SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. C. Avhandlingar och uppsatser. N:o 257.

ÅRSBOK 7 (1913): N:o 4.

GEOGRAFISKA STUDIER

I

ST. LULE ÄLVS KÄLLOMRÅDE

AV

JOHN FRÖDIN

MED 10 TAVLOR

Pris 3 kr.

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. C. Avhandlingar och uppsatser. N:o 257.

ÅRSBOK 7 (1913): N:o 4.

GEOGRAFISKA STUDIER

I

ST. LULE ÄLVS KÄLLOMRÅDE

AV

JOHN FRÖDIN

MED 10 TAVLOR

STOCKHOLM
KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER
1914
[140061]

Förord.

Föreliggande arbete är grundat på fältundersökningar, utförda under somrarna 1910, 1911, 1912 och 1913. Ursprungligen avsågo de endast utforskandet av den stora sjöräckan i St. Lule älvs dalgång, den enda av de lappländska sjökedjorna, vilkens djupförhållanden då ännu voro fullständigt okända. Anslag lämnades välvilligt härtill av Sveriges Geol. Undersökning, så att uppgiften kunde lösas under de tvenne första somrarna och detaljerade sjökartor uppgöras över hela sjösträckan från Lule Luspe ända t. o. m. Luoktanjarkajaure.

Under min vistelse i området hade jag emellertid funnit, att detsamma innehöll så mycket av intresse, särskilt beträffande de senglaciala issjöarna, att jag beslöt att om möjligt utvidga arbetsplanen. För sommaren 1912 erhölls också anslag för den nya uppgiften av Sveriges Geol. Undersökning, och dessutom lämnade Sv. Turistföreningen ett stipendium för kartläggning av Sjöfallsområdet.

De båda första somrarna pågick arbetet endast $1^1/_2$—2 månader, men under 1912 fortgick det oavbrutet från 1 juni till slutet av september. Därvid rekognoscerades Porjusområdet samt delvis de synnerligen otillgängliga trakterna mellan fjällkedjan och gränsen. Vidare utfördes de tidsödande karteringarna av Sjöfallsområdet, av terrasserna på Alleb Kirkaos sluttning och av det vackra issjödeltat vid Akka. Issjöarna omkring övre Langas utforskades, och vid lämpliga tillfällen utfördes studier över flytmark och tjäle.

Arbetena sommaren 1913, till vilka ånyo medel lämnats av Sv. Geol. Unders. och dessutom reseunderstöd erhållits

ur Sv. Sällskapets för Antropologi och Geografi Hedin-fond, fortgingo likaledes under fyra månader. Härvid slutfördes undersökningen av Porjusområdet. Trakten omkring nedre Langas och St. Lule vatten utforskades noggrant med hänsyn till dess kvartärgeologi. I köliområdet uppsöktes och avvägdes de lägsta passen samt uppmättes och konnekterades issjöarnas strandlinjer. I genombrottszonen studerades de olika faserna av issjöarnas utveckling, och slutligen verkställdes på de högre fjällslätterna nya systematiska flytjordsundersökningar.

Det är ju givet, att i ett så svårtillgängligt område som det ifrågavarande arbetet i hög grad försvåras av yttre faktorer. En del energi och uppmärksamhet absorberas till följd av den nödiga omtanken om medhjälparnas och egen säkerhet och underhåll. I flera fall måste arbetet forceras eller i förtid avbrytas till följd av omöjligheten att medföra proviant för längre tid. Detta gäller särskilt det avlägsna västra området, som ligger 60 km. från närmaste svenska nybygge och 140 km. från Porjus, och där på långa sträckor t. o. m. de låga fjällrisen saknas, så att nödigt bränsle knappast kan erhållas (se nedan, tavl. 4). Av denna anledning hava undersökningarna blivit ojämnare, än jag hoppats. Särskilt måste jag beklaga, att tid och resurser ej medgivit en utforskning av Teusa-dalens issjöar, som torde hava stått i förbindelse med Luledalens. Men en planmässig sådan skulle hava krävt ytterligare minst tre veckor eller en månad samt ett större antal medhjälpare än vad som stod mig till buds.

Av praktiska skäl användes i den följande framställningen den topografiska kartans skrivsätt för de lappska namnen. Språkligt sett torde det visserligen i många fall vara oriktigt, men faktiskt komma dessa namn alltmera i bruk. Det går så långt, att flyttlapparna själva genom att använda kartbladen småningom lärt sig många av deras namn t. o. m. i den därstädes förekommande formen.

Till slut får jag till Sveriges Geologiska Undersökning rikta ett vördsamt tack för de mig beviljade anslagen, utan vilka arbetet ej kunnat utföras, liksom för den instrumentala utrustning, varmed jag försetts, och för att arbetet nu genom Undersökningens försorg befordras till trycket. Likaså stannar jag i förbindelse till Svenska Sällskapet för Antropologi och Geografi och till Svenska Turistföreningen för de stipendiemedel, jag av dem erhållit. Till Kraftverket i Porjus och dess förre Chef, nuvarande Generaldirektören Axel Granholm, uttalar jag mitt tack för beviljad hjälp med transporter av instrument och förråd och för även i övrigt visat intresse och välvilja. Slutligen står jag i tacksamhetsskuld till min trofaste medhjälpare, lappmannen Petter Vannar, som under fyra somrar med mig delat vedermödorna i vildmarken.

Lund i april 1914.

John Frödin.

Litteraturförteckning.

AHLENIUS, KARL. Beiträge zur Kenntnis der Seenkettenregion in Schwedisch—Lappland. — Bull. of the Geol. Instit. of Upsala. Vol. V. 1900. Upsala 1901. (Citeras i det följande *Beiträge.*)

—— Sjöforskningar i Lappland. — Ymer 1901. Sthlm 1902. (*Sjöforskn.*)

—— Ångermanälfvens flodområde. En geomorfologisk-antropogeografisk undersökning. — Upsala 1903. (*Ångermanl.*)

ANDERSSON, GUNNAR och BIRGER, SELIM. Den norrländska florans geografiska fördelning och invandringshistoria. — Norrländskt Handbibliotek. V. Upsala 1912. (*Norrl. flora.*)

ANDERSSON, JOH. GUNNAR. Den svenska expeditionen till Beeren Eiland sommaren 1899. — Ymer 1900. (*Sv. Exp. Beeren Eiland.*)

—— Über die Stratigraphie und Tektonik der Bären Insel — Bull. of the Geol. Instit. of Upsala. Vol. IV. 1899. Upsala 1901. (*Bären Insel.*)

—— Solifluction, a component of subaërial denudation. — Journal of Geology. Vol. XIV. 1906. Chicago 1906. (*Solifluction.*)

—— Contributions to the Geology of the Falkland Islands. — Wissenschaftliche Ergebnisse d. Schwedischen Südpolar-Expedition 1901—1903. Bd III. Lief. 2. Stockholm 1907. (*Contributions.*)

Beobachtungen der Russischen Polarstation auf Nowaja Semja. II. Theil. St. Petersburg. 1886. (*Ryska Pol. St.*)

BERGSTRÖM, E. En märklig form av rutmark från barrskogsregionen i Lappland. — G. F. F. Bd 34. 1912, h. 3. Sthlm 1912. (*Rutmark.*)

BERTRAND, M. Essai d'une théorie mécanique de la formation des montagnes. Déplacement progressif de l'axe terrestre. — Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Tome 130. Paris 1900. (*Essai mécanique.*)

BODMAN, GÖSTA. Meteorologische Beobachtungen der Schwedischen Südpolar-Expedition. — Wissenschaftliche Ergebnisse d. Schwed. Südpol. Expedition. Bd II. Lief. I. Sthlm 1908. Lief. III. Sthlm 1910. (*Sv. Sydpol. St.*)

CARLZON, C. Inlandsisens recession mellan Bispgården och Stugun i Indelsälfvens dalgång i Jämtland. — G. F. F. Bd 35. 1913. Sthlm 1914. (*Isrecession.*)

DAVIS, W. M. Physical Geography. — Boston and London 1901. (*Physical Geogr.*)

—— und BRAUN, G. Grundzüge der Physio-geographie. — Leipzig und Berlin. 1911. (DAVIS-BRAUN, *Physiogeogr.*)

—— Die erklärende Beschreibung der Landformen. Deutsch bearbeitet von D:r A. RÜHL. Leipzig und Berlin 1912. (DAVIS-RÜHL, *Landformen.*)

VON ENGELN, O. D. Phenomena associated with Glacier Drainage and Wastage. — Zeitschr. für Gletscherkunde. VI. Bd. 1911—1912. Berlin 1912. (*Glac. Drain.*)

FREDHOLM, K. A. Bidrag till kännedomen om de glaciala företeelserna i Norrbotten. — G. F. F. Bd 13. 1891. Sthlm 1892. (*Bidrag.*)

FRIES, THORE C. E. Botanische Untersuchungen im nördlichsten Schweden. — Vetenskapliga och praktiska undersökningar i Lappland, anordnade av Luossavaara-Kirunavaara A. B. Uppsala 1913. (*Bot. Unders.*)

FRÖDIN, GUSTAF. Bidrag till västra Jämtlands senglaciala geologi. — — S. G. U. Ser. C. N:o 246. (Årsbok 5, 1911.) Sthlm 1913. (*Jämtl. Sengl. Geol.*)

—— Hufvuddragen af isafsmältningen inom nordvästra Jämtland. — G. F. F. Bd 36. 1914. Sthlm 1914. (*NV Jämtl.*)

—— Glacialgeologiska studier i nordvästra Jämtland. — S. G. U. Ser. C. N:o 256 (Årsbok 7, 1913). Stockholm 1914. (*Glac. NV Jämtl.*)

FRÖDIN, JOHN. Några bidrag till södra Dalarnas fysiska geografi. — Ymer 1910. Sthlm 1910. (*Bidr. S. Dalarna.*)

—— Från Älfdalen öfver Lillhärrdal till Sveg. — Sv. Turistför. Årsskrift. 1911. Sthlm 1911. (*Älfd.-Sv.*)

—— Beobachtungen über den Einfluss der Pflanzendecke auf die Bodentemperatur. — Lunds Univ. Årsskrift. N. F. Afd. 2. Bd 8. N:o 9. Lund 1913. (*Beobachtungen.*)

GAVELIN, AXEL. Några iakttagelser rörande istidens sista skede i trakten NV om Kvikkjokk. — G. F. F. Bd 28. 1906. Sthlm 1906. (*Iakttagelser.*)

—— Yttrande om inlandsisens avsmältning i fjälltrakten mellan St. och Lilla Lule älf. — G. F. F. Bd. 31. 1909. Sthlm 1910. (*Isdelaren.*)

—— De isdämda sjöarna i Lappland och nordligaste Jämtland. — S. G. U. Ser. Ca. N:o 7. Sthlm 1910. (*Isdämda sjöar.*)

—— Yttrande med anledning av K. A. GRÖNWALLS föredrag om kaolinförekomsterna i nordöstra Skåne. — G. F. F. Bd 36. 1914. Stockholm 1914. (*Yttrande.*)

DE GEER, GERARD. Yttrande med anledning av SVENONIUS »berggrunden i trakten av St. Sjöfallet». — G. F. F. Bd 21. 1899. Sthlm 1899. (*Yttrande.*)

—— Die quartären Niveauveränderungen: der gegenwärtige Standpunkt der Frage und Aufgaben für künftige Untersuchungen. — Förh. vid nordiska naturforskare- och läkaremötet i Helsingfors 1902. Helsingfors 1903. (*Quart. Niv.*)

—— Yttrande med anledning av R. SERNANDERS föredrag: »Några bidrag till de centralskandinaviska fjälltrakternas postglaciala geologi». — G. F. F. Bd 26. 1904. Sthlm 1904. (*Yttrande.*)

HAMBERG, AXEL. Berättelse om en resa i Sarjekfjällen. — Sv. Turistför. Årsskr. 1896. Sthlm 1896. (*Resa i Sarjek.*)

—— Bidrag till Sarjektraktens qvartära historia. — G. F. F. Bd 22. 1900. Sthlm 1900. (*Sarjeks kvartär.*)

—— Sarjekfjällen. En geografisk undersökning. — Ymer 1901. Sthlm 1901. (*Sarjek.*)

—— Till frågan om förekomsten af alltid frusen mark i Sverige. — Ymer 1904. Sthlm 1904. (*Frusen mark*)

—— Öfversikt af Lule älfs geologi. — S. G. U. Ser. C. N:o 202. Sthlm 1906. (*Lule älf.*)

—— Om inlandsisens afsmältning i fjälltrakten mellan Stora och Lilla Lule älf. — G. F. F. Bd 31. 1909. Sthlm 1910. (*Isafsmältn.*)

—— Übersicht der Geologie des Lule älf. (Guide N:o 11 för geologkongressen i Sthlm.) Sthlm 1910. (*Geol. des Lule.*)

—— Yttrande under diskussionen med anledning av föredraget om Sarektraktens geologiska formationer och tektonik. — G. F. F. Bd 32. 1910 h. 4. Sthlm 1910. (*Yttrande.*)

—— Gesteine und Tektonik des Sarekgebirges nebst einem Überblick der skandinavischen Gebirgskette. — G. F. F. Bd 32. 1910 h. 4. Sthlm 1910. (*Gest. u. Tekt.*)

—— Die Geomorphologie und Quartärgeologie des Sarekgebirges. — G. F. F. Bd 32. 1910 h. 4. Sthlm 1910. (*Geom. u. Quart.*)

—— Über die Erosionsformen der Talwasserscheiden als Beweis einer glazialen Erosion. — Compte rendu de la XI:e session du Congrès géologique international, Stockholm 1910. I. — Sthlm 1912. (*Glazial Erosion.*)

—— Die schwedische Hochgebirgsfrage und die Häufigkeit der Überschiebungen. — Geol. Rundschau. Bd III. Leipzig 1912. *Hochgebirgsfr.*)

HANN, JULIUS. Lehrbuch der Meteorologie. Dritte Aufl. Leipzig 1913. (*Meteorol.*)

HESS, HANS. Die Gletscher. Braunschweig 1904. (*Die Gletscher.*)

HOBBS, WILLIAM HERBERT. Characteristics of existing glaciers. — New York 1911. (*Char. Ex. Glac.*)

HOLMGREN, ANDERS. Skogsbiologiska studier inom Arjeplougs och Jokkmokks lappmarker. — Skogsvårdsföreningens Tidskrift 1904. Sthlm 1904. (*Studier.*)

HOLMQVIST, P. J. Yttrande m. anl. av SVENONIUS »berggrunden i trakten av St. Sjöfallet». — G. F. F. Bd 21. 1899. Sthlm 1899. (*Yttrande.*)

—— En geologisk profil öfver fjellområdena emellan Kvikkjokk och norska kusten. — G. F. F. Bd 22. 1900. Sthlm 1900. (*Geol. profil.*)

HULL, EDWARD, The Physical History of the Norwegian Fjords. — The Geological Magazine 1913. (*Norwegian Fjords.*)

HÖGBOM, A. G. Om urkalkstenarnas topografi och den glaciala erosionen. — G. F. F. Bd 21. 1899. Sthlm 1899. (*Urkalksten.*)

—— Om s. k. jäslera och om villkoren för dess bildning. — G. F. F. Bd 27. 1905. Sthlm 1905. (*Jäslera.*)

—— Norrland. Naturbeskrifning. — Norrländskt Handbibliotek. I. Uppsala 1906. (*Norrland*)

—— De centraljämtska issjöarna. — S. G. U. Ser. Ca. N:o 7. Sthlm 1912. (*Centr. Jämtl. Issj.*)

—— Über die Glazialerosion in schwedischen Urgebirgsterrain. — Compte Rendu de la XI:e session du Congrès géologique international, Stockholm 1910. Sthlm 1912. (*Glaz-erosion.*)

HÖGBOM, BERTIL. Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes auf Spitzbergen. — Bull. of the geol. Instit. of Upsala. Vol. IX. 1908—1909. Upsala 1910. (*Geol. Wirk.*)

—— Bidrag till Isfjordsområdets kvartärgeologi. — G. F. F. Bd 33. 1911. Sthlm 1912. (*Isfj. kvartärgeol.*)

JOHNSON, DOUGLAS WILSON. Hanging Valleys. — Bull. of the American Geogr. Soc. 1909. Vol. XLI. New York. (*Hanging Valleys.*)

—— Hanging Valleys of the Yosemite. — Bull. of the American Geogr. Soc. 1911. Vol. XLIII. New-York. (*Yosemite.*)

KOUSENEFF, M-lle O. Sur l'évolution des phyto-formations des marais de la région de l'Amour. La Pédologie. XIII-e Année 1911. St. Petersbourg (*Phyto-formations.*)

LAUTENSACH, HERMANN. Die Übertiefung des Tessingebiets. — Geogr. Abh. herausgegeb. von Albrecht Penck. Neue Folge. H. 1. Leipzig und Berlin 1912. (*Tessingeb.*)

LUGEON, MAURICE. Les dislocations des Bauges. — Bull. des Services de la Carte Géologique de la France. N:o 77. Tome XI 1899—1900. Paris 1900. (*Bauges.*)

LUGEON, MAURICE. Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales. — Annales de géographie. Bd X. Paris 1901. (*Vallées.*)

MEINARDUS, WILH. Über einige charakteristische Bodenformen auf Spitzbergen. — Sitz.-Ber. d. Mediz.-Naturw. Ges. zu Münster i W. Bonn 1912. (*Charakt. Bodenf.*)

—— Beobachtungen über Detritussortierung und Strukturboden auf Spitzbergen. — Zeitschr d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. Bd 1912. Berlin 1912. (*Strukturboden.*)

MIETHE, A. Über Karreebodenformen auf Spitzbergen. — Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. Bd 1912. Berlin 1912. (*Karree.*)

MUNTHE, HENR. Några ord i en terminologi-fråga. — G. F. F. Bd 33. 1911. Sthlm 1912. (*Term.-fråga.*)

NELSON, HELGE. En bergslagsbygd. — Ymer 1913. Sthlm 1913. (*Bergslagen.*)

NORDENSKJÖLD, OTTO. Topographisch-geologische Studien in Fjordgebieten. — Bull. of the Geol. Instit. of Upsala. Vol. IV. 1899. Upsala 1900. (*Fjordgeb.*)

—— On the Geology and Physical Geography of East-Greenland. — Meddelelser om Grönland. Vol. XXVIII. Kjöbenhavn 1909. (*Grönland.*)

—— Die Polarwelt und ihre Nachbarländer. Leipzig, Berlin 1909. (*Polarwelt.*)

—— Über die Fjorde und Fjordgebiete. — Compte Rendu de la XI:e session du Congrès géologique international, Stockholm 1910. Sthm 1912. (*Fjorde.*)

Observations faites au Cap Thordsen, Spitzberg, par l'expedition suédoise. — Exploration internationale des régions polaires 1882—1883. — Tome I. Sthlm 1891. (*Sv. Nordpol. St.*)

PENCK, ALBRECHT. Geomorphologische Probleme aus Nordwest-Schottland. — Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. Bd 1897. Berlin 1897. (*Geomorf. Probl.*)

—— und BRÜCKNER, EDUARD. Die Alpen im Eiszeitalter. — Leipzig 1909. (*Die Alpen.*)

PHILIPPI, E. Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 62. Bd. 1910. Berlin 1911. (*Präolig. Landoberfl.*)

RAMANN, E. Bodenkunde. — Dritte Aufl. Berlin 1911. (*Bodenkunde.*)

RAMSAY, W. Geologiens Grunder. 2:dra uppl. I. Helsingfors 1912. (*Geologis Gr.*)

RECK, HANS. Die morphologische Entwicklung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft im Lichte der DAVIS'schen zyklustheorie. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 64. Bd. 1912. Berlin 1913. (*Entw. Südd. Landschaft.*)

REUSCH, HANS. Nogen bemerkninger om indsjöers dannelse i Skiensvasdraget. — Det Norske Geogr. Selskabs Aarb. XX. Kristiania 1909. (*Bemerkn.*)

RUSSEL, I. C. River Development. — The Progressiv Sc.-Series. London 1909. (*Riv. Dev.*)

SAPPER, KARL. Über Fliesserde und Strukturboden auf Spitzbergen. — Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. Bd 1912. Berlin 1912. (*Über Fliesserde.*)

—— Erdfliessen und Strukturboden in polaren und subpolaren Gebieten. — Geol. Rundschau. Bd 4. 1913. Berlin 1913. — Även tryckt uti: Internationale Mitteil. f. Bodenkunde. Bd III. Berlin 1914. (*Erdfliessen.*)

—— Über Abtragungsvorgänge in den regenfeuchten Tropen und ihre morphologischen Wirkungen. — Geogr. Zeitschr. herausgegeb. von A. HETTNER. 20. Jahrg. Leipzig 1914. (*Abtragung.*)

SERNANDER, RUTGER. Flytjord i svenska fjälltrakter. — G. F. F. Bd 27. 1905. Sthlm. 1905. (*Flytjord.*)

SJÖGREN, OTTO. Geografiska och glacialgeologiska studier vid Torneträsk. — S. G. U. Ser. C. N:o 219. (Årsb. 3, 1909). Sthlm 1909. (*Torneträsk.*)

SPETHMANN, H. Über Bodenbewegungen auf Island. — Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. Bd 1912. Berlin 1912. (*Bodenbeweg.*)

v. STAFF, HANS. Zur Morphogenie der Präglaziallandschaft in den Westschweizer Alpen. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 64. Bd. 1912. Berlin 1913. (*Morphogenie.*)

SVENONIUS, FREDR. Bidrag till Norrbottens Geologi. — Sthlm 1880. (*Norrb. Geol.*)

—— Glacialundersökningar i Jukkasjärvi och Gellivare lappmarker. — G. F. F. Bd 7. 1884—1885. Sthlm 1884—1885. (*Glac.-Und.*)

—— Om oskiktade terrasser i Lappland. — G. F. F. Bd 9. 1887. Sthlm 1887. (*Oskikt. terr.*)

—— Om berggrunden i Norrbottens län. — S. G. U. Ser. C. N:o 126. Sthlm 1892. (*Berggr. i Norrb.*)

—— Några svenska fjälltyper. — Sv. Turistför. Årsskr. 1894. (*Fjälltyper.*)

—— Förklyftningar utmed St. Lule elf. — G. F. F. Bd 21. 1899. Sthlm 1899. (*Förklyftn.*)

—— Översikt af St. Sjöfallets och angränsande fjälltrakters geologi. I. G. F. F. Bd 21. 1899. Sthlm 1899. — II. G. F. F. Bd 22. 1900. Sthlm 1900. (*St. Sjöf.*)

SVENONIUS, FREDR. Om skärf- eller blockhafven i våra högfjäll. — G. F. F. Bd 31. 1909. Sthlm 1910. (*Blockhafven.*)

—— Yttrande m. anl. av A. HAMBERGS föredrag om inlandsisens afsmältn. i fjälltrakten mell. St. o. Lilla Lule älf. — G. F. F. Bd 31. 1909. Sthlm 1910. (*Yttrande.*)

TANNER, V. Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. II. Nya bidr. t. frågan om Finmarkens glaciation och nivåförändringar. — Fennia. Bd 26. Helsingfors 1907. (*Finm. Glac.*)

—— Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. Om landisens rörelser och afsmältning i finska Lappland och angränsande trakter. — Helsingfors 1914. (*Landisen.*)

TARNUZZER, CHR. Die Schuttfacetten der Alpen und des hohen Nordens. Petermanns Mitteil. 57. Jahrg. 1911. II. Halbband. (*Schuttfacetten.*)

TARR, RALPH S. Some Phenomena of the Glacier Margins in the Yakutat Bay Region, Alaska. — Zeitschr. für Gletscherkunde. III. Bd. 1908—1909. Berlin 1909. (*Glac. Margins.*)

—— The Yakutat Bay Region, Alaska. — U. S. Geol. Survey. Profess. Pap. 64. Washington 1909. (*Yakutat.*)

—— The Glaciers and Glaciation of Alaska. — Science, New Series. Vol. XXXV. 1912. — New York 1912. (*Alaska.*)

TAYLOR, FRANK BURSLEY. Moraines of recession and their significance in glacial theory. — Journal of Geology V. Chicago 1897. (*Moraines.*)

ULE, W. Glazialer Karree- oder Polygonenboden. — Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. Bd 1911. Berlin 1911. (*Karreeboden.*)

VOGT, J. H. L. Über die schräge Senkung und die spätere schräge Hebung des Landes im nördlichen Norwegen. — Norsk Geol. Tidskr. Bd I. Kristiania 1910. (*Schr. Senk.*)

—— Om to endemoræne-trin i det nordlige Norge samt om endemorænernes størrelse og betydning for opdæmning. — Norsk Geol. Tidskr. Bd II. Kristiania 1913. (*Endemoræn.*)

VOGT, THOROLF. Landskapsformerne i det ytterste av Lofoten. Det Norske Geogr. Selskaps Aarb. 1911—1912. Kristiania 1913. (*Lofoten.*)

VOLZ, WILHELM. Jungpliozäne Trockenklima in Sumatra und die Landverbindung mit dem asiatischen Kontinent. — Gaea. 45. Jahrg. 1909. Stuttgart. (*Sumatra.*)

WRÅK, WALTER. Bidrag till Skandinaviens reliefkronologi. — Ymer 1908. Sthlm 1908. (*Reliefkron.*)

WULFF, THORILD. Botanische Beobachtungen aus Spitzbergen. — Lund 1902. (*Bot. Beobacht.*)

I.

