRÖDIN [20], HAMBERG [35], SJÖGREN [90; 91], SUNDIUS [94] und TANNER [104] entnommen. Daneben sind meine eigene Beobachtungen in der Lappmark Jukkasjärvi in einer Anzahl von 37 eingetragen. Die norwegischen Beobachtungen sind den Arbeiten von DE GEER [5], FREDHOLM [18], HELLAND [40], HOEL [42], HOLMSEN [44; 46; 47], HÖRBYE [53; 54], MARSTRANDER [58], OXAAL [61; 62], REKSTAD [72; 74; 77; 78; 79; 80; 81], SAHLSTRÖM [83], TANNER [104], J. H. L. VOGT [111; 112] und TH. VOGT [114] entnommen. Meine eigenen Beobachtungen betragen hier 105.

Weiter sind mit roter Bezeichnung Endmoränen eingetragen, die von den spätglazialen Lokalvergletscherung abgelagert wurden. Die Moränen des Landeises sind dagegen nicht eingetragen weil genügende Erkundigungen über grosse Gebiete nicht vorhanden sind. Die wichtigeren dieser Moränen sind in Text dieses Werkes erwähnt, die übrigen kommen in der zitierten Literatur vor.





Die beobachteten von Eis eingedämmten Seen sind mit blauer Horizontalschraffur markiert.

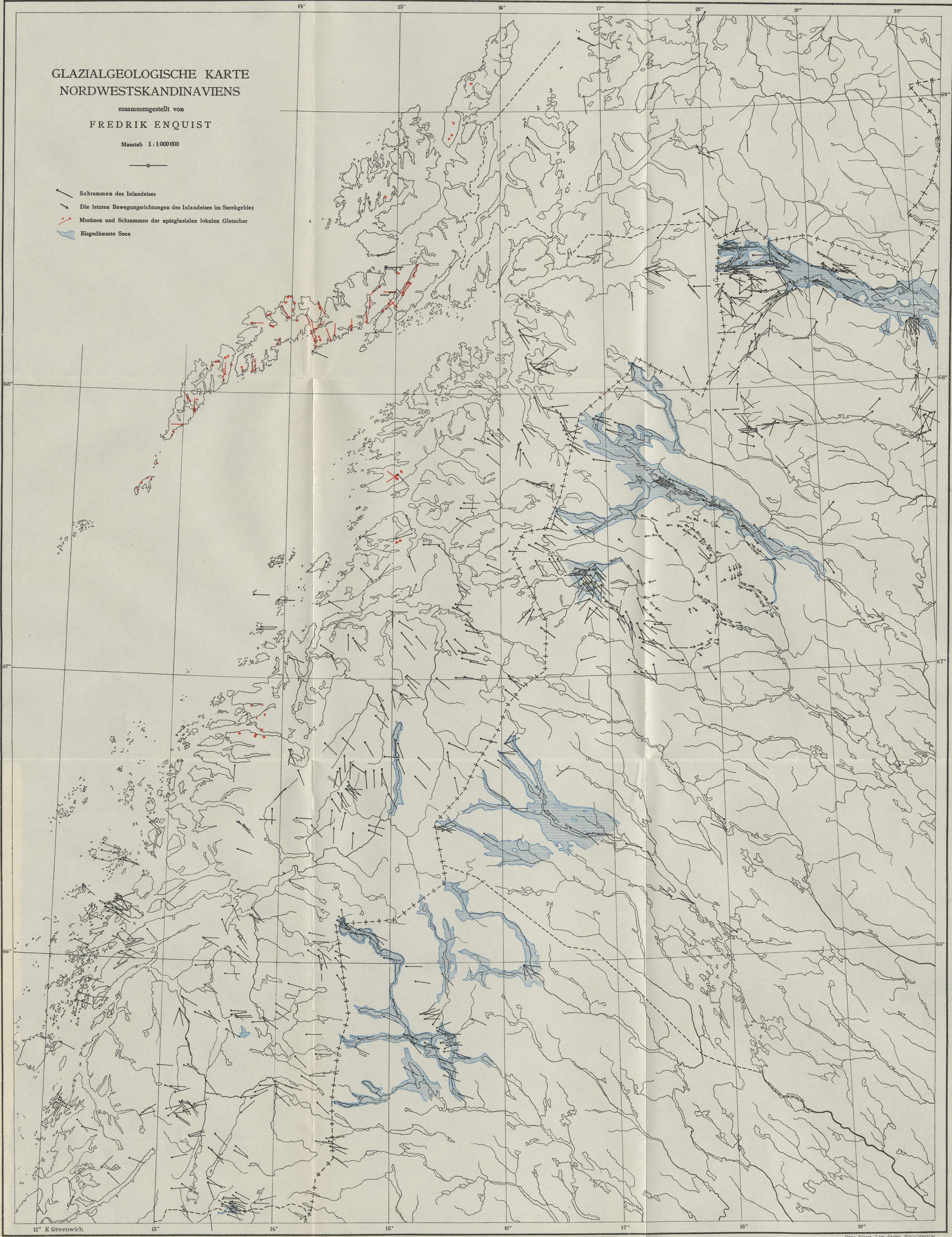
---

# GLAZIALGEOLOGISCHE KARTE NORDWESTSKANDINAVIENS

zusammengestellt von  
**FREDRIK ENQUIST**

Masstab 1:1 000 000

-  Schrammen des Inlandeises
-  Die letzten Bewegungsrichtungen des Inlandeises im Sarekgebiet
-  Moränen und Schrammen der spätglazialen lokalen Gletscher
-  Eisgedämmte Seen



Stockholm 1918. P. A. Norstedt & Söner. 182107