Allmän översikt över området.

Föreliggande undersökning omfattar förnämligast övre delen av Stora Lule älvs flodområde och berör alltså huvudsakligen den nordvästligaste av de fyra eller fem parallellzoner, i vilka A. G. HÖGBOM indelat Norrland, nämligen »Fjällens och de stora sjökedjornas region» (A. G. HÖGBOM, Norrland, sid. 393—404). Dock har, såsom jag ovan nämnt, arbetet i vissa hänseenden utsträckts längs Luleälven nedanför dess utflöde ur de stora sjöarna d. v. s. till den översta delen av »Moränlidernas och de stora myrarnas region».

Denna del av området kan karaktäriseras som en gammal urbergsplatå, sammansatt av graniter och gnejser, och med en medelhöjd av cirka 450 m. ö. h. Dess yta är i stort sett svagt vågformig, och dess lugna konturer brytas endast av Luleälvens och ett par andra strömmars djupt nedskurna dalfören, vilka äro så skarpt avsatta under platåns yta, att man merendels ej varsnar dem, förr än man befinner sig i deras omedelbara närhet.

Några av platåns böljformiga ryggar resa sig till avsevärt större höjd än de övriga och uppvisa då stundom på sina krön små flata högslätter. De förnämsta exemplen härpå äro Vuosmavare, St. Talput och Gellivare Dundret. De flesta av högslättens höjdstråk stiga emellertid endast helt obetydligt över platåytan och ligga därför helt och hållet under skogsgränsen, men längst i nordväst bliva höjderna ansenligare, så att slutligen de nyssnämnda och ännu några flera höja sig över densamma. Deras toppdelar bära alltså

de första små fjällslätterna, sålunda markerande grannskapet till den stora västliga fjällregionen. — Emellan de uppskjutande bergryggarna utbreda sig mångenstädes på högplatån vida slättlandskap, vilkas lägsta partier intagas av ansenliga myrar.

Karakteristiskt för denna zon, som skulle kunna betecknas som skogarnas och myrarnas område, är vidare, att barrskogen är så fullständigt dominerande. Eftersom områdets högre delar, såsom jag redan framhållit, nå upp emot skogsgränsen, skulle man ju vänta, att därstädes funnes en gördel av lövskog ovanför barrskogsgränsen. Någon ren björkregion finnes emellertid icke här, ty granen når ända upp till fjällheden. Denna för landskapets fysionomi ganska viktiga företeelse är helt och hållet inskränkt till området SO om de stora sjöarna.

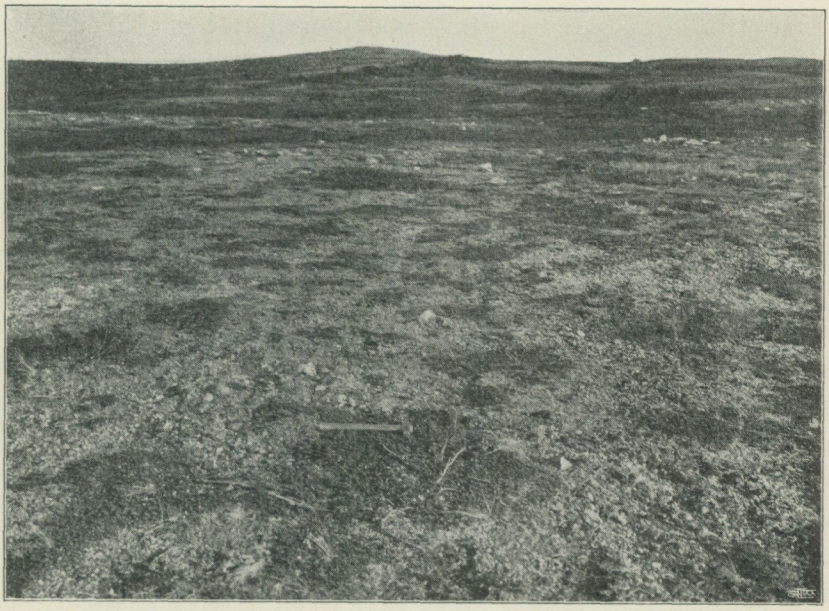
20 km. NNV om Harsprånget vidgar sig St. Lule älvs dalgång och giver på sin botten rum för St. Lule vattens vidsträckta sjöyta. Här begynner således vad HÖGBOM kallar Fjällens och de stora sjöarnas region. Den är emellertid så vidsträckt och heterogen, att det torde vara lämpligt och nödvändigt att uppdela densamma. Som indelningsgrund erbjuder sig då självmant topografien, alldenstund med hänsyn till ytskulpturen trenne mycket väl markerade zoner kunna urskiljas inom nämnda »region».

Från sjökedjans sydöstra ände fortsätter nämligen den nyss omtalade urbergsplatån mot NV med samma lugnt utmodellerade konturer. Den når ända fram till Langasjaures övre del och har alltså en bredd av 70 km. Den stiger emellertid successivt mot NV, så att den tämligen snart höjer sig över skogsgränsen med flata vida fjällplatåer. Fjällen nå likväl aldrig någon större höjd; de högsta topparna stiga sällan högre än 1 000 m. Området torde därför göra skäl för benämningen den östra lågfjällszonen.

Den skiljer sig från den föregående bl. a. därigenom, att barrskog endast finnes på dalbottnarna och dalsidornas lägre delar. Högre upp efterträdes densamma av björkre-

gionen, vars vertikala utbredning visserligen endast omfattar 80—100 m., men som till följd av fjällsidornas ringa lutning merendels sträcker sig över betydande areal. I ett bälte strykande vinkelrätt över nordvästra Lule vatten och sydöstra Langas torde björkskogen omfatta ungefär hälften av hela arealen.

Ovanför skogsgränsen anträffas de vidsträckta fjällslätterna, beklädda med den karakteristiska brungröna risvegetationen. Detta är fjällhedens egentliga område. Ingenstädes längre västerut är den så fullständigt dominerande,



Förf. foto 31/8 1913.

Fig. 1. Fjällhed vid Saltoluokte.

eller erbjuder den en så rik utveckling av olika typer som i lågfjällszonen. Över stora sträckor finner man den utbildad i dess extremaste form, där den icke ens förmår kläda marken med ett sammanhängande växttäcke (se fig. 1).

Lågfjällszonen begränsas i NV av en rad SV—NO strykande fjällbranter, som resa sig högt över lågfjällszonens

fjällslätter. De bilda visserligen intet fullständigt sammanhängande system, utan saknas här och där t. ex. i de närmaste omgivningarna av Luledalen, men merendels träffar man dock deras karakteristiska flera hundra meter höga stup. Dessa fjällbranter, sammanfattade under benämningen den östra glintlinjen, utgöra i själva verket gränsen mellan lågfjällen å ena sidan och högfjällens och genombrottsdalarnas område å den andra. I och med att glinten passeras, växlar landskapet genast karaktär. Den förut lugna landskulpturen blir numera skarpt utmejslad i höga djärva toppar och lodräta branter. Vida fjällslätter utbreda sig även i detta område, ofta med betydligt högre medelnivå än lågfjällsområdets och stundom ordnade på två eller flera nivåer över varandra. Till skillnad från dem i öster äro de vanligen begränsade både uppåt och nedåt av branta sluttningar och stundom lodräta stup.

Jämsides med topografiens övergång till djärvare former förändras också berggrundens sammansättning. Urbergets gnejser och graniter upphöra strax öster om glinten, och i stället uppträda den östliga silurens bergarter i ett smalt bälte nedanför högfjällszonens branter. Ovanpå ett konglomerat, som vanligen icke går i dagen annat än på gränsen till urberget, följer här en sandsten, mestadels uppblandad med kalk. Den utgör den förhärskande bergarten omedelbart nedanför fjällbranterna och även i de djupare dalgångarnas bottnar ofta ända till ett tio-tal km. in i högfjällsområdet. Den når stundom upp i fjällsidorna men växellagrar då med lerskiffrar — den s. k. Hyolithuszonen i inskränkt bemärkelse (se SVENONIUS, St. Sjöf. II) —, i vilka den slutligen helt och hållet övergår, och som stundom nå en höjd av 600—700 m. ö. h.

Ovanför den obetydliga zonen av östlig silur anträffas högfjällsområdets bergarter, främst en syenit eller kvartsfattig granit, som stundom är starkt förskiffrad, men på andra håll saknar varje spår av parallellstruktur med undantag av några mycket starkt framträdande spricksystem. — Syeniten utgör

den förhärskande bergarten i den cirka 60 km. vida högfjällszonens fjällmassiv ända upp till en nivå av 1 000 eller 1 100 m., d. v. s. syenitskållans övre gränsyta sammanfaller i stort sett med de översta fjällslätternas nivå (se A. HAMBERG, Gest. u. Tekt.).

De vanligen mycket starkt sönderskurna fjällkomplex, som resa sig över syenitplatån, och som i Luledalens närmaste omgivningar nå en maximihöjd av 1 880 m. (Akka), bestå däremot av amfibolit. Deras mörka kupolformiga konturer skilja dem morfologiskt mycket väl från de lägre nivåernas syenitmassiv, som med sina branta stup dock vanligen äro mera oregelbundna.

En för de stora fjällslätterna anmärkningsvärd egendomlighet är den därstädes förekommande flytmarken, som sätter sin prägel på slätternas detaljkonfiguration. Jordflytningsprocesserna kunna med skäl sägas vara bundna till dessa områden, i det att de äro betingade av de därstädes rådande topografiska och klimatiska förhållandena (se nedan avdelning IV). Å andra sidan bidraga de till de horisontella landformernas vidmakthållande, och för den fullständiga förståelsen av dessa torde därför ett ingående studium av de förra vara nödvändig.

Ännu i lågfjällsområdet var barrskogen förhärskande i dalbottnarna och på dalsidornas lägre delar. I högfjällszonen finnes den endast på de allra djupaste dalarnas bottnar, och även där tunnar den betydligt av mot V. Längst i NV går den i Luledalen, vars bottenhöjd är i det närmaste densamma genom hela högfjällsområdet. De sista barrträden anträffas där vid Alemusjaures nordvästra ända. Däremot intager björkskogen fortfarande betydlig areal på fjällmassivens sidor. Ovanför densamma igenfinner man fjällregionen. Men den har nu ändrat karaktär. Visserligen breda sig lågfjällens rishedar ut över de östliga högfjällsvidderna, men mot väster uppblandas de alltmera med gräs, halvgräs och andra örter, och i områdets västra del uppträder den rena fjälängsvegetationen. — På högfjällsom-

rådets högre nivåer tillkommer dessutom en ny vegetationstyp, nämligen moss- och lavtundran.

Mellan högfjällsområdet och norska gränsen finnes en cirka 40 km. bred zon med avsevärt lägre medelnivå än det förra. Dess toppar överstiga aldrig 1 500 m. och torde i allmänhet vara belägna mellan höjdkurvorna för 1 400 och 1 000 m. Verkliga fjällslätter saknas vanligen. Övergången till den nya topografiska typen är ganska bestämt markerad. Mångenstädes ter sig högfjällszonen från detta sista fjällområde som en hög fjällmur, och fastän gränsen mellan dem båda ingalunda är så tydligt utbildad som högfjällens mot den östliga lågfjällszonen vettande tvärbranter, torde dock benämningen den västra glintlinjen vara berättigad för högfjällsplatåernas mot V vända sluttningar.

Förändringen i landskulpturen är betingad av att berggrunden här har en annan sammansättning (se nedan, avd. II). Typiska syeniter och amfiboliter saknas alldeles. Däremot äro lösare skiffrar förhärskande, vilka mestadels torde få räknas till den västliga siluren eller köligruppen (se A. G. Högbom, Norrland). De uppvisa ett stort antal variationer med avseende på sammansättning och hårdhetsgrad.

Denna zon, som lämpligen torde kunna benämnas det västliga fjällområdet eller kölizonen, utgör St. Lule älvs källområde.

För övrigt skiljer den sig från alla de tre föregående zonerna däruti, att den fullständigt saknar barrskog. Björkskogen täcker i öster dalbottnarna och de nedre dalsidorna, men dess övre gräns sjunker mot V, och redan 10—20 km. från riksgränsen upphör därför björkskogen även i dalbottnarna. — Ovanför skogsgränsen intagas fjällsluttningarna till stor del av de s. k. fjällängarna, vilkas örtrika samhällen påminna om sydligare trakters ängsmark och giva det västliga fjällandskapet en från de östliga fjällhedarna betydligt avvikande karaktär.

Tillvaron av fjällängarna är också den viktigaste orsaken till områdets stora egendomlighet i antropogeografiskt

hänseende, nämligen att de renskötande flyttlapparna under sommaren uteslutande uppehålla sig i detsamma, V om den högsta fjällkedjan.

Gemensamt för fjällområdets trenne zoner är, att de på tvären genomskäras av Luledalen, vars botten överallt till större delen av sin bredd upptages av stora sjöar, som inom varje zon tillhöra samma morfologiska typ, men förändras med hänsyn till konfiguration och djup från den ena zonen till den andra (se nedan).

På fjällsluttningarna ovanför dessa sjöar finner man mångenstädes väl utbildade, mången gång på långt håll synliga strandmärken, som angiva, att sjöytorna tidigare legat på ansenligt högre nivå än nu.

II.

Den fasta berggrundens morfologi.

Några morfogenetiska huvudpunkter.

Den nya riktning inom den fysiska geografien, som till upphovsman har amerikanaren J. M. Davis, och som går ut på att fastställa de olika terrängformernas uppkomstsätt och inbördes åldersförhållande genom studiet av de olika denudationsplanen och denudationsnivåerna, har ännu icke i nämnvärd mån gjort sig gällande inom den svenska geografiska forskningen. Delvis torde detta nog bero på, att vårt lands vertikala konfiguration i allmänhet är mycket svagt utvecklad, nivåskillnaderna äro obetydliga, och stora, skarpt begränsade terrängformer saknas över vida områden. Det kan därför synas, som om i vårt lands centrala delar antingen denudationsplanens antal är synnerligen obetydligt, eller de äro skilda från varandra genom så obetydliga nivådifferenser, att de icke numera kunna urskiljas.

I vårt lands nordliga och nordvästliga trakter, där höjdskillnaderna äro betydligare och landskapsformerna mera skarpt utbildade, böra dock förutsättningarna vara gynnsammare för detta slags forskning, och den enda fullt genomförda undersökning av detta slag, som hittills verkställts i vårt land, berör också delvis dessa områden. W. Wråk, som utfört densamma (Reliefkron.), har i nordliga och nordvästra Skandinavien ansett sig kunna påvisa en hel serie av denudationsplan, skilda från varandra genom betydliga nivådifferenser och sålunda härrörande från olika tider och basnivåer. De nya intressanta synpunkter, som ligga till grund för hans

arbete, torde dock möjligen i vissa fall hava fört honom för långt och föranlett honom att förringa betydelsen av andra sedan länge kända, för terrängbildningen viktiga faktorer. Sålunda tager han i sitt arbete endast ringa hänsyn till skilda bergarters olika motståndskraft mot erosionsarbetet. Dock är det visserligen riktigt, att vid utbildningen av denudationsplanen icke djup- utan sidoerosion varit den utslagsgivande faktorn, i det att de ju uppkommit genom serpentinisering av floder, som förut nått sin basnivå, samt att vid en sålunda pågående avjämning de olika bergarternas motståndskraft i stort sett icke gärna kan inverka på det uppkommande peneplanets konfiguration, utan endast på den hastighet, varmed det bildats. Men härav följer också, att om en förändring av basnivån inträffar, innan avjämningen slutförts, de kvarstående resterna av de äldre komplexen äro mera eller mindre omfattande, alltefter deras genom berggrundens motståndskraft betingade förmåga att fördröja erosionscykelns fullbordande. Detta är en av de omständigheter, som förklara, varför man icke kan lägga de olika denudationsplanens inbördes storlek till grund för en jämförelse av de skilda denudationsperiodernas längd.

Däremot torde det icke vara möjligt, att plana vidder kunna uppkomma enbart till följd av förefintligheten av horisontella gränsytor mellan hårdare och lösare bergarter. D. v. s. s. k. tektoniska slätter i egentlig mening torde icke kunna bildas, utan att basnivån genom en nivåförändring bringas att sammanfalla med ifrågavarande gränsskikt. Wråk har också kunnat fastställa, att denudationsytorna stundom skära över formationsgränserna, utan att den ringaste förändring i ytskulpturen kunnat påvisas (Reliefkron., sid. 155). Liknande iakttagelser hava gjorts av v. Staff i Walliser-Alperna (Morphogenie, sid. 54). För denudationsslätternas detaljkonfiguration torde dock växlingarna i berggrundens motståndskraft spela en viktig roll.

Detta bör även vara förhållandet, då efter en sänkning av basnivån vertikalerosionen åter sätter in. Denna torde

då förläggas till de mindre motståndskraftiga zonerna i det gamla peneplanet. De floder, som nu på nytt sönderstycka detsamma, arbeta dock vanligen uteslutande vertikalt, ända tills de åter uppnått sin basnivå. Men därefter begynner sidoerosionen och därmed den definitiva reduceringen och förstöringen av de gamla slättresterna. De partier, i vilka den gamla denudationsytan sönderstyckats, bliva allt mindre och förvandlas småningom till käglor. Men så länge de bära plana slätter på topparna, tillhöra dessa inbördes samma nivå. Ty erosionen verkar nu horisontellt utan hänsyn till bergarternas motståndskraft. Frostens och vindens förstörande inflytande på berggrunden har ingen betydelse, så länge icke det lösgjorda materialet kan bortskaffas, och kan alltså icke influera på de skilda platåresternas inbördes nivå, även om dessa hava olika sammansättning och motståndsförmåga mot de förstörande processerna. Sålunda förklaras den s. k. topphöjdskonstansen, som man t. ex. funnit i Alperna, där topparna ligga i ett och samma plan, som går fram utan hänsyn till formationsgränserna (v. STAFF, o. a. a., s. 4).

Berggrundens hårdhetsgrad influerar alltså icke på de gamla platåresternas höjd, men väl på deras inbördes ytstorlek.

Om det alltså torde vara ganska lätt att spåra dessa morfogenetiska lagar i de stora dragen av vissa landskapstyper, så lär det icke desto mindre vara synnerligen vanskligt att följa dem i detalj, emedan härvidlag verkningarna av så många andra processer spela in och skapa betydande felkällor. Särskilt kan det synas föga lyckligt att som WRÅK draga slutsatser angående unga dalgenerationer och deras inbördes ålder på basis av deras konfiguration och storleksförhållande, framför allt om man som han underlåter att fästa minst lika mycken vikt vid det modifierande inflytande, som bergarternas individuella egenskaper utöva på erosionsarbetet i dalstråk, där vertikalerosionen knappast ens kan anses vara fullt avslutad. Vidare är det ju ovisst, vilket inflytande förhållandena under istiden utövat på sådana unga dalars konfiguration, medan

det å andra sidan måste anses uppenbart, att nedisningen icke kunnat nämnvärt inverka på de stora högplatåernas nivåförhållanden.

Skogarnas och myrarnas område.

Bergen och högslätterna.

De undersökningar, som av WRÅK utförts, beröra huvudsakligen nordligaste Norge och Torne lappmark, men han behandlar i sitt arbete även en del av Luleområdet, framför allt trakten omkring Porjus (Reliefkron., s. 183—191). Han anser sig kunna urskilja trenne topografiska huvuddrag därstädes: bergen, morän- och myrmarkerna samt de djupa dalarna (sid. 185). Detta är fullkomligt riktigt. Dock är skillnaden mellan de två förstnämnda grupperna ej alltid så tydlig, att det överallt kan sägas, att de representera olika denudationsplan. Däremot framträda i den nutida ytskulpturen mycket markerade drag, som angiva, i vilken riktning gångna tiders floderosion verkat. I landskapet dominerar för alla företeelser den nordväst-sydostliga riktningen. Bergryggarna stryka i regel åt detta håll. Bäckar och åar flyta i denna riktning, och sjöarna hava sina längdaxlar förlagda i dessa väderstreck. Betraktar man Generalstabens kartblad Jokkmokk, finner man, att landskapet uppvisar en mycket tydlig striering i NV—SO ej blott i stora drag utan även i detalj. Det är uppenbart, att floderosionen under mycket lång tid verkat i denna riktning, och att landytan under dessa perioder sluttat åt detta håll. (Jfr A. G. HÖGBOM, Norrl., s. 79—80.) Till och med på de stora flata vidderna O om Vuosmavare finner man detta linjesystem vara det för landskapsstrukturen bestämmande. Dessa jämna ytor uppfattas av WRÅK som ett gammalt peneplan och parallelliseras med »det breda bälte av morän och myrmarker, som sträcker sig genom mitten av Lappland» (sid. 151). Han anser dem härstamma från den sista långvariga denudationsperioden, vilken han benämner Muddus-tiden.

Det måste också medgivas, att dessa områden i stort sett äro synnerligen jämna och med rätta kunna betraktas som en gammal denudationsyta. I andra delar av skogarnas och myrarnas område är denna emellertid rätt kuperad. Den genomkorsas där av bergryggar med ganska växlande höjd. De uppvisa en hel serie av topphöjder från Muddus-slättens nivå upp till 600 meters höjd t. ex. Pakkoskaite (496 m.[1]), Jutsavare (536 m.), Råvevarats (568 m.), Kuosakåbbo (575 m.), Unna Vuosmavare 595 m.[2]. Alla dessa höjder framvisa emellertid en svagt välvd tvärprofil utan några markerade slätter på kammarna. Sådana finnas däremot i regel på de berg, som nå större höjd. Så är platån på Ananesvares rygg (631 m.) synlig på långt håll (se fig. 2), och även Vuosmavare bär en tydlig fjällslätt på sitt krön (650 m.). I motsats till vad WRÅK påstår (sid. 185), är detta emellertid icke det högsta i trakten. 14 km. V om Porjus reser sig nämligen St. Talput till en höjd av 709 m. (enl. top. kartan), och NO om Vuosmavare ligga S. Stubba (661 m.), Nietsakeskåbbo (686 m.) och Dundret vid Gellivare (825 m.). Dessa topphöjder äro tydligen alltför olika, för att de skulle kunna representera en och samma avjämningsyta. Nämnda berg bära heller inga plan på topparna. I stället kan man ådagalägga, att de skjuta upp genom det denudationsplan, av vilket fjällslätten på Ananasvare och Vuosmavare är en del. Så begränsas S. Stubbas kägelformiga högsta topp i SV av en ganska jämn platåyta, för vars höjd kartans värde (629 m.) torde vara representativt. Även omkring St. Talput utbreda sig plana ytor på motsvarande nivå. Och de centrala toppdelarna av Dundret omgivas av lägre platåytor på 626—670 meters höjd.

Dessa fjällslätter ligga alltså på inbördes tämligen lika nivå och torde därför få uppfattas som resterna av ett gammalt av Muddus-dalarna sönderskuret denudationsplan, näm-

[1] Siffror inom parentes utmärka generalstabskartans höjdvärden.

[2] Höjdsiffror utan parentes utmärka värden, vunna av mig genom barometeravvägning.

ligen det som WRÅK benämner Borsu-nivån.[1] De käglor och bergklumpar, som resa sig från dem, visa emellertid, att avjämningen aldrig hann fullbordas under Borsu-tiden, innan en ny sänkning av basnivån avbröt horisontal-erosionen och inledde Muddus-tiden. Dock bör den hava varit ganska långt framskriden, ty ingen av dessa över Borsu-nivån uppstigande toppar (möjligen med undantag av Dundrets högsta) bär någon fjällslättrest överst. Detta förhållande angiver, att erosionen under Borsu-tiden sannolikt hunnit reducera de kvarstående resterna av närmast äldre denudationsplatå (WRÅKS Tuipalnivå) i så hög grad, att inga delar av de horisontella planen längre funnos kvar, när basnivån sänktes. Efter denna tid kan nämligen ingen massreduktion av de över Borsu-nivån uppskjutande platåerna hava ägt rum.

På samma sätt förhåller det sig sannolikt med de nyssnämnda bergryggarna (se ovan sid. 24), som resa sig till växlande höjd mellan Muddus- och Borsu-nivåerna. De torde vara rester av den gamla Borsu-platån, vilka av sidoerosionen reducerats i så hög grad, att några delar av den ursprungliga platåytan nu ej längre finnas kvar på dem.

De ännu kvarvarande resterna av den gamla Borsu-ytan äro däremot ganska vackra. Särskilt torde Vuosmavares och Ananasvares fjällslätter få anses som synnerligen väl avsatta gent emot bergssidorna, även om den senares yta i detalj uppvisar en viss ojämnhet.

Egendomligt nog finner man på alla de nämnda Borsukomplexen utom Dundret spår även av ganska betydlig recent erosion. Så finnes mellan M. och S. Stubba en väl markerad smal dalgång med branta sidor. En liknande finnes mellan Vuosmavare och det västerut belägna Unna Vuosmavare. På samma sätt genomskäres Ananasvares västra del av en dylik, nästan V-formad, som stryker från N till S. Och slutligen utgöres nedre delen av St. Talputs västra

[1] Jag har för enkelhetens skull upptagit WRÅKS benämningar på de olika denudationsplanen. Detta innebär dock icke, att jag i detalj godtager hans förklaring av deras uppkomst, ej häller att jag anser dem bildade samtidigt med de av honom påvisade i andra delar av Skandinavien.

sluttning av ena sidan i en dylik ung dal. I alla dessa fyra fall äro dalsidorna skarpt avsatta och passpunkterna ligga på betydligt högre nivå än de kringliggande Muddus-vidderna. I tre av fallen äro de anlagda i den i trakten förhärskande sprickriktningen och torde få uppfattas som av isen nederoderade sprickzoner. Beträffande de tre östligaste finner man, att vid iskantens tillbakaryckande mot NV smärre issjöar torde hava bildats mellan densamma och pasströsklarna, ty på dessas läsidor (sydsidor) finnas spår av stark floderosion, ja t. o. m. små döda fall.

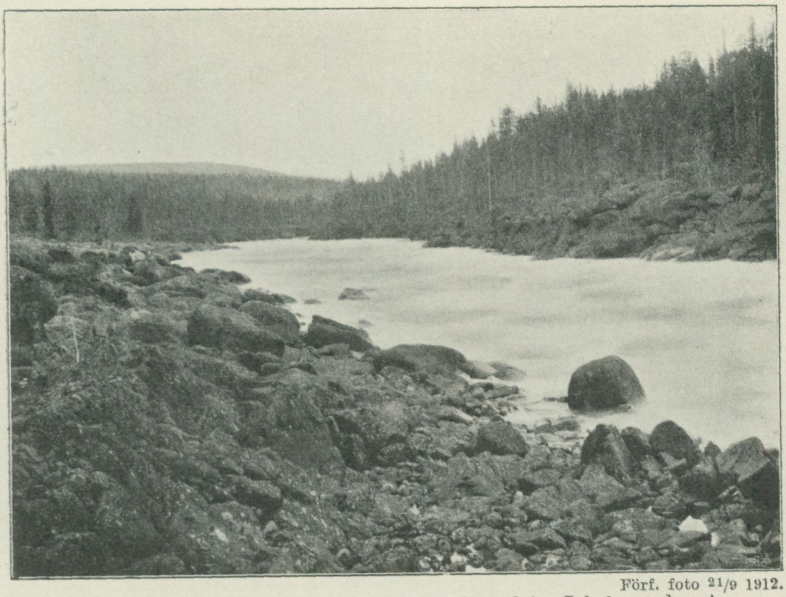
I motsats till skogarnas och myrarnas område, som ju har att uppvisa ett relativt stort antal kvarstående Borsurester, saknas sådana i påfallande grad i den närbelägna delen av »fjällens och de stora sjöarnas region», framför allt i trakten NO om St. Lule vatten. Muddus-vidderna sträcka sig här utan avbrott över minst ett par tiotal km., och detta område torde därför hava åtminstone några tiotal m. lägre medelnivå än det föregående. Att avjämningen sålunda fortskridit längre härstädes, kan knappast förklaras på annat sätt, än att berggrunden här har mindre motståndskraft än längre i SO. Tyvärr är jordbetäckningen här så betydande, att fast berg nästan aldrig går i dagen, och jag har därför icke kunnat närmare fixera min ståndpunkt till denna fråga.

De i högslätterna nedskurna dalgångarna.

Den nordväst- sydostliga striering, som Mudduslandskapet framvisar, accentueras i hög grad, genom att de få dalgångar, som äro nedskurna under dess nivå, i huvudsak löpa i samma riktning. Detta gäller Pakkos och större delen av Lule älvs dal.

Då Luleälven lämnat de stora sjöarna, följer den under de första 8 kilometerna en vid dalgång, som stryker i sydsydostlig riktning och endast är obetydligt nedskuren under Muddus-ytan. Vid Porjus tränger den emellertid ihop sig, och sedan älven passerat fallen och den ett hundratal meter långa

ravinen nedanför dessa, fortsätter den i en smal, föga djup klippränna (se fig. 2), som i sin ordning är belägen i en dalgång, betydligt smalare än den ovanför Porjus, och vars botten alltmera sänker sig i förhållande till Muddus-ytan. Snart vänder älven rakt mot S, och sedan den störtat sig utför Harsprånget, följer den ända till Pakko-selet en klippravin



Förf. foto 21/9 1912.

Fig. 2. St. Lule älvs fåra nedanför Lilla Porjus-selet. I bakgrunden Ananasvare med fjällslätt på krönet.

(se fig. 3), som i själva verket utgör den fördjupade fortsättningen av nyssnämnda klippränna, och som alltså liksom denna är utskulpterad i bottnen av den något vidare dal, vilken är nedsänkt under Muddus-slätten. Resten av denna bredare dalbotten förefinnes som en dallist, som från trakten omkring Harsprånget fortsätter längs älvravinen ända ned till Pakko-selet.

Muddus-ytans nivå vid Harsprånget har jag funnit vara ungefär 350 m. 90 m. lägre ligger den ovannämnda dallistens plan. Ravinens djup uppgives av WRÅK till 90 m. strax nedanför fallet — en siffra, som dock torde vara

ett par tiotal meter för hög. Maximihöjden av själva ravinväggarna är 40—50. m.

Från och med Pakko-selet återtager älvdalen den normala riktningen från NV—SO. Den är här väsentligt vidare än längre norrut och bottenprofilen är brett U-formig.



Förf. foto 3/6 1913.

Fig. 3. St. Lule älvs klippravin mellan Harsprånget och Pakko-selet.

I sin framställning av de olika skedena i Luledalens utveckling fäster nu WRÅK huvudvikten vid de nyssnämnda bottenplanens inbördes läge. Egendomligt nog har han emellertid alldeles förbigått en annan omständighet, som för tolkningen av dalgångens utvecklingshistoria är av ännu större vikt, nämligen dess riktning på den kritiska sträckan Porjus—Pakko. Dalföret löper nämligen därstädes — såsom jag ovan antytt — från N till S och skär således över den allmänna i denna del av Norrland rådande topografiska strykningsriktningen med en vinkel av omkring 45°. Men eftersom de ursprungliga dalgångarnas strykningsriktning var nordväst—sydostlig, vilken än i dag är den över-

vägande för det rinnande vattnet t. o. m i de närmaste omgivningarna omkring den kritiska delen av dalgången, så kan denna icke vara primär utan måste vara sekundär, d. v. s. yngre än dalavsnitten ovanför och nedanför densamma. Och sannolikt även yngre än de flesta andra dalar i trakten. Detta måste anses som det väsentliga.

Om Luledalen S om Pakko således är äldre än sträckan N därom, så blir frågan, var dess ursprungliga övre del är att söka. Denna finner man självfallet i Pakkodalen. Densamma utgör på grund av riktning och läge en naturlig fortsättning till Luledalens normalt strykande nedre del, och detta bekräftas vid ett närmare studium av bådas konfiguration. Pakkodalens bottenbredd är vid mynningen ungefär densamma som Luledalens vid föreningspunkten. Den uppvisar också samma vida, flacka tvärprofil. Den är ingalunda skarpare nedskuren i Muddus-platån än huvuddalen. Även den relativa fallhöjden är densamma. Åtminstone på de nedersta 10 kilometerna sänker sig Pakkodalen långsamt och utan större forsar och fall ned mot Luleälven.

Med dalsträckan Porjus—Pakko förhåller det sig på helt annat vis. På detta 12 km. långa avsnitt sänker sig älven 180 m. d. v. s. lika mycket som på de återstående 170 kilometerna till havet, där dalgångens riktning är den normala. Detta ger naturligen ett kraftigt stöd åt den uppfattningen, att den förstnämnda sträckan är betydligt yngre än de senare. Med detta stämmer också, att den är smalare än både Pakkodalen och den nedre Luledalen.

Wråk anser emellertid, att de tvenne bottennivåer, som man kan urskilja i det nordsydliga avsnittet, äro tvenne olika dalgenerationer, skilda åt och betingade av en sänkning av den allmänna basnivån. Den äldre av de båda generationerna skulle nå fram till Porjusfallen, den yngre till Harsprånget. Det kan dock med skäl sättas i fråga, om vart och ett av dessa fallkomplex nödvändigtvis behöver uppfattas som ändpunkten för var sin självständiga dalgeneration. Två skäl tala emot en sådan åskådning. Det ena är, att trots det den äldre av dem

blott har hunnit en mil längre uppåt dalgången än den yngre, nämligen från Harsprånget till Porjus, så skulle den dock före den nya sänkningen av basnivån ha hunnit att vidga sin dalgång på det förra stället så mycket, att denna tre eller fyra gånger översteg den yngsta ravinens bredd. Om vidare denna ravin uppkommit som en följd av en sista sänkning av den allmänna basnivån, så borde en sådan hava lämnat tydliga spår efter sig i hela flodområdet nedanför denna punkt. Den dallist, som nu följer ravinen på dess östra sida, och som WRÅK betraktar som en relikt från den närmaste äldre perioden, skulle i så fall hava fortsatt längs Luledalen även nedanför Pakko, liksom den även borde hava funnits ett stycke upp i nämnda dalgång. Nu saknas den emellertid i båda dessa dalavsnitt. WRÅKS teori torde därför kunna betraktas som tämligen äventyrlig. Såsom jag strax skall söka visa, är det även onödigt att tillgripa densamma.

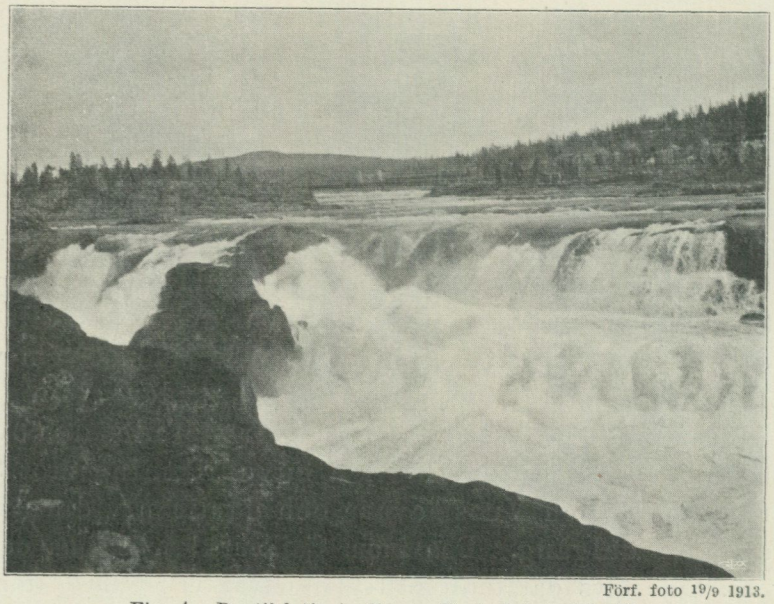
Bestämmande för min uppfattning av det kritiska nordsydliga dalavsnittet är icke blott dettas förhållande till den typiska delen av Luledalen nedanför Pakko, utan även till den ovanför liggande delen i de stora sjöarnas zon. Hela dalsträckan ovanför Lule Luspe,[1] som nu är täckt av ett stort sammanhängande sjösystem, utgör tvivelsutan en gammal floddal, vars riktning är nordväst-sydostlig. Den är alltså tydligen en primär eller enligt DAVIS' terminologi en konsekvent dal. (Se DAVIS-BRAUN, Physiogeogr., s. 118). Men dennas ursprungliga fortsättning i landytans lutningsriktning kan alltså icke hava gått mot söder längs den nuvarande älvfåran. Av detta får man också en mycket klar uppfattning, om man befinner sig ute på St. Lule vatten någonstädes mellan Nabriluokte och Stuorsuolo. Då man med blicken följer huvuddalens längdriktning mot SO, kan man ingenstädes upptäcka den dalgång, genom vilken sjön numera avbördar sitt vatten ned mot Porjus. Älven liksom smyger sig genom en bakport ut ur sjön. Däremot ser man i SO en bred, väl utpräglad \—/-formig dalgång med svagt sluttande sidor och med en botten, som

[1] Luspe = det ställe, där älven flyter ur sjön.

så obetydligt höjer sig över sjöns nivå, att man på ett avstånd av en mil från sjöns sydöstra ända ej ser densamma höja sig över vattenytan utan får illusionen av, att sjön fortsätter in mellan dalsidorna, ehuru den i själva verket slutar 5 km. från dem.

Redan vid första anblicken finner man, att detta synnerligen mogna dalföre är den ursprungliga fortsättningen av den stora sjökedjans dalstråk. — I själva verket utgöras dess sidor av Stubba i NO och Hapsa-Vuosmavare i SV. Den mellan dem befintliga dalbottnen har en bredd av 2,5—3 km. och är synnerligen jämn. Som en jämförelse kan anföras, att i det nuvarande sekundära avsnittet nedanför Porjus bottenbredden aldrig når 1 km. Den förras nuvarande passhöjd torde näppeligen nämnvärt överstiga Hapsajaures nivå (409 m.). Men häruppe befinna vi oss på den gamla Muddusslätten. Eftersom jordbetäckningen här med säkerhet är mycket mäktig, torde man få sätta den fasta bergytans nivå till 380—390 m. Emellertid fixerar Wråk själv Muddus-ytan vid Porjus till ungefär 400 m. Detta antyder, att ännu fram emot slutet av Muddus-tiden dränerades den övre Luledalen i sin ursprungliga huvudriktning mot SO förbi Stubba och Vuosmavare och därifrån vidare till Råne älvs dalgång. Den inom fjällområdet belägna delen av St. Lule älvs dal torde alltså i själva verket med största sannolikhet vara den övre delen av Rånedalen, som sedermera avlänkats till Lulesystemet. — Före denna tidpunkt existerade troligtvis icke den mellersta (sekundära) Luledalen. Visserligen finner man vid dess sidor rester eller lister från Muddus-tiden — Wråk omtalar sådana från Porjus, och själv har jag funnit dylika såväl därstädes som vid Harsprånget — men intet finnes, som kan antyda, att dessa dallister äro rester från en och samma dalbotten. Troligen äro de endast återstoden av den allmänna gamla Muddus-ytan; att denna även här ursprungligen dränerades mot SO framgår därav, att ännu i dag de flesta mindre vattendrag flyta antingen åt detta håll såsom på älvens högra sida, eller i rakt motsatt

riktning (åt NV) såsom på den vänstra. De senare torde få uppfattas såsom retroverserade eller enligt DAVIS' terminologi obsekventa (DAVIS-RÜHL, Landformen, s. 215). Dylika har jag förut beskrivit från trakten omkring Västra Dalälvens nedre lopp, men där har omvändningen sannolikt framkallats av en serie dislokationer (J. FRÖDIN, Bidr. S. Dalarna, s. 17—18), medan i Luleområdet förhållandena äro helt andra.



Förf. foto 19/9 1913.

Fig. 4. Rautikårtje (mellersta Porjusfallet) från V.

Det sekundära dalavsnittets konfiguration och tektonik lämna en del antydningar om dess tillkomst. Den översta delen av detsamma mellan Lule vatten och Porjus är en bred, ytterst flack dalgång, som visserligen längst i N under ett par km. har nordlig riktning men längre söderut stryker i NNV—SSO. Bottenkonfigurationen i fast klyft är emellertid omöjlig att fastställa på grund av det särskilt i N synnerligen mäktiga moräntäcket. Av dalsidornas detaljriktning och grupperingen av kringliggande höjder torde emellertid framgå, att även här den ursprungliga dalriktningen varit NV—SO,

och att den konsekventa primärdalen en gång fortsatt mellan Naparvare och Ädnavare samt vidare över Vuosmaape.

Strax N om Porjus vänder emellertid den nuvarande dalgången åt SSV och smalnar samtidigt till 1 km:s bredd. Älven kastar sig nu utför flera fall — Porjusfallen. Dessa äro dock icke ställda vinkelrätt mot älvfåran utan bilda sned vinkel mot denna, tydligen beroende på underlagets tekto-



Förf. foto 3/6 1913.

Fig. 5. Harsprånget.

nik (se fig. 4). Den här av gnejs bestående berggrunden är nämligen genomsatt av sprickor och förklyftningsplan, som stryka i en riktning växlande mellan N—S och N 20° O—S 20° V. Dessa inbördes parallella, ofta lodräta för klyftningsytor samla sig i vissa zoner till verkliga sprickhorisonter, som stundom kunna följas på långa sträckor, och uti vilka vittringen nedträngt till avsevärt djup. En sådan har t. ex. förorsakat allvarliga svårigheter vid anläggningen av den stora, för kraftstationen avsedda tunneln (Gavelin, Yttrande). Fallbranten i Rautikårtje (se fig. 5) utgöres just av ett sådant förklyftningsplan, vars motsatta vägg blivit borteroderad. Ne-

danför fallet följer älven tydligen sprickan eller sprickzonen och har i densamma uteroderat en ett par hundra m. lång ravin. Nedanför densamma förenar sig Luledalen med Jälkajokks dal. Denna senare är en primär (konsekvent) dal, vars basnivå sänkts genom tillkomsten av Luledalen, vilken nu på en kort sträcka böjer av mot SO i den förras fortsättning. Det är tydligt, att Luleälven mot slutet av Muddus-tiden har bemäktigat sig Jälkajokks dal och sedermera fördjupat densamma.

Ungefär 3 km. nedanför Jälkajokks mynning antager älvdalen åter en rent nord-sydlig riktning och bibehåller densamma ända ned till Pakko-selet. Uppenbarligen följer dalgången här en ny sprickzon. Egendomligt nog har WRÅK ej observerat detta, ehuru HAMBERG redan tre år tidigare påpekat spricksystemets inflytande på dalgångens konfiguration (Lule älf, sid. 10—11). I detalj kan detta lätt fastställas beträffande den klipprygg, som här på vänster sida följer älven, och vilken WRÅK tolkat som den forna »Pakko-generationens» botten. Klippryggen börjar nämligen först där dalens riktning blir nord-sydlig och saknas alltså fullständigt i den nordväst-sydostliga delen av dalföret, vilket vore ett högst egendomligt sammanträffande, om dess tillvaro förorsakats enbart av växlingar i den allmänna basnivån. Tillvaron av denna dallist sammanhänger i själva verket med spricksystemets strykningsriktning så till vida som den klippränna, som skiljer densamma från den vänstra dalsidan, icke är någonting annat än en upprensad spricka eller sprickzon. Möjligen är det glacial, men kanske snarare glacifluvial erosion, som härvidlag spelat huvudrollen. För den sistnämnda tolkningen talar den mängd av stundom synnerligen grovt rullstensmaterial, som man här och där anträffar i klippränna.

Redan av det ovannämnda torde spricksystemets gynnsamma inflytande på dalbildningen framgå. Dalgångens beskaffenhet vid och nedanför Harsprånget stödjer denna uppfattning. Detta fall är nämligen ett slags klyftfall. Älven störtar sig ned i en remna i berggrunden, vilken den sedan följer ett hundratal meter efter att hava vidgat den till en ravin

(se fig. 5). Man ser tydligt, huru erosionsarbetet underlättats av förklyftningsriktningen och därför följer denna. Även själva fallhuvudet är alldeles som i Rautikårtje förskjutet i älvfårans längdriktning (se fig. 5). — 100 m. nedanför fallet lämnar älven ravinen och kastar sig i rät vinkel åt V, tills den anträffar en ny sprickzon, i vilken ännu en ravin utskulpterats, som fortfar ända ned till Pakko-selet. Den är nedskuren 30—50 m. och är tydligen också i hög grad i sin konfiguration och riktning påverkad av förklyftningssystemet. Detta stryker här i N 10—20° O. Älven följer varje sprickplan 2—300 m. och kastar sig därefter i en kort tvärdal över till ett annat östligare. På så sätt blir älvfåran sicksackformad och huvudriktningen nord-sydlig, ehuru spricksystemet stryker i NNO—SSV. — De forsar, som finnas nedanför fallet äro belägna i övertväringarna mellan sprickplanen. Själva ravinens djup och sidornas branta stupning sammanhänger tydligen med förekomsten av de väl utbildade förklyftningsytorna.

Det torde nu vara i hög grad troligt, att erosionsarbetets riktning väsentligen bestämts av förklyftningsplanen, och att detta dalavsnitts från de flesta andras avvikande riktning beror på, att det i motsats till dessa anlagts så sent, att de sprickförande berglagren då kommit i dagen och redan från början kunde influera på erosionsarbetet. Ja, man torde rent av kunna sätta i fråga, om det icke är tillvaron av de väl utpräglade och talrika förklyftningsplanen i detta område, som betingat dalens uppkomst. Det är tänkbart, att avjämningen tack vare dem här gått hastigare än i kringliggande trakter, och att sålunda vattendelaren mellan den nedre Luledalen och den övre (Rånedalen) sänkts, till dess att den senare avlänkats till den förra. Den nya dalgången skulle i så fall vara vad Davis kallar en subsekvent dal (Davis-Rühl, Landformen, s. 48). Möjligen kan till avlänkningen även hava bidragit, att Rånedalen på ett eller annat sätt uppdämts i trakten av Stubba. Man skulle även kunna tänka sig, att iserosionen i sprickzonen S om Lule vatten varit starkare än i området vid Stubba, och att sålunda mellan Porjus och Har-

språnget uppkommit den sänka, i vilken sjöns avlopp kom att förläggas efter isens avsmältning, särskilt om dalen vid Stubba då även var moränfylld. Men den stora dalgången S om Lule vatten är allt för vid och ligger allt för djupt nedskuren under den gamla dalen förbi Stubba för att till någon väsentlig del kunna härröra från iserosion.[1]

Dalens övre del, i vars botten ravinen är nedsänkt, är dessutom allt för bred, för att den skulle kunna vara bildad postglacialt. Icke heller kan den preglacialt ha bildats av en biflod till Luleälven, emedan en sådan torde havå haft alltför ringa flodområde och vattenmängd för att kunna bilda en så betydande dalgång. Först en större vattenmassa torde ha kunnat ge den dess nuvarande dimensioner.

Å andra sidan är det naturligtvis icke nödvändigt att som Wråk förklara dalströkets nuvarande konfiguration som ett resultat av upprepade nivåförändringar och sänkningar av basnivån. Den övre bredare dalen, i vars botten ravinen är nedskuren, kan mycket väl i någon mån hava erhållit sin nuvarande bredd genom inlandsisens medverkan. Däremot kan den yngre klippravinen till väsentlig del vara anlagd genom glaciärerosion trots Wråks fullständigt obestyrkta påstående om motsatsen. Att den icke kan vara yngre än istiden, visa dess tydligt glaciärskulpterade sidor (se fig. 3). Vidare är det ju tydligt, att under de sista tidsskedena så många och starka klimatväxlingar ägt rum, att den i dalgången framrinnande vattenmängden avsevärt varierat, och detta torde nog kunnat medverka till uppkomsten av en sådan dalkonfiguration som den ifrågavarande.

Som Luledalens övre del har alltså Pakko-dalen tidigare tjänstgjort. Den översta delen av densamma torde ännu kunna spåras tillbaka åtminstone till omgivningarna av Tjårvek O om Sitojaures sydända. Därifrån går en markerad erosionssänka fram mot SO mellan Njuoskes-bergen i V och

[1] Någon sannolikhet för att den skulle vara bildad glacifluvialt finnes icke, emedan så vitt jag vet intet rullstensmaterial finnes vid älven i eller nedanför dalföret.

Suorke-Tjålmak i O. Den framträder ännu tydligare mellan Aime och Apakes och fortsätter förbi Talput ned i Pakkojokks nuvarande dal. Sannolikt nådde denna äldre Luledal icke igenom fjällkedjan, ehuru det å andra sidan naturligtvis icke är omöjligt, att Situodalen under en tidigare denudationsperiod dränerats denna väg. Emellertid bör i alla händelser vid denna tid Rånedalen hava varit vattenrikare än Luledalen, och när senare den förra avlänkades till den sistnämnda, växte dennas vattenmassa ansenligt, och härigenom ökades också älvens erosionsförmåga. Detta kan förklara, varför dalen efter Muddus-tiden nedskurits så djupt under de kringliggande högslätterna. Det är ingalunda nödvändigt att såsom Wråk förutsätta, att en till tiden skarpt markerad nivåförändring inträffat vid Muddus-tidens slut. En stark ökning av vattenmängden kunde bliva tillräcklig för att sänka huvuddalens botten ansenligt under bidalarnas, där vattenmängden var konstant, och erosionen därför icke kunde hålla jämna steg med huvuddalens sänkning. Detta överensstämmer med Wråks eget betraktelsesätt, i det att han t. o. m. anser, att en verklig överfördjupning på detta sätt kan inträda i en huvuddal i förhållande till bidalarna (sid. 289), en åsikt som jag dock icke kan biträda (se nedan sid. 80—81).

Med detta vill jag naturligtvis icke hava sagt, att ingen nivåförändring inträffat efter Muddus-tiden utan blott, att förhållandena i Luledalen icke tvinga till antagandet, att en skarpt markerad sådan avslutat nämnda period. Däremot får det väl anses sannolikt, att åtminstone under de senare tidsskedena en långvarig sekulär landhöjning pågått av samma slag som de, vilka äro karakteristiska för gamla denudationsområden, och hvilka i viss mån framkallas av den genom det oavlåtliga denudationsarbetet förorsakade avlastningen (Ramsay, Geolog:s Gr., s. 54).

Av det ovan anförda torde emellertid framgå:

1) Att Pakko-dalen ursprungligen utgjort Luledalens övre del.

2) Att den nuvarande övre Luledalen samtidigt fortsatt från trakten av det nuvarande St. Lule vatten mot SO till Råne älvs dalgång.

3) Att den mellersta Luledalen är sekundär och i förhållande till de båda övriga dalavsnitten subsekvent. Den har avlänkat Råne älvs övre lopp till Luleälv. Denna process antingen betingades eller underlättades av tillvaron av en ytterst skarpt utbildad förklyftnings- och sprickzon.

4) Ingen anledning föreligger, att förklara sekundärdalens och den nedre Luledalens konfiguration som en följd av upprepade sänkningar av basnivån. Ravinen nedanför Harsprånget kan svårligen representera någon ung dalgeneration, utan torde mycket väl kunnat uppkomma som en följd av att erosionen i sprickriktningen hastigt verkat mot djupet. Även iserosionen torde gynnats av en sådan faktor.

Redan tidigare har jag dels i Södra Dalarna (Bidr. S. Dalarna), dels i nordöstra delarna av nämnda landskap (Älfd-Sv., s. 187) kunnat iakttaga den stora betydelsen för dalbildningen av väl utvecklade spricksystem och förklyftningsplan. Nyligen har sammanhanget mellan dessa företeelser med styrka betonats även av H. Nelson (Bergslagen). Utom i själva Luledalen kan man spåra ett sådant samband även på andra ställen i det här berörda området. Så hava Wråk och Hamberg (Geol. des Lule, s. 6) beskrivit ett slags ravinbildningar i trakten omkring nedre Muddusjokk, vilka den senare anser härstamma från senglacial tid. Påfallande är emellertid, att dessa kanjoner endast uppträda i dalar med nordsydlig strykning, d. v. s. där denna sammanfaller med förklyftningsriktningen i trakten. Även om man med A. G. Högbom (Norrl., s. 106) och Hamberg anser, att en större vattenmängd än den nuvarande varit erforderlig för deras uppkomst — vid snösmältningen om våren torde den dock vara ansenlig, kanske tillräcklig — så lär det dock vara sannolikt, att utan de väl utbildade sprick- och förklyftningsplanen, som tjänat som avlossningsytor, skulle ravinerna icke hava ernått sina nuvarande imponerande dimensioner.

Lågfjällsområdet.

Som redan blivit anfört, blir Muddus-nivån strax V om de stora skogarnas och myrarnas område att börja med ännu mera dominerande än förut. Den markeras vid St. Lule vattens sydöstra del av en platåkant, som på cirka 410 meters höjd följer sjön, och över vilken Sjaunja-älven störtar sig i ett fall. På sjöns södra sida finnas utsprång till liknande nivå. Den torde därför angiva dalgångens ungefärliga bottenhöjd vid Muddus-tidens slut. Högslätten stiger från sjön långsamt mot NO och intages nu av de ofantliga myrmarkerna Jaltonape och Sjaunjaape, i vilka den ursprungliga nordväst-strieringen endast helt otydligt framträder.

Muddus-nivån fortsätter i Luledalen mot NV som en längs sjöns stränder här och där mycket väl avsatt dallist eller utsprång. Man finner den t. ex. vid foten av Tjålmevare mitt emot Bierna och nedanför Appovare, vid Kaltisluokte och nedanför Karmasvaratjeb. Dess nivå varierar mellan 410 och 420 m. Däremot saknas den merendels i dalgångens Langassektion. I detta smalare och djupare dalparti har emellertid iserosionen säkerligen varit intensivare och därför kunnat helt och hållet förstöra densamma.

Samhörigheten mellan de små Borsu-platåerna i Porjus—Gellivare-området och Borsu-vidderna i lågfjällen visas av de små bergskäglor, som omkring nedre Lule vatten resa sig över Muddus-ytan och som bära fjällslättsrester på topparna. Hit höra Pareåive på sydsidan (651 m.) och på den norra Nabrivare (637 m.) samt det O om det senare uppskjutande berget (628 m.).

Längre västerut uppträder den mera sammanhängande Borsu-ytan. SV om sjön träffar man 3 km. från stranden vid Kaltisluokte en ganska skarp stigning i terrängen, vilken i stort sett löper parallellt med sjön och för upp till en nivå av 625—640 m. Här vidtager en så gott som fullständigt plan högslätt med en maximihöjd av 690 m. och en bredd av 4—5 km. Från densamma skjuta flacka dalgångar in

mellan de från Ultevis utlöpande fjällvidderna och sönderstycka dessa i fristående platårester och kullar.

De över Borsu-dalarna uppstigande höjderna i SO, såsom de tre Apakes, Juovakåbbo och Tuolpek, nå emellertid icke upp till den närmast högre denudationsytan, WRÅKS Tuipal-nivå; de sakna också tydliga plan på topparna, som i stället äro spetsiga, och få alltså uppfattas som nederoderade rester av nämnda platå. — På denna sida om Luledalen fortsätter sedan Borsu-ytan mot NV ända fram till Langas som en bred, högslättliknande dallist, i stort sett sammanfallande med björkregionen (se ovan sid. 15). Här och där resa sig högre fjällpartier från dess yta t. ex. det ansenliga Kaltisvare, vars flata krön (853 m.) torde tillhöra Tuipalnivån, och längre mot NV det kägelformiga Mattok (708 m.), som torde få tolkas som en nederoderad rest av sistnämnda denudationsgeneration.

På nordsidan om sjön äro förhållandena mera komplicerade. Även här utbreda sig på relativt kort avstånd från sjön ansenliga vågformiga fjällvidder, som kulminera i Saivotjåkko (907 m.), och som relativt hastigt sänka sig mot SO, där Juovanjuonje (806 m.) utgör deras yttersta utpost. Åtminstone i sina högre delar torde de få räknas till Tuipalnivån (se fig. 6). Nedanför denna platå finnas flera tydligt markerade plan och avsatser, som på grund av sina höjdförhållanden måste anses tillhöra tvenne nivåer. Till den översta hör Såkatsvare, som enligt mina barometeravvägningar når 634 meters höjd, och som närmast kan karakteriseras som en 2 km. bred platåartad avsats. På andra sidan om en grund dalsänka skjuter en annan platåyta den förra till mötes från den mera fristående fjällkäglan Appovare (se fig. 6) vars kupolformiga topp (667 m.) saknar tydligt plan, och som torde vara avsevärt nederoderad under Tuipalytan. Dess platåartade nordvästra utspräng ligger däremot på fullständigt samma nivå, 634 m. som Såkatsvare. Tillsammans bilda dessa båda plan resterna av en vid dalbotten, och på grund av deras nivå bör denna tydligen räknas till

samma denudationsplan som den stora platåavsatsen på andra sidan sjön, näml. till Borsu-nivån.

Nedanför dessa plan finnas emellertid en serie andra. Så märker man redan på långt håll, att de båda bergåsarna västra och östra Karmasvaratjeb på sina krön bära små flata platåer. Enligt mina mätningar ligger den västra på en höjd av 575 m., den östra på 565 m. De äro visserligen ganska smala, och man skulle därför möjligen vara frestad att betrakta dem som nederoderade rester av närmast högre platå, om ej en fortsättning av dem funnes 4 km. längre österut på alldeles samma höjd, nämligen Appovares sydöstra, cirka 1 km. breda utsprång, vars mittpunkt av

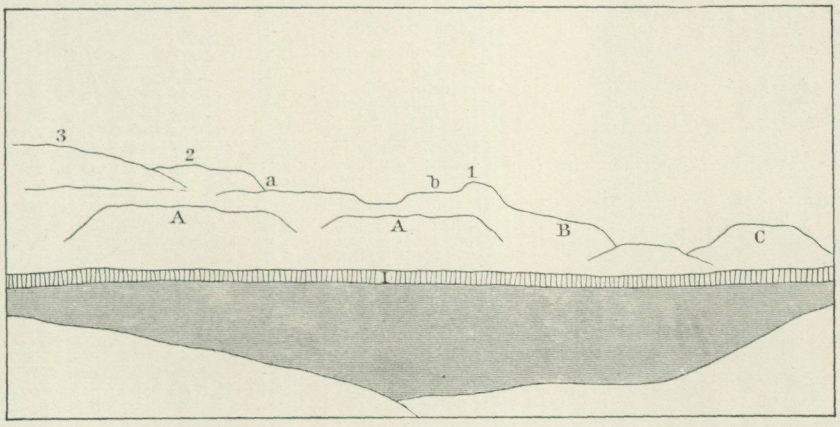


Fig 6. Denudationslandskap NV om St. Lule vatten, sett från Mattok.
Första avjämningsnivån (Tuipal): 1. Appovares topp. 2. Juovanjuonje. 3. Saivotjåkko.
Andra » (Borsu): a. Såkatsvare. b. Appovares nordvästra platå.
Tredje » A. A. Västra o. östra Karmasvaratjeb. B. Appovares sydöstra platå. C. Tjålmevare.
I. Muddus-ytans fall mot St. Lule vatten.

mig upprepade gånger barometeravvägts till 575 m. Den ytterst vackert svängda kurva, som det bildar tillsammans med den ovanför belägna sluttningen av bergets högsta topp (se fig. 6), kan näppeligen uppfattas som annat än sidan och den övre delen av bottnen av en gammal floddal. Längre österut har jag återfunnit samma platåyta på Tjålmevare, 565 m. (se fig. 6). Till samma nivåyta hör säkerligen också den flata bergkulle, som stödjer sig mot Nabri-

vares sydöstra sida och skiljes från dess topp endast genom en grund sänka. Den fullständigt jämna platåytan har enligt mina mätningar en höjd av 563 m.

Det är alltså tydligt, att det i denna del av dalgången existerar en utpräglad platåhöjdkonstans, bunden till en nivå av cirka 570 m. Inga horisontalplan finnas, som med hänsyn till sin höjd kunna bilda övergången mellan de nämnda platåytorna och närmast övre och undre denudationsnivå, och med vilka de kunna förväxlas. I motsats till vad Wråk har funnit, torde vi alltså få räkna med en denudationsperiod, inskjuten mellan Borsu- och Muddus-tiderna. Sannolikt har den dock varit kortvarig, i det att de från densamma härstammande planen äro obetydliga och föga utbredda. Nedanför denna del av dalgången bör den naturligtvis även varit representerad. Det finnes ju heller intet som hindrar, att åtskilliga av de under Borsu-nivån belägna topparna i det östliga skogsområdet, av vilka jag förut omnämnt några (sid. 24), kunna tillhöra denna generation eller vara nederoderade rester av densamma. — NV om den 20 km. långa sträcka, där jag funnit nämnda plan, finner man numera inga säkra spår av denna nivå. De obetydliga lämningar, som möjligen funnits kvar av densamma efter Muddus-tiden, hava i så fall förstörts under istiden. Troligen har i alla händelser nämnda generation ursprungligen mycket hastigt kilat ut mot NV.

På Langas-dalens sydvästra sida återfinner man Borsugenerationen ehuru på något högre nivå, så att den nu helt och hållet höjer sig över skogsgränsen. Över densamma resa sig Aronoives flacka kägla (1042 m.) och i bakgrunden en lång bergbrant, Suionkapårro, till liknande höjd. Bakom den senare utbreder sig en vid fjällslätt på mera än 1 000 meters höjd. Den torde få anses utgöra resten av den gamla Tuipal-slätten och sålunda vara av samma ålder som det längre i NO belägna Saivotjåkko. — I själva verket är sålunda Ultevis' stora lågfjällsområde ganska jämnt fördelat mellan de båda nivåerna.

På Langasdalens motsatta sida är emellertid landskapet av annan karaktär. Från Juobmotjåkko längst i NV, vilket tillhör högfjällszonen, skjuter mot SO en svagt sluttande högslätt, vars nivå enl. mina mätningar ligger mellan 980 m. ö. h. i V och 940 m. i O, och som torde få betraktas som en rest av Tuipal-slätten. Dess nästan fullständigt jämna yta avbrytes emellertid efter ett par km. och ersättes av ett kullland, som sträcker sig 20 à 25 km. åt SO (se fig. 7). Dess nivå är ganska växlande. I V är Suppats högst (805 m.) men torde dock ej nå upp till Tuipalnivån. Längre österut äro fjällvidderna starkt vågformiga, och topparna sakna jämna plan. Dalgångarna kunna möjligen räknas till Borsu-gene-

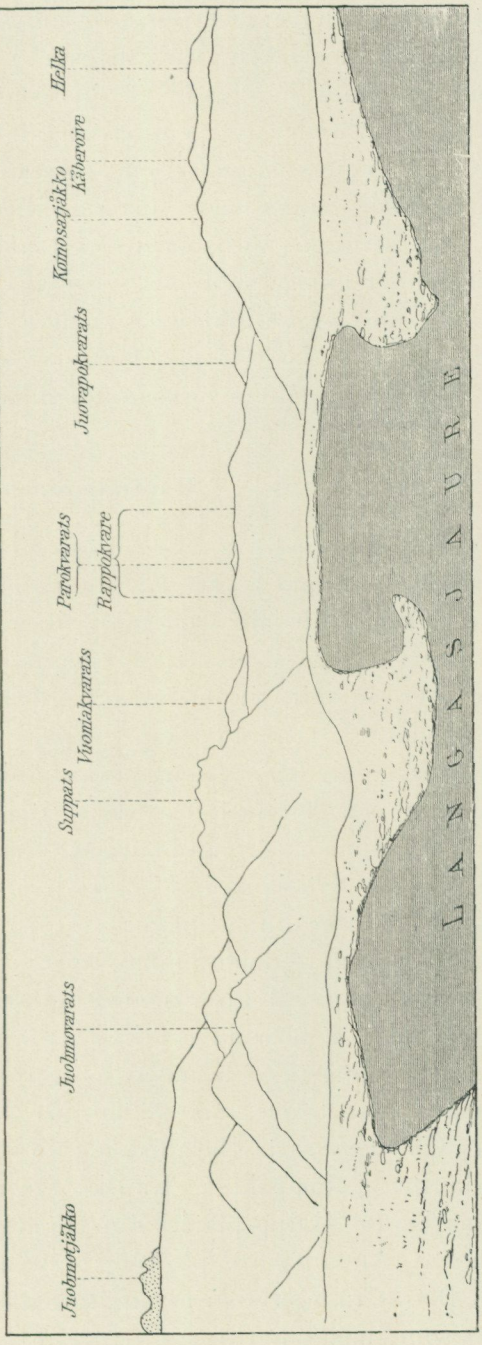


Fig. 7. Denudationslandskapet på nordsidan av mellersta Langas, sett från Puollamtjåkko.

rationen. Längre i O reser sig emellertid ett högre komplex, Koinosatjåkko-Helka, vars högsta parti (839 m.) troligen når upp emot den gamla Tuipal-slätten. Mellan Helka och Tapmok utbreder sig en nästan alldeles horisontell högslätt på 660 meters nivå. Den korresponderar synnerligen väl med Borsu-platåns nedre delar på Langasdalens motsatta sida. — Att sålunda nordsidans bergplatåer nederoderats djupare och sönderskurits mera än sydsidans torde bland annat bero på att de ligga inklämda mellan tvenne djupt nedskurna dalsystem, vilkas bottnar fungerat som lokala basnivåer för en från båda hållen verksam denudationsprocess.

Högfjällszonen.

Av Muddus-nivån, som öster om fjällen var den förhärskande, finnas i högfjällsområdet knappast några spår. Den stora Luledalens botten ligger under densamma, och dallister saknas. Detta torde sammanhänga med att iserosionen var särskilt intensiv i högfjällszonens djupare dalar (se nedan). Däremot kan man vänta att finna sådana dallister i dalgångar, som stryka vinkelrätt mot isens rörelseriktning och följaktligen varit åtminstone delvis skyddade mot iserosionen. En sådan är Vietusjokks dalföre mellan Langas och Satisjaure. I dess övre del och längs Juobmotjåkkos branter finnas plana ytor på cirka 450 meters nivå. Längs Satisjaure-dalen finnas även dylika på liknande höjd. De torde få parallelliseras med de östliga områdenas Muddusgeneration. I huvuddalen kan man till densamma sannolikt räkna de högsta delarna av bergtröskeln vid Sjöfallet samt kanske vissa högre små platåer på Järtasuolo, liksom också den skarpt avsatta berglisten på östsidan av Lilla Sjöfallet (nedanför Jollmepakte). Kanske får man även räkna hit den välmarkerade klipp-platå, som breder ut sig längs sydvästsidan av Alemusjaure på 450—470 meters höjd.

Beträffande Borsu-nivån förhåller det sig på liknande sätt som med den förra. I Luledalen finnas endast helt

få plan, som kunna räknas till densamma. Det ena är den ungefär 650 m. höga platån på Juobmotjåkkos sydöstra sida, det andra en klippavsats strax SV om Vuoksajaure på 670 meters höjd. Åtskilliga sidodalar få även räknas till denna nivå, ehuru det är vanskligt att i fjällregionerna räkna med deras bottennivåer, då man ej vet, huru mycket



Förf. foto. 1/8 1912.

Fig. 8. Vietusjokks dalgång från Alleb Kirkao. T. h. i bakgrunden Nieras stora östra platå. I förgrunden en issjöterrass.

dessa äro sänkta genom isens inverkan. Emellertid torde det vara riktigt att till denna grupp föra Petsauredalen och Ausutsvagge på 650—670 meters höjd. Den senare ligger vinkelrätt mot isrörelsen och kan därför icke vara nämnvärt överfördjupad. På samma sätt förhåller det sig med Laksejokks vida sidodal V om Nieras. Den ligger på 700—800 meters höjd och visar inga spår av glacial överfördjupning.

Ausutvagge begränsas på västra sidan av en brant bergvägg, som för upp till Tsägtsos platå (1,050—1,150 m.). Liksom det mitt emot belägna Njallats tillhör den tydligen Tuipalnivån. Från densamma resa sig Måskotjåkkos och Raseks

samt längre västerut Sluggas kägelformiga toppar. De äro sannolikt nederoderade rester av den äldsta denudationsgenerationen, nämligen Likka-nivån.

På dalgångens nordostsida tillhör, såsom redan nämnts, Juobmotjåkkos översta del Tuipal-slätten. På andra sidan Vietusjokk fortsätter denna uti Nieras' vidsträckta östra



Förf. foto. 19/8 1912.

Fig. 9. Topp med fjällslättrest på Akkas västsida.

platå på omkring 1100 meters höjd (se tavla 1 och fig. 8). Från densamma stiga i V ett flertal spetsiga toppar, (se tavla 1) av vilka en t. o. m. når över 1600 meters höjd. Ingen av dem bär någon jämn platåyta, varför de få anses vara nederoderade under den närmast äldre denudationsytan, näml. Likka-nivån. Mellan topparna skjuta dalar in med stor fallhöjd och sannolikt av recent ursprung. — På andra sidan Laksejokk fortsätter Tuipal-slätten ännu vackrare och bättre utpräglad än någonsin. Dess nederkant ligger på en nivå växlande mellan 900 och 950 m., dess översta del på cirka 1100 meters höjd. Den är synnerligen skarpt och väl avsatt gentemot de kringliggande dalsystemen, liksom

också gentemot de fjällkomplex, som höja sig över densamma. Dessa resa sig med branta väggar över den flata fjällslätten, ofta till en höjd av 1600 à 1800 m. ö. h. (se tavla 2). De äro allesammans spetsiga eller kupolformiga och tydligen nederoderade under den forna Likka-nivån. De viktigaste av dessa högfjäll äro Varetjåkko, Svalaliesotjåkko, Rajvotjåkko och Kallaktjåkko. Mellan dem skjuta in unga dalar med branta fall och mynnande i nivå med Tuipal-slätten.

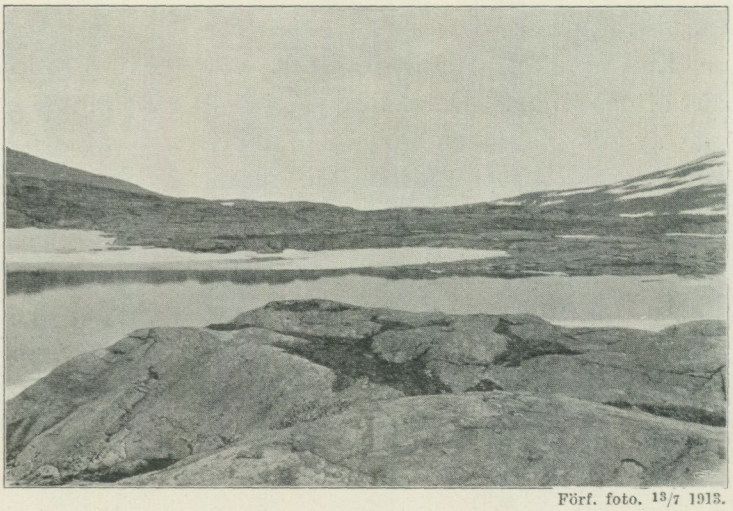
På Luledalens sydsida är denna icke så väl utpräglad. Akka-massivet, vars övre del torde vara en rest av den gamla Likka-platån, framvisar inga vidsträcktare plan på Tuipal-slättens nivå. Dock torde det tydliga plan, som avskär en av dess lägre käglor, tillhöra densamma (se fig. 9). Tyvärr har jag ej haft tillfälle att uppmäta dess höjd, men det ligger sannolikt ej nämnvärt över 1000 m. ö. h.

Det västliga fjällområdet.

I den västliga fjällzonen, där iserosionen torde hava varit mindre intensiv i dalgångarna, förekomma dalfören, som få anses tillhöra Muddus-nivån. Ett sådant är Vuojatädnos flacka, synnerligen mogna dalstråk mellan Vastenjaure och Luoktanjarkajaure. På denna cirka 26 km. långa sträcka sänker sig dalbottnen från 548 till 470 m. (nedanför Pålnotjåkko.) Emellertid torde den förstnämnda sjön åtminstone med 10—15 m. vara uppdämd av rullstensgrus (se nedan s. 106), och fallhöjden uppgår alltså ej till mera än cirka 60 m. eller 1 på 430 — en ganska måttlig siffra. Vuojatädno-dalen skär över isens rörelseriktning (se sid. 103) och kan därför knappast vara glacialt överfördjupad. — Detta synes ej heller vara fallet med den breda dal med flack profil, som mynnar ut i den förra, och i vars nedre del Salojaure är belägen, oaktat dalföret stryker i isrörelsens riktning. Från passpunkten, där intet spår av nederodering finnes (se fig. 10), sänker den sig på den tre mil långa sträckan till Vuojatädno endast 80 meter eller 1 på 375. Den torde nog också få hänföras till Muddus-dalarna. Även dalföret NV om Luoktanjarkajaure

hör sannolikt till dem, liksom också möjligen den från Åbmatsjaure ledande dalen.

I dessa breda och flacka dalar hava yngre raviner skurits ned av recenta älvar. En sådan är den smala, 10—20 m. djupa klippränna, som Vuojatädno uteroderat i botten av sin vida dal mellan Luoktanjarkajaure och den bäck, vilken från Snjuttjotes rinner mot N. En annan dylik är den ungefär lika djupa klippravin, genom vilken Numirjaure mot-



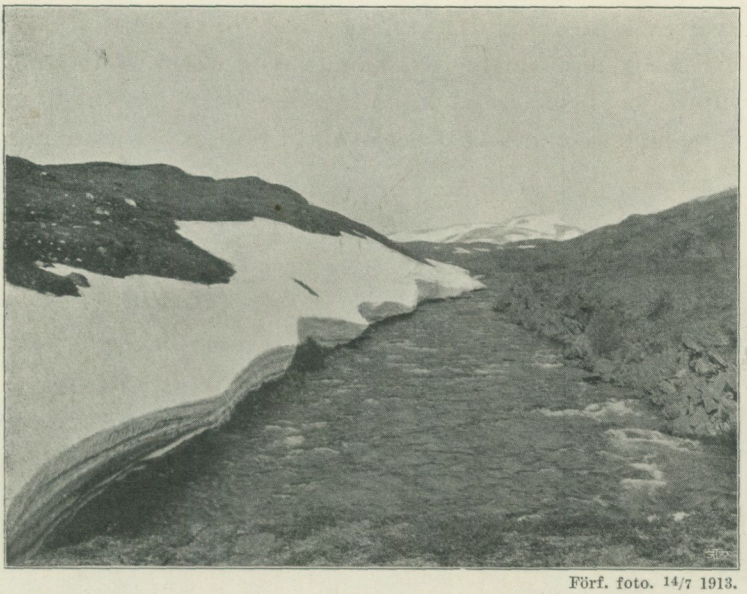
Förf. foto. 13/7 1913.

Fig. 10. Salojauredalens tvärprofil vid passpunkten, sedd från väster.

tager sitt tillflöde från Salojauredalens norska del (se fig. 11). Även Rikkiälven, som från Suorkejaure för ned till Råtjajaure, har uteroderat en sådan i bottnen av den äldre dalen, och dess biflod Åbmatsjokk framflyter strax före sitt utlopp i huvudälven i bottnen av en annan dylik klippränna, vars konfiguration är mycket tydligt påverkad av skiffrarnas strykningsriktning (se fig. 12).

Dessa recenta klippdalar måste alla anses för postglaciala. Dock kunna de naturligtvis ingalunda tolkas som bevis för en sänkning av den allmänna basnivån. Däremot äro de otvivelaktigt betingade av att lokala basnivåer i sen tid uppkommit, vilket framgår av att de allesamman äro belägna

omedelbart ovanför större sjöbäcken. Dessa hava bildats genom iserosion (se nedan 96), och sålunda hava under dalbottnarnas ursprungliga ytor dessa lokala sänkor uppstått, vilka tjäna som erosionsbasis för de i dem utmynnande vattendragen.



Förf. foto. 14/7 1913.

Fig. 11. Recent flodränna i Salojauredalen V. om Numirjaure.

Utom de här ovan omtalade vida dalarna, som framställts som härstammande från Muddus-tiden, finnes ett antal dalfören på högre nivå. Bland de mest representativa av dem är Sepirjokks, som på en sträcka av 20 km. endast sänker sig cirka 100 m. (1 på 200), vidare Svaltjajokks dal, vars fallhöjd är ännu mindre, dalgången mellan Luoktanjarkajaure och Autajaure och åtminstone nedre delen av Snjuttjotesjokks dalgång. Sannolikt hör den vida fjällslätten S om Rautoåive även till denna nivå liksom också Rautojokks dal i väster (se fig. 13). Allesammans ligga de på 700—850 meters höjd och motsvaras här och där av dallist-rester i Muddus-dalarna. Man kan sammanfatta dem under benäm-

ningen köliområdets Borsu-generation (jfr deras nivå med Vuojatädnodalens, fig. 13).

De för högfjällsområdet karakteristiska fjällslätterna på 1 000-meters-nivån fortsätta på norra sidan av Luledalen in i kölizonen. Särskilt omkring Aletåive och fram mot Marakotjåkko äro de vackert utbildade på en nivå av 950—1 100 m. och väl avsatta emot dalsidorna. De torde alltså få räknas till Tuipal-generationen. Söder om huvuddalen äro de emellertid upplösta i ett antal kupolformiga berg med mot väster växande höjd såsom Åiveketjetjåkko (1 030 m.), Kåskem (1 112



Förf. foto. 21/6 1912.

Fig. 12. Åbmatsjokks recenta klippravin strax ovanför älvens utlopp i Rikkiälven.

m.), Allak (1 200 m.), Skaite, Jälle, Sepirtjåkko (1 212 m.) (se fig. 13). Deras toppar äro i allmänhet spetsiga, men ligga i stort sett på ett och samma i den östliga fjällslättens fortsättning utlöpande plan. Endast Rautoåive, cirka 1 300 m., bär en liten fjällslätt på toppen (se fig. 13). Dessa berg få alltså betraktas som resterna av den söndereroderade Tuipalslätten.

Den nordskandinaviska huvudvattendelarens läge.

Av det ovanstående torde framgå, att högfjällsområdet har den största både medel- och absoluta höjden, men att huvudvattendelaren dock icke är förlagd över detsamma. I själva verket ligger den 30 à 40 km. V om västra glintlinjen och först på andra sidan norska gränsen. Det kan därför vara skäl att med tillhjälp av den morfogenetiska metoden söka vinna inblick uti, huruvida förskjutningar inträffat, som kunna förklara dess nuvarande läge.

Sådana förflyttningar av densamma hava av WRÅK påvisats i nordligaste Norge, där den förskjutits åt SO (Reliefkron., s. 149). — Skulle densamma i Luleområdet hava förflyttats från fjällkedjan till sitt nuvarande läge, så borde från detta tidigare skede lämningar finnas kvar efter de dalgångar, genom vilka köliområdet då dränerades åt väster. Av några dalbottnar sluttande åt V finnas emellertid inga spår. Över huvud taget saknas i denna zon plan eller planrester med lutning åt V. T. o. m. toppdelarna visa en sänkning mot O, såsom jag ovan

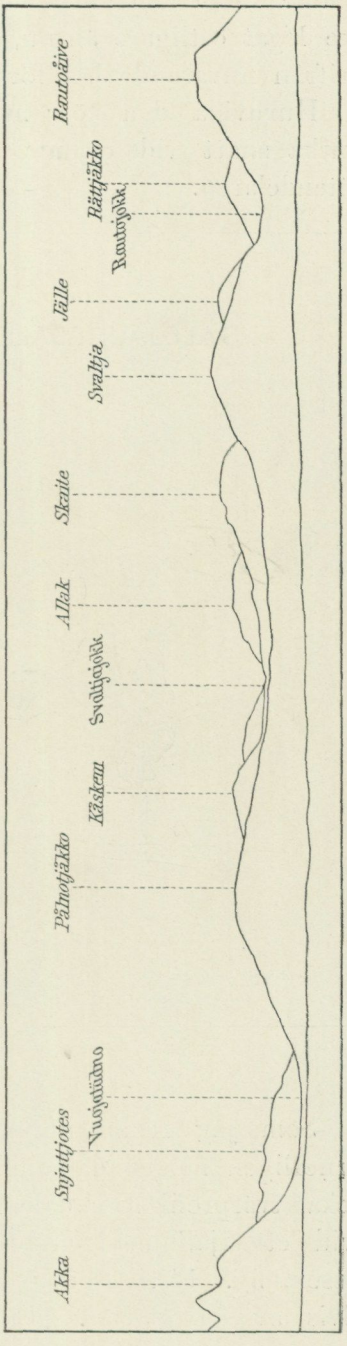


Fig. 13. Typiskt denudationslandskap inom kölizonen. Utsikt från Julletjäkko mot SV.

nämnt. Man kan alltså med visshet säga, att vattendelaren icke legat östligare än nu, åtminstone icke under de perioder, varifrån nuvarande landformer härstamma.

Huruvida den förr haft ett västligare läge, finner man ganska snart vid en undersökning omkring den nuvarande vattendelaren.

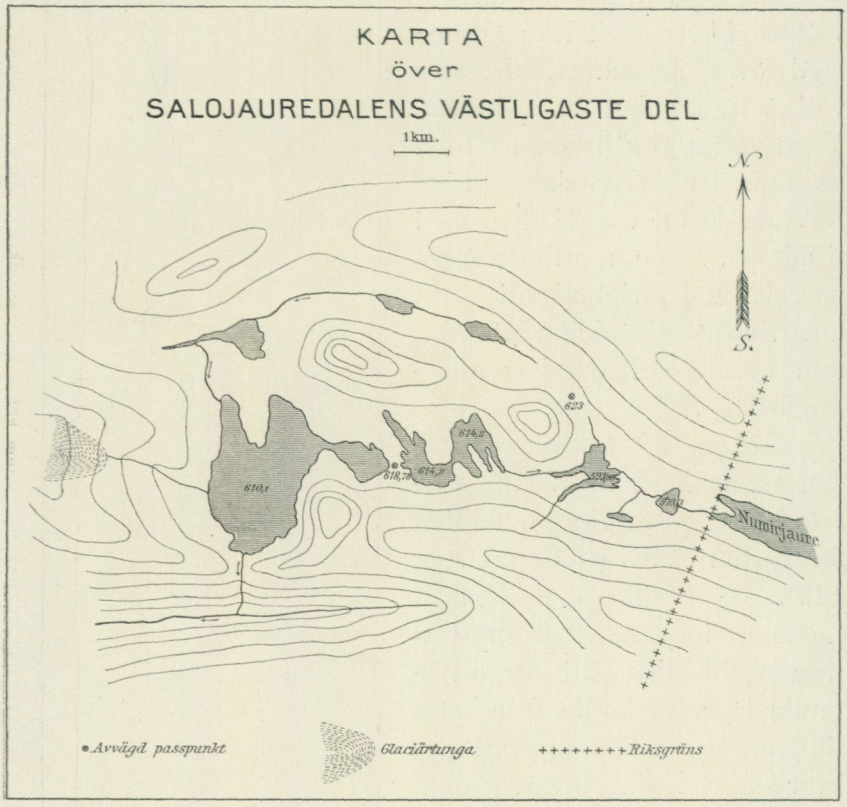


Fig. 14.

Som jag redan anfört, är Salojauredalen en gammal, synnerligen mogen dalgång, vars västliga ända företer samma flacka tvärprofil som dalens nedre delar. Den avslutas i V invid ett fjäll med en brett cirkusformad kontur (se kartskissen, fig. 14). Dettas sluttning mot dalen intages nu delvis av en glaciär. Dalgångens botten är till stor del

täckt av sjöar, som alla äro belägna i klippbäcken, urholkade genom iserosion, och av vilka ej mindre än fyra finnas emellan gränsen och dalens västra ända. Hela det område, som de nu intaga, har givetvis ursprungligen dränerats åt O, då vattendelaren var en kamvattendelare. Emellertid har, tydligtvis i sen tid, en djup dal skjutit in från V strax S om



Förf. foto. 13/7 1913.

Fig. 15. Salojauredalens västända. I bakgrunden t. v. det norska fjäll, som avslutar densamma, och i mitten den västligaste sjön, vars avlopp genom klyftan i förgrunden flyter till den norska fjorddalen och Atlanten.

Salojauredalen. Klippryggen, som skiljer den förra från den senare, har uppenbarligen redan från början varit mycket smal, och på den punkt, där dalstråken gå varandra närmast, var dess höjd vid istidens slut endast 5 m. över den västligaste sjöns nuvarande yta, d. v. s. den låg ungefär i nivå med den klipptröskel, som nu skiljer denna sjö från den närmaste i O. Men genom den istunga, som under avsmältningstiden österifrån sköt in i Salojauredalen, tvangs sjön att taga sitt avlopp över klippryggen mot S, och därvid utskuros ej mindre än trenne skåror i nämnda klipptröskel,

av vilka en sänktes så djupt, att sjöns avlopp fortfarande flyter genom densamma (se fig. 15). Den västligaste sjön dräneras alltså fortfarande genom den norska fjorddalen till Atlanten, och vattendelaren har alltså förlagts till den låga klipptröskel, som skiljer de båda västligaste sjöarna från varandra. Den har sålunda förskjutits cirka 7 km. åt O och övergått från att vara en kamvattendelare till en dalvattendelare. Den västligaste av de båda sjöarna har redan sänkts 4 m. under den andra, och på grund av det starka fallet ned mot fjorddalen kommer dess tappning säkerligen att fortskrida ganska raskt. Härigenom kommer den bakåtgående erosionen att vinna i intensitet, och till sist blir sålunda den låga vattendelaren, som nu ej höjer sig mera än 4 m. över närmaste sjöyta i O, genomsågad och även denna sjö avtappad mot Atlanten. Under förutsättning att Salojauredalen ursprungligen anlagts i landytans lutningsriktning och alltså måste uppfattas som en konsekvent dal, skulle den sålunda småningom övergå till vad H. Reck kallar en omvänt konsekvent dal, d. v. s. en sådan, som uppkommit genom att en ny basnivå med motsatt dräneringsriktning mot den gamla skjuter in en utlöpare i en dalgång och småningom, genom att oupphörligt förskjuta vattendelaren nedåt densamma, erövrar allt större del av denna (H. Reck, Entw. Südd. Landschaft., s. 108—109).

På samma sätt förhåller det sig med Suorkedalens fortsättning V om riksgränsen (se kartskiss fig. 31). Även på dess botten ligga åtskilliga sjöar, av vilka den översta avlänkats till en norsk fjord, från vilken en djup utlöpare skjutit fram mot den svenska dalens nordligaste punkt och hunnit bemäktiga sig dess översta del. Även här har sålunda huvudvattendelaren övergått till att bliva en dalvattendelare, i det att den förskjutits från bergkammen åtminstone ett par km. in i den svenska dalgången. Icke heller här har detta skett genom någon tillfällig anhopning av lös jord, utan en låg bergrygg skiljer den västligaste sjön i dalgången från den närmast östliga, som sänder sitt avlopp till Bottniska

viken. — Utom på ovannämnda sätt har vattendelaren även på en annan punkt i Suorkedalen förskjutits åt O tack vare glaciofluvial erosion (se nedan s. 112—113).

Den förflyttning av vattendelaren åt O, som sålunda i dessa trakter kan påvisas, måste bero på en landsänkning i V, varigenom de åt detta håll flytande vattendragen fått större erosionsförmåga än de övriga. Detta har påvisats av WRÅK (Reliefkron., s. 147—148), och HAMBERG antager t. o. m., att den skandinaviska bergskedjans centralzon legat V om den nuvarande norska kustlinjen och först genom en sänkning förvandlats till havsbotten (Gest. u. Tekt., s. 713 och 722; Hochgebirgsfr., s. 236). Om med en centralzon menas, att bergskedjans högsta kamlinje varit förlagd över densamma, så synes dock en sådan åsikt gå något för långt, ty de östliga dalgångar, som jag här ovan omnämnt, och vilkas översta delar i sen tid avlänkats till Atlanten, hava aldrig, såvitt jag kunnat finna, sträckt sig längre åt NV än nu.

Kölizonens förhållande till högfjällsområdet. Berggrundens modifierande inflytande på dalbildningen.

Kölizonens lägre medelnivå i förhållande till högfjällsområdet kan således icke bero på en tidigare nederodering västerifrån. Man skulle då med A. G. HÖGBOM kunna antaga, att en sänkning eller sättning ägt rum av det västra området i förhållande till det östra. Emellertid har jag ej träffat något, som gör en sådan förmodan sannolik. Återstår då, att olikheter i berggrundens sammansättning kunnat betinga en hastigare avjämning i köliområdet än i högfjällszonen.

Som jag redan s. 17 omnämnt, består berggrunden i den senare på de lägre nivåerna av syenit, på de högre av amfibolit. Syenitformationen är emellertid ingalunda homogen. Omkring östra och mellersta Alemusjaure uppträder den som en grovkornig, ljus, mycket hård och ej särdeles starkt förskiffrad bergart. Här och där är dock förskiffringen star-

kare. Vid Alemusjaures västra ända anträffas emellertid zoner av lösare, finkorniga, starkt glimmerhaltiga och pressade skiffrar, som växellagra med syeniten. I dalbottenpartiet mellan Alemusjaure och Luoktanjarkajaure finner man en oupphörlig övergång från den ena typen till den andra. Mot V blir emellertid den hårdare bergarten allt sällsyntare och närmar sig allt mera den andra typen. — På högre nivåer äro förhållandena likartade. Rajvotjåkkos sockel består huvudsakligen av typisk syenit, men i det strax V därom belägna Pirvitakka är densamma redan starkare förskiffrad än i O, och i Julletjåkko saknas den typiska syeniten alldeles och är ersatt av en mörkare, oftast finkornig, starkt pressad, glimmerrik skiffer. Väster om den västra glintlinjen finner man ingenstädes typisk högfjällssyenit men väl gnejsiga bergarter av växlande hårdhet, alla dock mindre homogena än den förra. Ännu längre västerut, t. ex. i Skejatjåkko anträffas tydliga och stundom ganska mäktiga inlagringar av starkt kalkhaltiga skiffrar. — Söder om linjen Rautoåive-Kåtjasjaure övergår dock denna formation i en serie ännu lösare skiffrar, bland vilka ett slags ytterst glimmerrika, synnerligen lättvittrade sådana dominera på stora sträckor.

Det västliga fjällområdet består alltså genomgående av lösare bergarter än högfjällen. Av allt att döma har så varit fallet även under tidigare perioder. Inga tecken finnas, som kunna antyda, att syeniten, som i högfjällsområdet anstår på nivåer, som ligga 500 à 600 m. högre än kölizonens djupaste dalbottnar, någonsin fortsatt åt V och överlagrat de s. k. köliskiffrarna. V om högfjällen har jag ej funnit spår av vare sig typisk syenit eller amfibolit.

Det är därför tämligen påtagligt, att kölizonens lägre medelnivå enbart beror på, att denudationen här kunnat framskrida hastigare än i det nästan uteslutande av hårdare bergarter sammansatta högfjällsområdet, och att detta är orsaken till, att Tuipalslätten, som, enligt vad de å sid. 50 anförda förhållandena synas utvisa, ursprungligen sluttat från de nuvarande gränsområdena ned över högfjällszonen mot

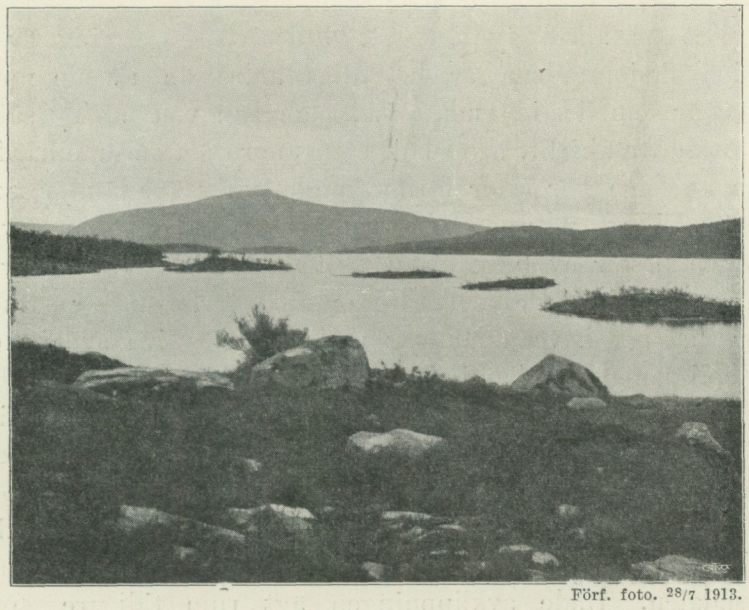
SO, sedermera hastigast sönderstyckats och denuderats i sin översta del. Hastigheten av älvarnas vertikalerosion har även i köliområdet bestämts av de hårda syeniternas motståndskraft i högfjällszonen. Olikheten mellan båda ligger alltså uti horisontalerosionens hastighet. Dalgångarna i köliområdet blevo bredare och vidgades till dalslätter, i det att högfjällszonens dalbottnar kommo att tjänstgöra som ett slags lokala basnivåer för de förra. Emellertid var de olika huvudälvarnas vattenmängd ej lika stor. Den vattenrikaste, nämligen Luleälven (dåvarande Råneälven, se sid. 31) sänkte sin dal djupare i syenitområdet än de övriga, och därmed kunde den även avjämna sin del av köliområdet till lägre nivå än de angränsande. Ifrån dess vattenområde sändes djupa utlöpare fram mot dessa och nådde slutligen deras dalar samt avlänkade dem. Sålunda erhöll Luleälvens konsekventa övre lopp, den nuvarande Rikkiälven (från Suorkejaure), sin stora biflod Vuojatädno från söder. Dess dal är alltså sekundär eller subsekvent. Den har nu sträckts ut så långt åt SV, att kölizonen till 80 km:s längd dräneras genom Lule älvs genombrottsdal mot Bottniska viken. — Passpunkterna mellan Vuojatädno och de återstående östliga dalarna av de avklippta flodsystemen torde ursprungligen hava legat på själva den västra glintlinjen, varest alltså i de gamla dalfårorna uppstodo vad Russel kallar »Wind-gaps» (Riv. dev., s. 201). De från dem till Vuojatädno nedströmmande korta vattendragen, som alltså flyta emot dalgångarnas ursprungliga lutningsriktning, äro sålunda obsekventa.

Huru gamla dessa avlänkningar äro, torde vara svårt att nu avgöra. Dock måste de hava uppstått efter Tuipaltiden. Man skulle kunna tänka sig möjligheten av att genom ett studium av de avklippta dalgångarnas bottnar i närheten av passpunkterna vinna någon upplysning angående frågan, vilken denudationsgeneration nämnda dalar tillhörde vid tiden för avlänkningen. Tvenne betydliga felkällor försvåra emellertid en dylik undersökning. För det första hava de obsekventa floderna under den gångna mellantiden genom bakåtgående erosion flyttat passpunkterna åt SO nedåt dalgångarna.

Endast den sydligaste av nämnda passpunkter nämligen Njotsos ligger ännu i närheten av glintlinjen. Dess nivå är enligt HAMBERG 1 021 m. (Sarjek., sid. 9). Emellertid har jag ej haft tillfälle att besöka densamma. — För det andra kunna dessa dalgångar, som genomskära det höga Sarekområdet vara ansenligt överfördjupade och deformerade genom glacialerosion. HAMBERG uppger (Geom. u. Quart., s. 730), att just de stora dalarna, t. ex. Rapadalen, äro 300—500 m. överfördjupade, och det finnes ingen anledning att betvivla riktigheten härav. — Det torde alltså knappast finnas någon möjlighet att komma lösningen av denna fråga närmare, än att det torde hava varit kort efter Tuipal-tidens slut, som de första avlänkningarna begynte.

Emellertid har Luleälven även utvidgat sitt vattenområde mot N i kölizonen. Först och främst har den skjutit fram en subsekvent dal från trakten av det nuvarande Suorkejaure mot NNO. Denna torde vara jämförelsevis gammal, eftersom passpunkterna till de mot SO strykande dalgångar, som den avskurit, ligga ett par hundra m. över dess botten. Nämnda dalar torde få uppfattas som de metamorfoserade resterna av Teusadalens ursprungliga översta dalföre. — Senare har en ny avlänkning av Teusaområdet till Luledalen ägt rum, i det att en bidal från den senare skjutit fram till Åbmatsjaure och Seggokjaure och därifrån till Ketsakdalen, som är Teusadalens övre del och utgör en naturlig fortsättning av denna. De i de tvenne förstnämnda dalgångarna belägna sjöarna äro endast delvis klippbäcken. Vid Åbmatsjaures utlopp ligga mäktiga grusmassor, vilka älven icke ännu hunnit genomskära. Sannolikt äro de nedsvämmade från dalsidorna. Seggokjaure åter består troligen av 2—3 bäcken, av vilka det sydligaste är rännformigt och utgör den sydöstligaste resten av den tektoniskt betingade dal, vars nordvästra del sammanföll med Kalajaure- och Skejajauresänkorna på Skejatjåkko. — Även Seggokjaure är med säkerhet till en del uppdämd. Tvärs för dess västra ända ligger nämligen en serie ändmoränryggar, vilkas längdaxlar stryka vinkel-

rätt mot dalriktningen. NV om det endast ett par hundra m. breda ändmoränbältet finner man dalbottnen på betydligt lägre nivå än sjön. Passpunkten på moränbältet ligger blott 14 m. över Seggokjaure. Även ute i själva sjön finnas några sådana ändmoränkullar, som där uppträda som en rad holmar (se fig. 16).



Förf. foto. 28/7 1913.

Fig. 16. Seggokjaures västra ända med över sjöytan uppskjutande ändmoränryggar. I bakgrunden Stuor Seggok.

Ketsakdalen har säkerligen ännu under Muddus-tiden hört till Teusadalen, och då även hydrografiskt och alltså ej endast orografiskt som nu. Den skiljes nu från Autajaure genom en klippröskel, på vilken passpunkten ligger cirka 30 m. över de båda sjöarna. Dessa hava utan tvivel bildats genom iserosion. Däremot finnas inga som helst spår av glacial överfördjupning i den mellan dem belägna dalsektionen, i det båda dalsidorna hava helt obetydlig lutning. Klippryggen består av synnerligen lösa köliskiffrar, som stupa med 20° mot NV och alltså vända skikthuvudena mot isrörelsen. Den kan därför icke gärna vara framprepa-

rerad ur dalbottnen, emedan de å ömse sidor om densamma befintliga dalpartierna ej kunnat bestå av nämnvärt lösare bergarter. Därtill kommer, att Ketsaks nuvarande avloppsdal sannolikt ej kan hava bildats genom iserosion, då den ligger i lä för isrörelsen, och det torde därför finnas skäl att antaga, det avlänkningen huvudsakligen är att tillskriva floderosion i mycket sen tid.

Det är alltså tydligt, att Luleälvens erövring av de sydliga flodområdena är betydligt äldre än av de norra. Detta är emellertid endast vad man kan vänta. Ty såsom jag ovan framhållit, äro i kölizonens nordliga område hårdare mera gnejsiga bergarter förhärskande, vilka äro jämförelsevis motståndskraftiga, under det att i söder berggrunden huvudsakligen består av betydligt lättvittrade och lätt denuderade glimmerskiffrar. Detta senare område torde därför synnerligen hastigt hava avjämnats under den östliga syenit- och amfibolitzonen, medan i det norra denudationen endast helt långsamt kunde framkalla en sådan förändring av topografien.

Emedan avlänkningen av Teusadalen inträffat så sent, framträder den också med så mycket större tydlighet. Redan efter en flyktig blick på kartan lär man nu vara nödsakad medgiva, att Ketsaksektionen ursprungligen dränerats genom Teusadalen. Hade avklippningen ägt rum tidigare, torde emellertid utvecklingsgången icke nu hava framträtt så tydligt. I Vuojatädnoområdet, där avlänkningarna redan för en lång tid sedan fullbordats, är det också nu tämligen ofruktbart att i detalj söka fastställa, huru dalstråken ursprungligen varit förlagda. De gamla genombrottsdalarnas övre, till Luleälven avlänkade delar hava erhållit en utveckling helt och hållet avvikande från den som deras forna fortsättningar uti syenitområdet undergått. Mången gång torde de tvenne genom avlänkningen skilda sektionerna av ursprungligen samma konsekventa floddal erhållit en motsatt utveckling. Genom den alltjämt fortgående avjämningen trädde oupphörligt nya berglager i dagen i de olika områdena, och det är sannolikt, att sålunda flodernas erosions-

arbete modifierats på många sätt, så att icke blott dalgångarnas form och djup blivit olika, utan även så, att de kunnat förskjutas i sidled. Och dylika förändringar kunna hava försiggått icke blott med olika hastighet utan t. o. m. i olika riktning. Det måste därför numera bliva nästan omöjligt att avgöra, till vilka av syenitområdets (Sareks) genombrottsdalar kölizonens nuvarande konsekventa dalar ursprungligen utgjort de övre delarna. Man kan t. ex. uttrycka en förmodan, att Sepirjokk en gång fortsatt igenom den dal, som nu genomflytes av Snjuttjotesjokk, och sedan vidare genom Kukkesvagge, men något sådant torde numera vara lika svårt att bevisa som motbevisa.

Men dylika svårigheter kunna naturligtvis icke heller berättiga ett förnekande av att ifrågavarande västliga dalfören verkligen från början fortsatt genom det nuvarande högfjällsområdet. Visserligen söker Hamberg hävda den åsikten, att de stora dalar, som stryka genom Sarek, icke äro genombrottsdalar utan primärt uppstått genom såväl från O som från V verkande bakåtgående erosion. D. v. s. både de, som jag uppfattat som obsekventa (t. ex. Snjuttjotesjokk och Laotakjokk), och de åt öster dränerade dalarna skulle vara konsekventa och ursprungligen säckdalar, vilkas övre delar från båda hållen alltmera närmat sig varandra. Slutligen skulle iserosion hava bortskaffat de kvarstående åtskiljande ryggarna (Geom. u. Quart., sid 731; Glazial Erosion, s. 475). Men för det första kan ett sådant betraktelsesätt väl näppeligen förenas med den gängse åsikten, att fjällkedjan är en hårdare zon, framprepparerad ur en från trakten av gränsen kontinuerligt mot SO sluttande platå med i stort sett parallella konsekventa flodsystem. Vidare anför nämnde författare som stöd för sin åsikt att dalgångarna icke kunna vara genombrottsdalar, att dalbottnarnas lutning åt ömse sidor från de nuvarande passpunkterna är för stor. Ett sådant argument kan väl dock knappast tillerkännas någon som helst beviskraft, eftersom dalgångarnas nuvarande fallhöjd enbart måste bero på de nya basnivåer, som å ömse håll sekundärt blivit

utbildade efter genombrottsperioden. Slutligen kan icke heller det förhållandet hava någon betydelse, att de olika avsnitt, i vilka genombrottsdalarna nu uppdelats, kanske icke alltid synas motsvara varandra. Ty en förskjutning i motsatta riktningar på grund av den framprepparerade berggrundens modifierande inverkan är väl tänkbar för de olika avsnitten av en och samma dal även inom syenitområdet.

Med uppfattningen av dessa dalar som genombrottsdalar stämmer också det förhållandet väl överens, att passpunkterna S om Luledalen mellan de västra och östra dalsystemen inom högfjällszonen, i N ligga på största avståndet från västra glintlinjen, men mot S alltmera närma sig denna. Den sydligaste av dem, Njotsos, ligger endast 3 à 4 km. från den västliga silurens område.

Avlänkningar av konsekventa flodsystem till Luleälven äro emellertid påvisbara icke endast uti kölizonen utan även öster om denna. Så har Teusajokk, som ursprungligen torde hava framrunnit genom Satisjauredalen och Patats och vidare antingen S eller N om Tjakkel, avlänkats till Luledalen genom en sidodal mellan Juobmotjåkko och Nieras. Emedan passpunkterna mellan Satisjaure-området och de stora myrvidderna i öster endast obetydligt torde överstiga 500 m., d. v. s. endast ligga några tiotal m. över Muddusnivån, torde man vara berättigad till den slutsatsen, att ifrågavarande avlänkning skett i sen tid. Den har troligen betingats av förekomsten av mindre motståndskraftiga berglager. Vietusjokks dalföre synes nämligen nu sammanfalla med en antiklinal, och denna kan också vara orsaken till dalgångens uppkomst. Dalföret ligger fullständigt vinkelrätt emot isens rörelseriktning och kan därför knappast vara nämnvärt påverkat av glaciärerosion.

Fjällslätternas och amfibolitkomplexens tektonik.

Som jag redan framhållit, är kölizonen ganska heterogen med hänsyn till berggrundens sammansättning. I N, där

hårdare bergarter äro förhärskande, finnas ännu sammanhängande fjällslätter, i S, där berggrunden merendels består av lösare glimmerskiffrar, äro de redan uppdelade i fristående fjällklumpar. I själva verket är fjällslätternas berggrund även inom högfjällsområdet av ganska heterogen natur, i det att den där endast delvis består av syenit. I detta hänseende synes det här avhandlade området ganska betydligt avvika från Sarek. Visserligen uppger HAMBERG, att på Luotto's högslätt en fyllitformation anstår (ovanpå högfjällssyeniten?) (Gest. u. Tekt., s. 694), men han framhåller också, att fjällslätterna i allmänhet sammanfalla med syenitskållans övre gränsyta (Geom. u Quart., sid 728—729). N om Alemusjaure är emellertid detta icke fallet, åtminstone icke annat än undantagsvis. Den stora fjällslätten mellan nämnda sjö och högfjällskomplexet Rajvotjåkko-Svalaliesotjåkko består utom i sina allra nedersta delar, där syenit dominerar, av lösa starkt förskiffrade finkorniga glimmerskiffrar, som även anstå österut, nämligen vid foten av Varetjåkko. Denna bergart går även upp i de högfjällskupoler, som resa sig över fjällslätten (se tavla 2). Så finner man att Svalaliesotjåkkos södra sluttning består av dylika skiffrar till en höjd av 80—90 m. över fjällslätten, medan å andra sidan denna längre i O mestadels tyckes utgöras av syenit. Det är alltså utan vidare tydligt, att de stora denudationsytorna så långt ifrån äro tektoniskt betingade, att de i stället utan vidare skära över bergartsgränserna.

De stora huvudsakligen av amfibolit bestående massiv, som resa sig över fjällslätten, omgivas på alla sidor av denna. Härifrån skjuta djupa dalgångar in bland dem och splittra sönder dem. Ofta hava dessa dalstråk en ganska respektabel bottenbredd, t. ex. det som skiljer Rajvotjåkko från Svalaliesotjåkko. De äro med all sannolikhet ganska starkt påverkade av iserosion (se nedan), ehuru de större av dem naturligtvis även före istiden måste haft ansenliga dimensioner. Åtskilliga mindre finnas dock, som med hänsyn till form och fallhöjd nästan stå på gränsen till typiska glaciärnischer.

En hel del av dessa dalar hava en rätt intressant tektonik. Det visar sig nämligen, att de ligga i gamla antiklinaler. Jag har i detta hänseende något mera ingående undersökt den nyssnämnda dalgången mellan Rajvotjåkko och Svalaliesotjåkko. Där befanns det, att de nyssnämnda lösa glimmerskiffrarna i dalgångens östnordöstra sida stupa in under amfiboliten med 30°—35° stupning. Ovanför kontakten hade den senare samma stupningsvinkel. Strykningen gick i dalens längdriktning. I dalens motsatta sida stupade amfibolitskiffrarna in under Rajvotjåkko med 30°.

Sådan nordväst-sydöstlig strykning av amfibolitskiffrarna, vinkelrätt med fjällkedjans höjdaxel, har för dessa trakter först omnämnts av HAMBERG (Resa i Sarjek, s. 171). Senare har P. J. HOLMQUIST påvisat samma företeelse för de lägre nivåerna inom området närmast S om Sarek samt påpekat, att dalgångar ofta äro utgrävda i antiklinalerna (Yttrande, s. 221—222; Geol. profil, s. 77—78). Visserligen har G. DE GEER invänt häremot, att floddalarna i dessa trakter i allmänhet stryka tvärs igenom fjällkedjan och alltså knappast kunna vara betingade av dennas veck (Yttrande, s. 222). Men M. LUGEON har påvisat, att dylika transversalveck och längs dem anlagda floddalar äro ganska vanliga företeelser i veckberg (Vallées), och enligt HOLMQUIST (o. a. a.) och HAMBERG (Sarjek, s. 19) böra dylika transversalveck just uppstå, då såsom i Sarek väldiga eruptivskållor överlagra de veckade bergarterna. Därtill kommer, att eruptiven i föreliggande område äro djupbergarter, och att deras liggande alltså måste hava befunnit sig på avsevärt djup.[1] Då nu enligt LUGEON (Bauges), BERTRAND (Essai mécanique) och PENCK (Geomorf. Probl., s. 178—191) veckningsintensiteten växer mot djupet, så torde transversalveck mycket lätt hava uppstått genom eruptivskållornas tryck även inom de nedre delarna av skållorna själva. Senare har också SVENONIUS funnit, att dylika transversalveck i våra nordliga fjälltrakter

[1] Är antagandet om de långa överskjutningarna riktigt, gäller dock icke detta sistnämnda argument.

äro ganska vanliga (St. Sjöf. II., s. 312.), och att dalgångar ofta äro anlagda i deras antiklinaler, och HAMBERG påpekar, att Rapadalen är anlagd i en dylik transversalantiklinal (Gest. u. Tekt., s. 716).

Även i det här behandlade området är det synnerligen vanligt, att berglagren från genombrottsdalarnas längdaxlar stupa in under dalsidorna. I själva Luledalen kan detta iakttagas mångenstädes, och i amfibolitskållan synes lagerföljden flerstädes stupa in under massiven från alla håll. Amfibolittopparna erhålla sålunda prägeln av kvarstående skålar, medan de mellanliggande antiklinalerna, som i högre eller lägre grad torde hava utgjort svaghetszoner, äro mera eller mindre bortdenuderade. Detta synes mig vara av vikt med hänsyn till spörsmålet om denudationsplanen. DAVIS framhåller nämligen, att synklinaltoppar lättast förklaras genom antagandet, att erosionen återupplivats till följd av en höjning av området i fråga, varigenom subsekventa zoner kunnat utvecklas och anpassa sig efter berggrundens karaktär utan hänsyn till den ursprungliga veckningstektoniska ytan (se v. STAFF, Morphogenie, sid. 35). PHILIPPI hävdar, att en omvändning av den morfologiska reliefen blott då kan komma till stånd, när landskapet har genomgått ett mellanliggande peneplanstadium (Präolig. Landoberfl., sid. 362). Klarast formuleras dock denna sats av VOLZ sålunda: I ett veckat område bliva svaghetszonerna (sadlarna) tillgängliga för floderosionen först när antiklinaler och synklinaler ligga i samma plan d. v. s. i peneplanstadiet (Sumatra, sid. 388). Och till denna uppfattning ansluter sig v. STAFF på det kraftigaste (o. a. a., s. 37—38). Eftersom det nu i amfibolitområdet synes vara regel eller åtminstone vanligt, att de från fjällslätterna i detsamma inskjutande dalgångarna äro belägna i tektoniska sadlar, så torde man vara berättigad att betrakta denna företeelse som fullständigt lagbunden och uppfatta den som ett talande bevis för, att de nuvarande amfibolittopparna blott äro rester av ett gammalt peneplan, under vars yta de nu dock äro nederoderade. Denna avjämningsyta, som sålunda skulle vara

den äldsta, som hittills spårats, och motsvara WRÅKS Likka-nivå, skulle alltså på detta sätt indirekt kunna påvisas.

Sambandet mellan berggrundens beskaffenhet och landskapets detaljkonfiguration.

Av det i det föreg. anförda torde framgå, vilket inflytande berggrundens beskaffenhet haft på de stora dragen i landskapet, t. ex. huru olikheten mellan högfjällsområdets och kölizonens medelhöjd samt dalgångarnas riktning och läge till stor del beror på denna faktor. Men även på detaljerna i landskapets byggnad har berggrundens sammansättning ofta så stor inverkan, att landskapsbilden i allra högsta grad röner inflytande därav. Så äro t. ex. dalgångarna morfologiskt olika i de olika zonerna. I syenit- och amfibolitområdet visa de ofta skarpt U-formiga eller V-formiga profiler, som stundom äro så starkt påverkade av iserosion, att en tydlig fjordkonfiguration inträtt. I köliområdets nordliga del med dess lösare gnejsiga bergarter äro nog dalprofilerna mera flacka, men dock ännu jämförelsevis skarpt markerade. Vuojatädnos dalgång mellan Akka och Pålnotjåkko ger ett typiskt exempel på skillnaden mellan högfjällsområdets och norra kölizonens landskapsformer. Karakteristiskt för densamma är, att dess tvärprofil är tydligt osymmetrisk (se fig. 13 och tafla 3). Den östra dalsidan utgöres av Akkas branta amfibolitmassiv på en sockel av syenit. Dalsidans lutningsvinkel närmar sig här fjorddalens. På västra sidan åter uppträder köliskiffrarnas nordliga facies, som dock erbjuder betydligt mindre motstånd mot denudationen än de förstnämnda, och därför framvisar denna del av profilen en mjukt svängd kurva med obetydlig lutningsvinkel. Profilen företer alltså en kombination av båda zonernas landskapsskulptur, och eftersom dalgången här stryker vinkelrätt mot isens rörelseriktning och till följd härav ej gärna kan hava nämnvärt påverkats av iserosionen, erbjuder den sannolikt en typisk illustration till floderosionens inverkan på högfjälls- och köliskifferlandskapet.

I det egentliga glimmerskifferlandskapet längre söderut är markens yta synnerligen jämn och höjdernas lutningsvinkel svagare. Knappast någonstädes går berggrunden i dagen. Där den ej är täckt av morän, ligger dock över densamma ett lager av vittringsgrus, vilket mångenstädes har avsevärd mäktighet. I motsats till vad som är regel i gamla glaciationsområden, nämligen att berggrunden företer en i det närmaste frisk och av vittringen opåverkad yta, är detta snart sagt aldrig fallet här, utan den är sönderdelad till ofta avsevärt djup. Så ser man

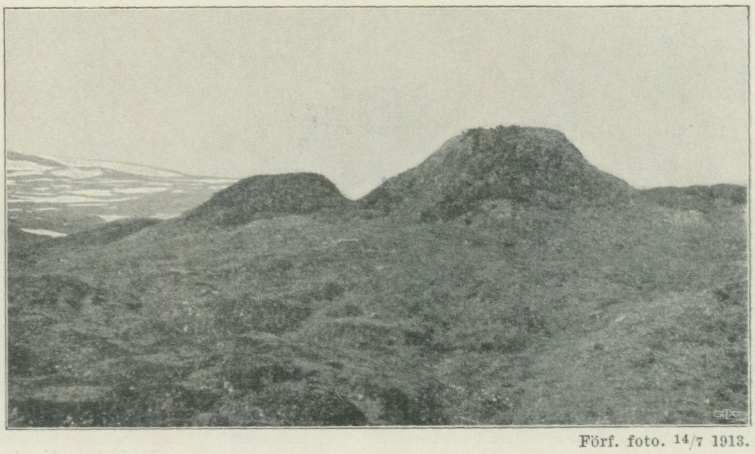


Förf. foto. 14/7 1913.

Fig. 17. Söndervittrat flyttblock en km. V om norska gränsen vid Numirjaure.

t. ex. sällan eller aldrig i detta områdes mest typiska delar, att flyttblocken äro bevarade i sina ursprungliga former, utan de hava ofta fullständigt vittrat sönder och omgivits av ett hölje av lösvittrat och nedrasat material, på vilket sedan vegetationen invandrat. Ehuru mineralkornen i blockens inre vanligen äro lösgjorda från varandra, bibehålla de dock den gamla skiktställningen, och man kan därför lätt konstatera, när densamma icke överensstämmer med strykningsriktningen hos det fasta berget i den omgivande trakten. Mången gång kan man endast på så sätt avgöra, om en uppstickande jordkulle ursprungligen

varit ett flyttblock och icke ett uppskjutande klipparti (se fig. 17). På sådana lokaler, där marken är översållad av dylika flyttblock, som sålunda förvandlats till jordhögar, har landskapet ett egendomligt småkuperat utseende, som om det vore översållat med meterhöga mullvadshögar. — Att det vittringsmaterial, som sålunda stundom till avsevärt djup täcker glimmerskifferområdet, verkligen lösgjorts i postglacial tid, framgår tydligast i trakten omkring huvudvattendelaren (vid norska gränsen). Här är berggrunden vanligtvis alldeles kalspolad, så att ej ens tillräckligt mycket jord finnes, för att fjällvegetationen skall kunna trivas (se nedan sid. 114).



Förf. foto. 14/7 1913.

Fig. 18. Glimmerskifferlandskap V om norska gränsen vid Numirjaure.

Men där glimmerskiffrarna nå fram till huvudvattendelaren, är klippgrunden likväl täckt av lös jord till avsevärt djup, och denna kan alltså icke här bestå av morän, eftersom all sådan under avsmältningstiden bortspolades från markens yta i dessa trakter. Den måste följaktligen hava uppstått genom vittring efter istidens slut. Kontrasten mellan detta landskap och ett normalt kalspolat gränsområde framträder vid en jämförelse mellan figurerna 10 och 18. De äro tagna på endast cirka 3 km:s avstånd från varandra. Den förra återger ett landskap, där berggrunden består av ljus, pressad

granit, och där ingen vittringsjord uppkommit efter istiden. Den andra figuren framställer ett typiskt glimmerskifferlandskap något östligare i samma dalgång.

I motsats till köliskiffrarna är syeniten en mycket hård bergart. Detta yttrar sig bland annat däruti, att man sällan finner, att recent floderosion utövat någon inverkan på densamma. Icke ens de vattenrikaste fjällbäckarna, som från den vida fjällslätten N om Alemusjaure störta sig utför den



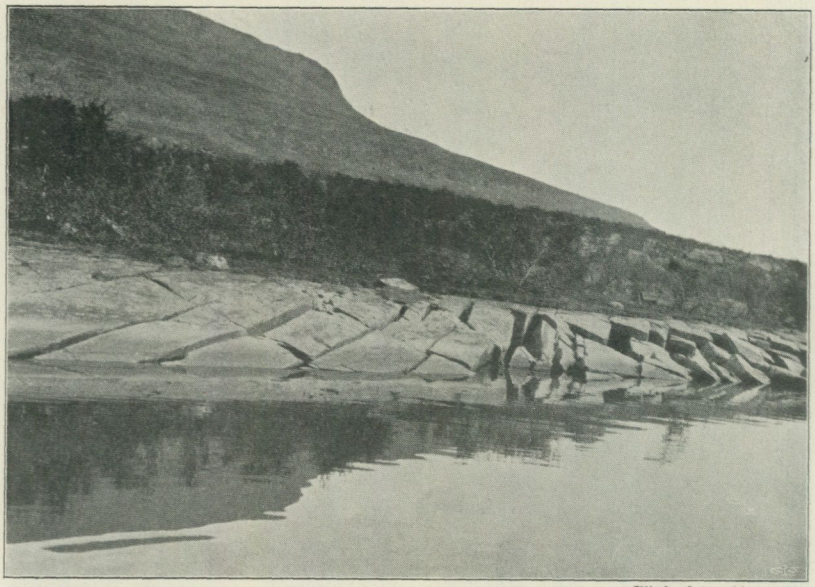
Förf. foto. 18/8 1913.

Fig. 19. Suolokajokk. I förgrunden rusar bäcken ned i ravinen, som den urgrävt i breccian; t. h. en del av breccieväggen. I bakgrunden t. v. strömmar bäcken fram över syenitpallar, i vilka den ej kunnat urgräva någon bädd.

500 m. höga dalsidan ned till sjön, hava kunnat utskära några erosionsrännor. Särskilt tydligt framträder detta förhållande vid Suolokajokk. Några tiotal m. ovanför sjön lämnar denna sin syenitbädd och rusar in över en breccia, som består av sammansintrade syenitsplittror. I denna har bäcken urgrävt en djup ravin med ända till 15 m. höga väggar, under det att den i det omedelbart ovanför belägna

syenitområdet ej har förmått att utskära ens den obetydligaste fördjupning i klippgrunden (se fig. 19).

Emellertid är syeniten genomsatt av synnerligen väl markerade förklyftnings- och spricksystem. I det typiska syenitlandskapet finner man vanligen ett stort antal lodräta bergväggar, som genomkorsa terrängen. Man upptäcker också snart, att de oftast följa samma huvudriktningar icke blott i samma trakt utan över stora vidder. Det är därför uppen-



Förf. foto. 11/8 1913.

Fig. 20. Glaciärslipad häll, sönderfallande i syenitens bägge förklyftningsriktningar. Stranden av Alemusjaure nedanför Rajvotjåkko. Se tab. 2.

bart, att dessa spricksystem utgöra en tektonisk egendomlighet för nämnda bergart eller för ifrågavarande zon. Jag har, så noggrant det varit mig möjligt med en vanlig geologkompass, verkställt mätningar angående den riktning, i vilken de ifrågavarande planen och bergbranterna stryka i olika delar av syenitområdet från O till V. Dessa mätningar hava underlättats av att de merendels fullständigt lodräta bergväggarna icke blott äro alldeles snörräta, utan ofta i de minsta detaljer äro fullständigt jämna och nästan glättade.

Tabell 1.

Observerade förklyftningsplan i högfjällsområdet. Lokalerna uppräknade från O till V. * anger, att planen anträffats i lösa glimmerrika skiffrar. På alla övriga lokaler är bergarten typisk syenit.

Lokal	Nivå ö. h.	V		N			O
Ebbatjåkko[1]	600	V 7° N					
Alleb Kirkao	700	V 5—7° N					
Järtasuolo	430	V 15° N		N 15° O			
Silvergrottan (Lilla Sjöfallet)	430	V 15° N					
Vakotavare	600	V 5° N		N 10° O			
Foten av Napal	440	V 5° N		N		N 75° O	
Laksejokk	580	V 5° N					
Stuoddajokk	690	V 5° N		N 10° O			
Maukojokk	800	V 5° N		N 10° O			
»	970	V		N 10° O			O
» *	1,020			N 22° O			
Skitnjanjarka	430						
Norra sidan, mitten	—		V 80° N; N			N 82° O	
Sydsidan	—			N 20° O		N 80° O	
NV-udden	—			N 10° O		N 85° O	
Suolokajokk	600	V 5° N		N 20° O			
»	840	V 5° N		N 20° O			
» *	1,000			N 52° O			
Luleå pårro	485	V 5° N		N 20° O			
» »	600	V 5° N		N 10° O			
» »	700	V 5° N		N 35° O			
Kuoksetjokk	425	V	V 52° N	N 30° O			O
Nedanför Rajvotjåkko	425	V 5° N		N 25° O			
Sautjasjokk	425	V 5° N		N 10° O			
»	750	V		N 10° O			O
Pirvitakka	760	V 5° N	V 80° N				
Holmar i Luoktanjarkajaure *	425	V 32° N; V 40° N; V 80° N				N 58° O; N 65° O	

Resultaten av mätningarna äro sammanställda i tabell 1. Av densamma torde framgå, att genom hela syenitskållan från O till V och från dess botten upp till dess övre gräns finnas

[1] På Nieras.

tvenne väl utpräglade spricksystem (se fig. 20). Det bäst markerade av dem stryker så gott som utan undantag från V 5° N. Endast på ett par punkter finnas tillfälliga avvikelser om några få grader. Blott ett märkligare undantag finnes. I själva centrum av syenitområdet mitt i Luledalens botten saknas detta västliga system i den egendomliga långa och smala halvön Skitnjanjarkas mellersta och västra delar. Det är här ersatt av ett system, som stryker i N 80—85° O. Emellertid avviker detta i själva verket med högst 15° från det normala, och kan därför icke utan skäl uppfattas som en modifikation av detta, vilken torde sammanhänga med att nämnda lokaler sannolikt befinna sig ganska nära syenitens liggande, så mycket mera som dalgången här synes sammanfalla med en antiklinal.

Mycket genomgående men med i detalj något mera varierande riktning uppträder även det andra systemet. Det håller sig emellertid mellan N 10° O och N 35° O och kan alltså icke sägas vara fullt så väl markerat som det förra.

Av tabellen synes, att dessa tvenne system stryka i nästan rät vinkel mot varandra, och att det bäst utpräglade, det väst-östliga (V 5° N), skär över fjällkedjans veckningsaxel med en vinkel av närmare 90°, under det att det andra nästan sammanfaller med densamma. Det förefaller därför sannolikt, att de uppkommit i samband med bergskedjeveckningen.

I huru hög grad spricksystemen äro bundna till syenitformationen framgår av att de saknas såväl i de lösa glimmerskiffrar, som bilda syenitens hängande på de stora fjällslätterna, som också i syenitzonens gränsområde i V, där nämnda bergart växellagrar med och ersättes av lösare skiffrar. Även i dessa uppträda ett antal stundom väl utvecklade spricksystem, men med en från de förra fullständigt avvikande strykning (se tabellen). Å andra sidan har jag aldrig funnit, att de förstnämnda typiska systemen någonstädes saknas inom den egentliga syeniten, utan de uppträda så regelbundet, att de nästan kunna betraktas som »ledfossil» för densamma.

Dessa sprickplans betydelse för landskapsskulpturen märker man, redan då man från O tränger in i högfjällsområdet. Vissa av Luleb Kirkaos branter torde vara anlagda längs dessa spricksystem, och detta är med säkerhet fallet med några av väggarna i Alleb Kirkaos södra partier liksom också här och där på Nieras. På samma sätt förhåller det sig med det egendomligt kägelformiga Vakotavare (se fig. 21).



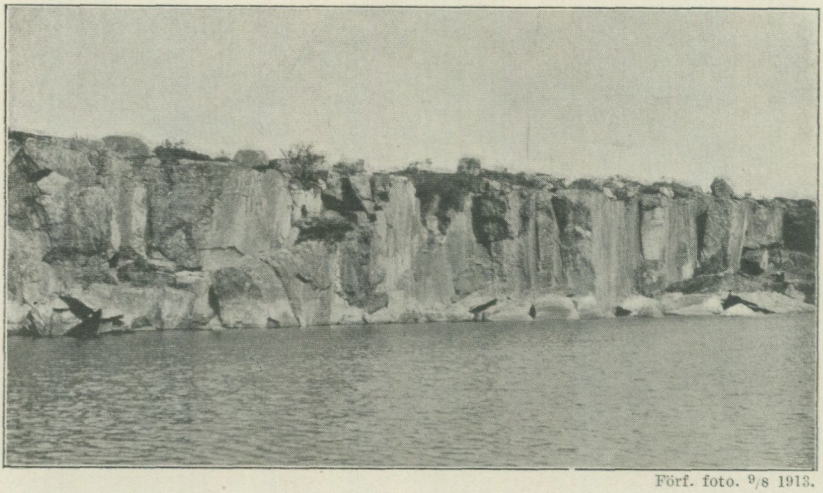
Förf. foto. 6/8 1910.

Fig. 21. Vakotavare från Suorvajaure.

Dess mot söder vettande sida uppvisar ett par lodräta, flera tiotal m. höga väggar, som i själva verket äro helt och hållet anlagda i det nyssnämnda förklyftningssystemet W 5° N. Liknande branter anträffas på Alemusjaures norra sida och på sluttningarna av Luleå pårro O om Akka, där de väldiga i nämnda system anlagda tvärbranterna äro fullständigt obestigbara och hava sådan längd, att de nödvändiggöra omvägar på flera km., då man är på väg från dalbottnen upp mot fjällslätten.

Dessa i berggrunden befintliga sprickor hava tydligen tjänstgjort som förklyftnings- och avlossningsytor, längs vilka

destruktionens och särskilt iserosionens dalbildande verksamhet förlagts (se nedan s. 84). Förklyftningsplanens betydelse för dessa processer framträder särskilt klart i den stora Luledalens botten. Såsom redan SVENONIUS påpekat, finnes i densamma, ända från Lilla Sjöfallet, ett vackert klipp- och förklyftningslandskap. (St. Sjöf. II., s. 309). Vid Suorvajaures nordöstra del utgöras sjöstränderna på kilometerlånga sträckor av fullständigt lodräta klippbranter, som stryka i den ovannämnda kraftigast utpräglade förklyftningsriktningen.

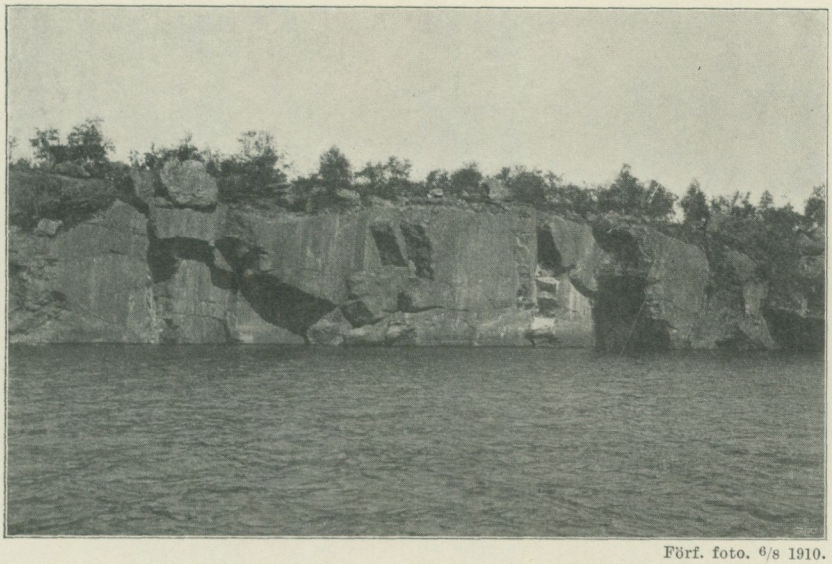


Förf. foto. 9/8 1913.

Fig. 22. Klippstrand på Vuoksanjarka. Förklyftningsbranterna sedda i förkortning.

På samma sätt förhåller det sig vid Vuoksajaure och Alemusjaure. Dessa sjöars topografi är till väsentlig del bestämd av nämnda sprickplan och förklyftningszoner. Stränderna här äro verkliga »Steilküsten» i smått. Det är huvudsakligen i systemet V 5° N, som klippväggarna äro förlagda. Men eftersom isrörelsen här varit 15—25° nordligare (se tabell 3, sid. 105), har icke ett och samma förklyftningsplan kunnat bli bestämmande för strandkonturen på längre sträckor, utan denna är sammansatt av en hel mängd sprickytor, vilka möjligen tillhöra delar av en och samma sprickzon. Vid isens erosionsarbete har sålunda en tendens gjort sig gällande att

överflytta detta från det ena förklyftningsplanet till det andra, och övergångarna mellan dem hava förmedlats genom tvärbrott i bergarten (se fig. 22 o. 23). På detta sätt hava de kilometerlånga klippbranterna längs Vuoksanjarka och sydöstra Skitnjanjarka uppstått. De utmärka sig för en långsträckt sicksackformig konfiguration, och tvärbrotten sammanfalla här stundom, men icke alltid, med det andra väl utvecklade spricksystemet.

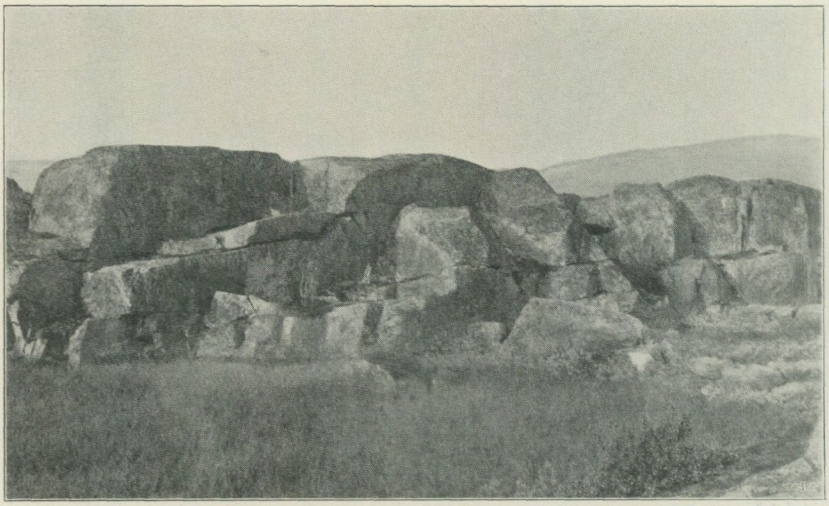


Förf. foto. 6/8 1910.

Fig. 23. Klippstrand på sydsidan av östra Skitnjanjarka. Branten cirka 10 m.

På sydsidan av Skitnjanjarkas västra del är förhållandet ett annat. De båda spricksystemen stryka här i en väsentligt annan riktning (se tabell 1). De ofta ända till 15 m. höga klippbranterna på denna del av halvön uppvisa därför en ganska invecklad konfiguration. Klippstranden är nämligen sammansatt av ett system av väggar, som bilda en serie spetsiga in- och utgående vinklar, här och där avbrutna av oregelbundna tvärbrott. Detta är belysande för spricksystemens inflytande på detaljkonfigurationen. I stället för en rätlinig, i isrörelsens och dalgångens riktning strykande bergvägg har det alltså bildats en sågformig sådan.

Vid foten av Napal finnes ett annat mycket vackert klipplandskap, sammansatt av ej mindre än trenne förklyftningsplan, i det att här lokalt även ett tredje spricksystem i riktningen N 75° O ofta får topografisk betydelse. Det avviker från de övriga även så till vida, som dess stupning blott är cirka 45° (se fig. 24).



Förf. foto. 2/7 1913.

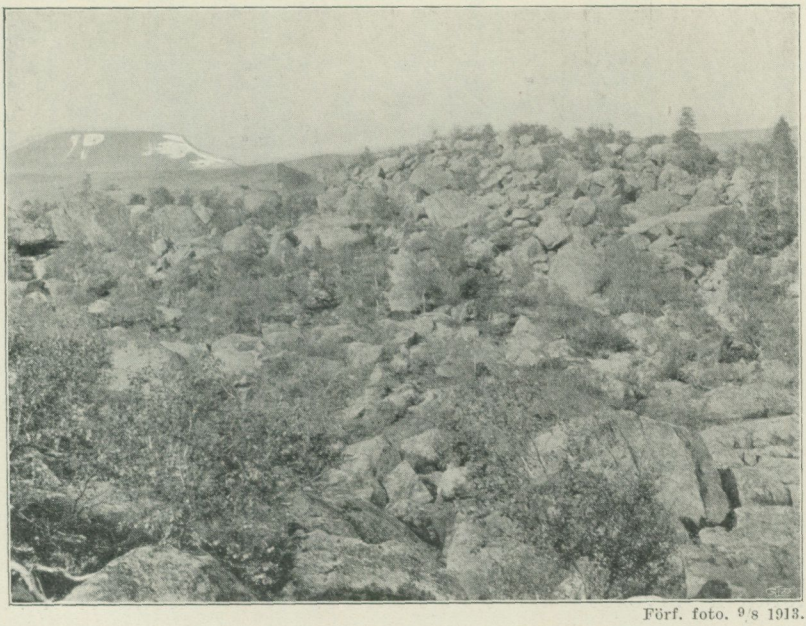
Fig. 24. Klippformation vid foten av Napal. De ljusa ytorna t. v. äro plan, tillhörande systemet N-S. De stora mörka väggarna tillhöra systemet V 5° N. Den sneda linien t. h. markerar ett lokalt plan i riktningen N 75° O (se tab. 1).

Förklyftningsplanen och sprickzonerna hava i trakten av västra Alemusjaure sannolikt även i annat avseende fått topografisk betydelse. Det är nämligen påtagligt, att en växellagring här äger rum i dalbottnen mellan typisk syenit och lösare starkt pressade skiffrar. (Jfr SVENONIUS, St. Sjöf. II., s. 296). Dessa hava lättare påverkats av iserosionen och sålunda betingat uppkomsten av nordvästra Alemusjaures många vikar och sund. I nordvästra ändan av dessa finner man vanligen uppvräkta blockmoräner, vilkas material alltså måste härstamma från sänkorna i SO och vanligen består av lösare starkt förskiffrade bergarter. Sprickzonerna torde mångenstädes hava utgjort gränszoner mellan den hårdare



Förf. foto. 25/8 1913.

Fig. 25. Kubformigt flyttblock av syenit, kluvet genom frostsprängning. Klipphällen av köliskiffer. Sundet mellan Alemusjaure och Luoktanjarkajaure.



Förf. foto. 9/8 1913.

Fig. 26. Blockmoränlandskap i syenitområdet. Vuoksanjarka.

syeniten och de lösare lagerkomplexen och markera sålunda iserosionens selektiva inverkan.

Syenitens båda mot varandra nästan vinkelräta sprickssystem hava givit denna bergart en benägenhet att sönderfalla i kubiska block, ofta av stora dimensioner (se SVENONIUS, St. Sjöf. II., s. 311). — Någon gång finner man sådana karakteristiskt formade flyttblock även inne på de lösa skiffrarnas område i V (se fig. 25). — Emellertid är detta orsaken till att moränen i syenitområdet är synnerligen blockrik. Marken



Förf. foto. 30/7 1913.

Fig. 27. Strandbrant vid Luoktanjarkajaure. Materialet består av köliskiffermorän, med närmast vattenytan frisköljda block.

är på långa sträckor nästan fullständigt täckt av väldiga, skarpkantiga block, som giva landskapet ett synnerligen vilt utseende (se fig. 26). I detta hänseende kontrasterar syenitmoränen mycket skarpt mot den av löst skiffermaterial bestående moränen längre västerut (se fig. 27).

Iserosionens inflytande på landskapsformerna.

I sin uppslagsrika avhandling om Sarekfjällen uppdelar HAMBERG terrängformerna i detta fjällområde i trenne från varandra skilda huvudgrupper: slätterna, dalarna och topparna (Sarjek, s. 8), och av den här ovan givna framställningen torde inses, att denna indelning även är tillämplig i Luleområdet. Vid behandlingen av iserosionens inflytande på landskapsformerna torde därför nämnda indelning vara den fördelaktigaste.

Beträffande de stora flata vidderna, Muddus-slätterna, i O och de med dem topografiskt ekvivalenta Tuipalslätterna i högfjällen, är det föga sannolikt, att inlandsisen på dem utövat någon nämnvärt omgestaltande inverkan. De erbjödo endast få och obetydliga angreppspunkter för iserosionen, och glaciärisen torde huvudsakligen verkat utjämnande på de små ojämnheter, som förefunnos. Någon betydligare denudation eller sänkning av landytan kan den icke gärna hava åstadkommit. O. NORDENSKJÖLDS sats, att glaciärisen i flacka områden under medverkan av frostvittringen verkar huvudsakligen avjämnande (Fjorde, s. 473), torde alltså äga giltighet även för Luledalens omgivningar. Detta överensstämmer f. ö. även med A. G. HÖGBOMS uttalande, att den glaciala denudationen icke egentligen kan hava utövat annat inflytande på den svenska urbergsplatån, än att den inverkat modifierande på de mindre detaljerna (Glaz.-erosion, sid. 437).

Däremot hava topparna givetvis varit mera utsatta för inlandsisens angrepp. Det är ju svårt att nu avgöra, vilket inflytande själva spetsarna rönt av den överglidande ismassan. Det kan dock icke hava varit särdeles obetydligt.[1] — De nedanför dem belägna branterna böra ha utsatts för en intensiv sidoerosion. Härigenom flyttades de sannolikt tillbaka, vilket även för topparna torde hava medfört en reduktion i höjd.

Den största rollen torde dock iserosionen hava spelat i dalgångarna. Visserligen hava åsikterna länge gått rätt myc-

[1] TH. VOGT anser dock sannolikt, att inlandsisen i Lofoten blott kunnat borterodera »et tyndt lag» av topparnas slättrester (Lofoten, sid. 47).

ket isär angående detta spörsmål (se LAUTENSACH, Tessingeb., s. 117 o. f.). Emellertid torde det nu vara allmänt erkänt, att dalgångarna ofta i hög grad deformerats av iserosionen. En sådan omformning kan dock gå i två olika riktningar. Dels kan isen genom sidoerosion hava vidgat dalstråken. Men genom bl. a. O. NORDENSKJÖLDS (Fjordgeb.), A. PENCKS (Die Alpen) och H. LAUTENSACHS (o. a. a.) arbeten torde det dessutom numera vara fastslaget, att glaciärerna även kunna utföra ett avsevärt erosionsarbete i vertikal riktning. De viktigaste bevisen för detta förhållande äro de överfördjupade dalarna och de s. k. trågdalarna. Emellertid har W. WRÅK ännu så sent som 1908 sökt visa, att U-formen hos en del dalgångar i de gamla glaciationsområdena mycket väl kan förklaras genom glaciärernas sidoerosion, och att överfördjupning icke nödvändigtvis behöver vara en följd av iserosion, utan att sådan kan uppkomma genom att huvuddalarna haft en många gånger större vattenmassa än bidalarna (Reliefkron., sid. 286—289), varigenom de kunnat sänka sina dalbottnar betydligt hastigare än de senare. Bidalarna skulle på så sätt kunnat bliva hängande i förhållande till huvuddalarna.

Emellertid torde denna senare sats vara ohållbar. Ty visserligen är det riktigt, att en vattenrik huvuddal kan sänka sin botten hastigare än en vattenfattig bidal, men så länge den senare över huvud taget är vattenförande, måste dess mynning dock komma att ligga i nivå med huvuddalens botten. Skillnaden blir blott, att den nedre delen av bidalens fallkurva blir mera eller mindre brant. Men så länge erosionsarbetet över huvud taget pågår i bidalen, måste dess botten dock komma att förenas med huvuddalens genom en skåra i dennas sida och kan alltså icke bliva i egentlig mening hängande i förhållande till densamma. Först när i ett fordom fuktigt område klimatet blir ökenartat, så att bidalarna sällan eller aldrig bliva vattenförande, kunna de tänkas bliva i ordets verkliga mening hängande i förhållande till huvuddalen. Visserligen talar DAVIS om hängande dalar uppkomna på

sådant sätt, som WRÅK antyder, men han nämner också, att ett sådant stadium i utvecklingen är ytterst kortvarigt (DAVIS-BRAUN, Physiogeogr., s. 197). I själva verket torde en sådan form av »hängande dalar» icke motsvara begreppet i den mening, det användes i glacialgeologien (jfr DAVIS-RÜHL, Landformen, s. 258), och detta av nämnda forskare omtalade utvecklingsstadium är sannolikt så föga varaktigt, att man ej kan räkna med detsamma i här föreliggande fråga. D. W. JOHNSON framhåller också kraftigt, att hängande dalar praktiskt sett äro bundna till fordom nedisade områden, och att de alltså böra uppfattas som resultat av iserosionen (Hanging Valleys, s. 671). Han har nu även visat, att de dalar, som finnas i Yosemiteområdet, och vilkas höga nivå i förhållande till huvuddalen man förut förklarat bland annat med tillhjälp av samma teori, som WRÅK använt (JOHNSON, Yosemite, s. 831), blivit hängande i förhållande till den senare (Yosemite) enbart genom att denna överfördjupats genom glaciärerosion (o. a. a., s. 903).

Från det nordskandinaviska höglandet föreligga uppgifter angående glacial överfördjupning av HAMBERG (Sarjek, s. 29) och O. SJÖGREN (Torneträsk, s. 40, 52, 72). Det torde därför ligga nära till hands, att överfördjupade dalfören även skola finnas i Luleområdet, och att den skarpt markerade Luledalen, som i själva verket torde vara en av Norrlands vackraste genombrottsdalar, även skall vara avsevärt överfördjupad. En morfologisk granskning av densamma torde kunna lösa detta spörsmål. Man finner då, att verkliga hängdalar saknas på dess sidor. De dalgångar, som från S stryka fram till huvuddalen, mynna i nivå med dess botten, även om deras fallkurvor sänka sig hastigare under den nedersta sträckan än på den mellersta. Lika litet finnes någon hängdal på nordsidan. Laksejokks dalföre skulle kunna uppfattas som en sådan, om icke en tydlig övergång mellan dess botten och Luledalens funnes i form av en visserligen delvis brant, men dock bred erosionsfåra, som omöjligen kan vara uteroderad i postglacial tid.

Den för överfördjupade dalar karakteristiska fjordformen med branta sidor och U-formig profil kan likväl spåras i Luledalen. Hela den branta dalsluttningen N om Alemusjaure är en typisk sådan fjordsida. Men den saknar motsvarighet på andra sidan sjön. Här är dalsluttningen flack och uppvisar konturen hos en tämligen mogen erosionsdal. Längre österut har visserligen Napals norra sluttning fjordsideform, men för det första är denna brant ganska låg, och för det andra är i stället U-profilen så mycket sämre utbildad på motsatta sidan. På så sätt kan man påvisa en tydlig alternation i Luledalens fjordbranter, i det att sådana omväxlande uppträda än på den ena sidan och än på den andra, men sällan eller aldrig på tvenne motsatta. Sådana fjordsidor, utan motsvarighet på den motsatta, finner man på följande ställen i Luledalen, uppräknade från NV till SO: Akka *s.*[1]; nordsidan av Alemusjaure och Vuoksajaure *n.;* Napal *s.;* Nieras *n.;* Kaska och Luleb Kirkao *s.;* Puollamtjåkko *s.;* Rappokvare *n.;* Koinosatjåkko *n.;* Svartevarats *s.;* dalsidan mellan Svartevarats och Mattok *s.* Endast på ett par ställen finner man en antydan till dubbelsidig fjordprofil. Det ena är vid St. Sjöfallet, där Alleb Kirkaos branter kunna uppfattas som en motsvarighet till Nieras. Emellertid är förstnämnda fjäll synnerligen lågt och kan dessutom lika gärna betraktas som en alternation till Nieras och Juobmo, i det att dess korta branter ligga mitt emot den mellan sistnämnda fjällklumpar belägna breda Vietusdalen.

En svag ansats till fjordkontur finnes även vid Luleb Kirkao, ty mitt emot detsamma ligger nedanför Juobmo en tvärbrant, som stryker i dalriktningen. Den har emellertid ej mera än 100 meters höjd och gör sig ingalunda gällande i terrängen. — Likaså ligger mitt emot Puollamtjåkko fjället Suppats, vars sydsida delvis är tvärbrant. Men dylika fullständiga fjordprofiler äro i Luledalen endast undantag och uppträda på varje ställe ej till mera än någon enda kilo-

[1] *s.* = på sydsidan; *n.* = på nordsidan.

meters längd av densamma. Den ena av de båda dalsidorna är då också vanligen jämförelsevis låg.

Den i Luledalen sålunda rådande alternationen i fjorddalarna visa tydligtvis, att någon nämndvärd vertikalerosion av inlandsisen icke gärna kan hava ägt rum. Däremot torde fjordsidorna hava uppkommit genom sidoerosion av glaciären. Huvudresultatet av dennas verksamhet har alltså varit, att dalgången vidgats. Och på varje punkt av den senare har detta ägt rum på den sida, som legat mest utsatt för isrörelsen, d. v. s. mot vilken isen satt in. Detta framträder särskilt tydligt vid Nieras. Här ändrar dalgången riktning, i det att den böjer av några grader mera åt V. På sin rörelse mot NV tvangs därför också isen att vika av åt detta håll (se översiktskartan, tavl. 10 o. tab. 3), och därvid satte den också in mot dalsidan med särskild kraft på just denna punkt. Här i Nieras' mot Suorvajaure vettande branter anträffas också dalgångens mest typiska fjorddalsida, och i sjön omedelbart nedanför densamma finnes hela sjökedjans största uppmätta djup (se tavla 9).

Då man från någon punkt i dalen betraktar densamma i dess längdriktning kan man dock icke alltid bliva varse, att fjordbranterna alternera, utan man får lätt det intrycket, att de stå mitt emot varandra, d. v. s. att dalen är en verklig fjorddal. Samma fenomen finner man även på andra håll. Om man t. ex. från Kalavarats vid Åbmatsjaure riktar blicken mot SO, finner man, att på andra sidan sjön en dalgång öppnar sig med tydliga fjordbranter på båda sidorna (se fig. 28). I själva verket äro de dock alternerande och icke motsatta, ty den ena dalsidan utgöres av Littak och den andra av Stuor Seggok (Rieli).

Sådana dalgångar med alternerande fjordskulptur, uppkommen genom lateral erosion skulle man kunna benämna falska fjorddalar, till skillnad från de verkliga, vid vilkas uppkomst vertikalerosionen spelat huvudrollen.

Lateralerosionen, som givit upphov till dessa fjordkonturer, torde mångenstädes hava verkat huvudsakligen genom

att bortskaffa talusbildningar och längs dalsidorna kvarliggande vittringsrester. På andra ställen har den även angripit den friska berggrunden och borttransporterat partier av densamma. Härvid har tillvaron av de stora förklyftningsplanen verkat som en gynnsam faktor, i synnerhet där dessa stryka mera eller mindre i isrörelsens riktning. Då sprickplanen sålunda tjänstgjorde som avlossningsytor, uppkommo de lodräta, mot dalgångarna vända stup, som man flerstädes



Förf. foto. 28/7 1913.

Fig. 28. Utsikt från Åbmatsjaureluspe (Kalavarats) mot SO. I bakgrunden en falsk fjorddal mellan Littak och St. Seggok.

anträffat i dessa trakter. Om tvenne dylika sidoeroderade dalgångar ligga nära varandra med de lodräta stupen begränsande det mellanliggande bergkomplexet, så uppstår en i mycket karakteristisk bergtyp, i hög grad påminnande om ett platåberg. Branterna äro vanligen nedtill omgivna av en mäktig rasmark, utgörande det från bergväggen i postglacial tid lösgjorda vittringsmaterialet, och den övre ytan bildas ofta av den nästan alldeles vågräta fjällslätten. Till denna typ torde Luleb Kirkao nu få räknas, ehuru fjäll-

slätten på dess topp numera är synnerligen reducerad. Ett annat sådant torde Tjakkeli vara, vilket omnämnts av HAMBERG (Geom. u. Quart., sid. 726).

Saknaden av såväl hängdalar som en typisk fjordkonfiguration talar således för att Luledalen icke blivit utsatt för någon väsentlig glacial överfördjupning. Ännu ett skäl finnes för denna åsikt. Innan Luledalen lämnar kölizonen, mottager den tillflödena från tvenne stora bidalar, nämligen från Åbmatsjokkdalen i N och Vuojatädnodalen i S. Men dessa dalbottnar ligga på en nivå, som med endast cirka 100 m. överstiger Luoktanjarkajaures och långsamt sänker sig mot denna. Nu kunna dessa breda dalgångar omöjligen vara glacialt överfördjupade, emedan de ligga ungefär vinkelrätt mot isens rörelseriktning, och icke heller kunna de vara postglacialt nederoderade. De måste alltså omedelbart före den sista nedisningen hava intagit ungefär samma nivå. Men då blir det också omöjligt att antaga, att Luledalens botten sedan dess blivit sänkt. Den måste ju före den sista istiden hava haft samma nivå som nu i förhållande till nämnda dalgångar, för att dessa skulle kunnat dräneras genom densamma. På samma sätt förhåller det sig med Vietusjokks breda dalgång mellan Satisjaure och Langas. Även den ligger tvärs för isrörelsen och kan därför icke vara nämnvärt överfördjupad. Dess övre del ligger emellertid endast cirka 70 m. över sistnämnda sjö, och dalen sänker sig kontinuerligt mot denna. Langasdalens pre- eller interglaciala dalbotten kan därför icke hava legat mera än ett fåtal m. över den nuvarande sjöytan. Varje tanke på en glacial överfördjupning på 200 à 300 m. såsom HAMBERG funnit i Sarek och SJÖGREN i Torneträsk-området måste således för Luledalens vidkommande avvisas som omöjlig.

Däremot kan mycket väl en sådan hava träffat Teusadalen. Medan den förra uti högfjällszonen sänker sig blott 50 m., faller den senares dalbotten från tröskeln NV om Autajaure till Satisjaure 170 m. Redan detta förhållande medgiver antagandet av en glacial överfördjupning på 150 m.

Är Sitasjauresänkan också överfördjupad, vilket är troligt, så torde Teusadalens överfördjupning kunna sättas till en ännu högre siffra. För ett sådant antagande tala de hängande dalar, som på hög nivå mynna ut i dess sidor. Tyvärr har jag ej haft tillfälle att mäta deras höjd.

Inlandsisens inflytande på sjöbäckenas uppkomst.

Liksom Luledalen är den kanske praktfullaste av de nordskandinaviska genombrottsdalarna, så hyser den också den kanske mest typiska av de norrländska sjökedjorna på sin botten. Ifrån Lule Luspe sträcka sig sjöarna under 142 km. i oavbruten följd igenom största delen av fjällområdet fram emot norska gränsen. Det torde vara Norrlands längsta i en och samma dalgång befintliga sjösystem.

Med tillhjälp av en CORADIS polarplanimeter har jag på Norrbottens läns kartverks kartblad uppmätt de största av de sjöar, som tillhöra St. Lule älvs flodområde ovanför Porjus.[1] Resultaten, som jag sammanställt i tabell 2, torde vara så noggranna, som de överhuvud taget kunna bli med detta delvis tämligen bristfälliga kartmaterial. Av nämnda tabell framgår, att områdets hela sammanlagda sjöareal uppgår till ej mindre än 818,2 kvkm. Ett visst intresse erbjuder dess fördelning på de olika zonerna. Det visar sig nämligen, att kölizonens sjöar omfatta mera än hälften av hela den sammanlagda sjöarealen. Till stor del beror naturligtvis detta på att Luleområdets del av kölizonen är mycket större än dess delar av de övriga fjällzonerna. Av det västra fjällområdet dräneras nämligen ej mindre än 4 600 kvkm av St. Lule älv, medan motsvarande siffra för högfjällszonen är 1 650 kvkm och för lågfjällsområdet 2 990 kvkm.[2] Emellertid kan detta icke vara den enda orsaken. Ty genom en jämförelse med tabellen finner man, att sjöarna upptaga något mera än 9 % av det västra fjällområdet, medan de utgöra något mera än 7 %

[1] Så vitt jag vet äro endast ett ringa fåtal av dessa förut uppmätta till sin areal, och de förut publicerade värdena synas ej alltid vara nöjaktiga.

[2] Dessa tre senast anförda siffror äro endast ungefärliga.

och något mera än 8 % av de båda övrigas areal. Sjöarealen är alltså ej endast absolut utan även relativt störst V om högfjällen. Detta sammanhänger uppenbarligen med att dalgångarna här äro bredast, vilket i sin ordning beror på köliformationens ringa motståndskraft mot denudationen.

I mer än ett decennium har man nu diskuterat de norrländska sjösystemens genesis. Ursprungligen torde man hava tänkt sig, att de äro uppdämda dalpartier. Men redan år 1900 uttalade O. Nordenskjöld i sitt betydelsefulla arbete om fjordbildningen den bestämda uppfattningen, att de äro slutna klippbäcken i analogi med den av honom undersökta sjön Langvand vid Sulitälma (Fjordgeb., s. 182). Året därefter publicerade K. Ahlenius resultatet av sina djuplodningar i de lappländska sjökedjorna S om St. Lule älv och uttalade därvid den åsikten, att de huvudsakligen uppdämts av glacialt material (Beiträge, s. 79), vilken uppfattning han även senare vidhöll (Sjöforskn., s. 406, Ångermanl., s. 40—41). Senare har A. G. Högbom, delvis med stöd av Ahlenius' värden, med styrka anslutit sig till uppdämningsteorien (Norrland, s. 248). Emellertid lyckades O. Sjögren några år därefter visa sannolikheten av att Torneträsk är ett slutet klippbäcken (Torneträsk). Häremot har Högbom invänt, att nämnda sjö icke är fullt jämförbar med de övriga lappländska sjöbäckena; dessutom antyder han, att de möjligen kunna vara av delvis tektoniskt ursprung (Glaz. erosion, sid. 439).

Högboms invändning, att Torneträsk icke kan anses som fullt typisk för de lappländska dalsjöarna, är naturligtvis alldeles riktig. Den dal, i vilken sjön är belägen, är ju så bred, att den nästan ger sjön karaktären av platåsjö. I alla händelser är sjön alltför kort i förhållande till bredden, för att den skulle kunna betecknas som en typisk dalsjö. — Men det är därför så mycket egendomligare, att Högbom själv begår ett liknande fel och som stöd för sin mening, att de lappländska fjällsjöarna i allmänhet äro uppdämda, anför, att så är fallet med en del av den svenska urbergsplatåns periferiska sjöbäcken sådana som Fryken, St. Le

Tabell 2.

Arealen av de större sjöarna tillhörande St. Lule älvs flodsystem ovanför Porjus. Siffrorna inom parentes angiva sjöytornas areal, sedan holmar och öar frångragits.

Västliga fjällområdet (Kölizonen)				
Luleälvens flodsystem			Teusajokks flodsystem	Summa kvkm
Vuojatädnos flodsystem	Rikkiälvens flodsystem			
	Ketsak . . . 13,6		Kåbdajaure 18,4	
Virijaure . 112,0 (108,2)	Seggokjaure . 16,8 (16,0)		Sitasjaure . 69,6	
Vastenjaure 86,1	Åbmatsjaure . 15,6		S:a kvkm 88,0	88,0
Stupirjaure 10,4	Råtjajaure . . 18,8			
Salojaure . 22,3	Kaskajaure . 3,2			
Kåtjasjaure 7,6	S:a kvkm 68,0	68,0		
S:a kvkm 238,4		238,4		
Luoktanjarkajaure 35,3 (32,7)		35,3		
	Summa kvkm	341,7	. . . . .	341,7
		Västliga fjällområdets sjöar. Summa kvkm		429,7

Högfjällsområdet				
Luleälvens flodsystem			Teusajokks flodsystem	Summa kvkm
Alemusjaure 36,6 (34,2)			Autajaure 11,2 (10,2)	
Vuoksajaure 9,0			Suorkejaure 3,6	
Suorvajaure 18,7 (18,2)			Teusajaure 11,6	
Kårtjejaure 8,0			Kakirjaure 4,0	
Petsaure 5,5			Petsats 6,8	
Langasjaure[1] 14,0			S:a kvkm 37,2	37,2
S:a kvkm 91,8				91,8
			Högfjällsområdets sjöar. Summa kvkm	129,0

och Ragundasjön (o. a. a.), vilka med hänsyn till sin topografiska omgivning icke erbjuda den ringaste likhet med de lappländska, anlagda som dessa äro i djupt nedskurna, av många hundra m. höga fjällmassiv omgivna dalar. Däremot

[1] Den inom högfjällsområdet belägna delen.

Tabell 2. (Forts.)

Lågfjällsområdet.		
Luledalens sjöar	Teusadalens sjöar	Summa kvkm
Langasjaure[1] 40,5	Satisjaure 48,6 (48,5)	48,6
St. Lule vatten 170,4 (164,0)		
S:a kvkm 210,9		210,9
	Lågfjällsområdets sjöar. Summa kvkm	259,5

	Lule älvs flodsystem	Teusajokks flodsystem	Summa kvkm
Västliga fjällområdets sjöar	341,7	88,0	429,7
Högfjällsområdets »	91,8	37,2	129,0
Lågfjällsområdets »	210,9	48,6	259,5
Summa kvkm	644,4	173,8	818,2

fäster han intet avseende vid den av NORDENSKJÖLD undersökta Langvand, ehuru denna med hänsyn till läge och karaktär måste anses ganska väl överensstämma med de flesta av de lappländska.

Av djupkartan (tavl. 9) framgår, att St. Lule vatten består av trenne huvuddelar, en sydöstlig mellan Kårtevare och Lule Luspe, en mellersta del, som utmärker sig för sitt ringa djup, mellan nyssnämnda berg och Tjålmevare, och en nordvästlig del mellan detta och Jaurekaska. Maximidjupet i den förstnämnda, 28 m., ligger nästan längst i NV. Därifrån avtar djupet tämligen kontinuerligt fram emot utloppet (se kartan, tavl. 9). Särskilt sydöstliga delen från Stuorsuolo är mycket grund. Stränderna bestå här överallt av löst material, merendels morän, vilken tydligen är av stor mäktighet. För Porjus' kraftverks räkning hava ett stort antal borrningar utförts vid sjöns utlopp och strax nedanför detsamma, men utan att man anträffat fast klyft. Enligt vad man benäget meddelat mig, stannade dock borret vid ett hårt föremål på

[1] Den inom lågfjällsområdet belägna delen.

det ställe, där det djupaste borrhålet nedfördes — 12,6 m. under markytan, — men man lär anse, att hindret utgjordes av en större sten och icke av fast berg. Det är också av föga vikt för här diskuterade fråga, vilketdera som var fallet, ty på hela den 8 km. långa sträckan mellan St. Lule vatten och Porjus sänker sig älven endast 8 m. och på den senare punkten flyter den fram över kala klippgrunden. Det är också uppenbart, att den här rinner fram i den lägsta delen av dalbottnen, ty det fasta berget höjer sig mycket tydligt från älvfåran å ömse sidor. Detta är mycket lätt att kontrollera, ty dalbottnen är här renspolad till hela sin bredd, och ingenstädes finnes någon klippränna till lägre nivå än den nuvarande älvfåran. Det är alltså klart, att den fasta bergytan vid Porjus ej ligger mera än 8 m. under St. Lule vattens nivå, och att om allt löst material mellan sjön och sistnämnda punkt bortskaffades, så skulle sjöns yta dock icke sjunka mer än 8 m. Teoretiskt sett finnes dock ännu en möjlighet, nämligen att den övre Luledalens fortsättning mellan Stubba och Vuosmavare skulle under sitt moräntäcke dölja en klippränna på en nivå, som överensstämde med sjöns maximidjup. Men detta skulle förutsätta, att moränbetäckningen vid den nuvarande passpunkten hade en mäktighet av inemot 100 m., vilket är ytterst osannolikt, emedan fasta klipphällar här finnas ända ned i dalbottnen. Vidare skulle i så fall hela den subsekventa dalen mellan Porjus och Pakko vara bildad i postglacial tid, vilket jag förut visat vara omöjligt (se sid. 35—36).

Det torde alltså vara tydligt, att moränmaterialet på dalbottnen N om Porjus uppdämmer dalgången med högst 8 m. — borrningsresultaten vid utloppet antyda, att denna siffra ej heller gärna kan sättas lägre — och St. Lule vatten torde alltså med endast $^1/_3$ eller $^1/_4$ av sitt djup vara en uppdämningssjö och resten klippbäcken. Detta innebär likväl, att om den dämmande moränmassan bortskaffades, skulle vattenytan sjunka så mycket, att sjön upplöstes i tvenne självständiga sjöar, förenade genom en

älv, som komme att framrinna på bottnen av sjöns mellersta del (se kartan, tavl. 9). Det ringa maximi- och medeldjupet i denna del av sjön beror emellertid med säkerhet på mäktiga lösa jordmassor, som här äro anhopade på sjöns botten. Denna består nämligen här överallt av fin sand, och på stränderna finnas gott om små sandanhopningar. Funnes ej svämsanden på bottnen, skulle sannolikt sjöns norra och södra bäcken vara sammanhängande. Däremot är det föga troligt, att moräntäcket har någon större mäktighet i sjöns djupaste delar. Fast berg anstår nämligen där mångenstädes på stränderna t. ex. på Stuorsuolo på stranden N om denna holme, på holmen N om Kårtevare och på udden O om Appoluokte.

Den ovanför liggande sjön Langas visar ungefär samma djupförhållanden som den föregående (se djupkartan, tavl. 9). Dess maximidjup på den 25 km. långa sträckan nedanför Saltoluokte är 28 m. Ingenstädes finnes anledning misstänka något mäktigare moräntäcke mera än i närheten av utloppet. Berggrunden går mångenstädes i dagen långa sträckor på sjöns stränder t. ex. på sjöns båda sidor SO om Kebnats, på stranden mitt emot Tsåkesluokte och t. o. m. på holmar utanför denna vik. Däremot finnes icke fast klyft i dagen vid Langas' SO-ända, där sjöbottnen under de sista 5 km. långsamt stiger mot utloppet. Näset, som skiljer sjöarna från varandra, består också av löst material, enligt vad Kraftverkets borrningar hava visat. Men om Langas således genom uppdämning ligger på högre nivå än Lule vatten, och man till siffran för denna, 5 m, lägger beloppet för sistnämnda sjös höjning över klipptröskeln vid Porjus genom anhopning av löst material, 8 m., så finner man, att Langas icke ens till hälften av sitt maximidjup nedanför Saltoluokte kan vara en uppdämningssjö.

Vid sist anförda ställe träder sjön in i högfjällszonen, vilken den tillhör med de nordvästligaste 12 km. På själva gränsen mellan de båda fjällområdena beskriver dalgången ett skarpt knä. Denna del av sjön är synnerligen grund, och Langas uppdelas således genom en hög tröskel i tvenne bäcken, ett

för var och en av de båda zoner, som sjön tillhör. Denna uppdelning är emellertid endast tillfällig. Tröskeln består nämligen uteslutande av löst material, kanske till en del av ändmoräner, som från Puollamtjåkkos NV sluttning fortsätta ut i sjön, men huvudsakligen av svämsand. Den stora grusplatå, som bildar sjöns södra strand vid Saltoluokte, och som avsattes av Ausuts-issjöns avloppsälv i Langas-issjön (se nedan), har nämligen ursprungligen sträckt sig betydligt längre ut i Langas. Man ser tydligt, att sjöns botten består av samma grusiga material som den höga södra strandbrinken. Vid Langas-issjöns avtappning hava de västerifrån kommande vattenmassorna svämmat bort de yttre delarna av grusplatån och transporterat materialet ett stycke nedåt sjön.

NV om Saltoluokte är sjöns bäcken av samma morfologiska karaktär som förut. Nyssnämnda rygg bildar alltså icke någon gräns mellan tvenne morfologiska bäckentyper. Langas är fortfarande ganska grund, även under Luleb Kirkaos tvärbranter (jfr översikts- och djupkartorna, tavl. 10 och 9). Men plötsligt, nedanför Kaska Kirkao, sjunker sjöbottnen till ett djup av 73 m., d. v. s. tre gånger lägre än det förut anträffade maximidjupet. Här börjar alltså sjökedjans djupzon, och de återstående sjöarna tillhöra nu densamma helt och hållet (se tavl. 9). Den sträcker sig över 65 km. av dalgången, medan den föregående grundsjözonen är 75 km. lång.

En dylik skarp gräns mellan de båda zonerna har även AHLENIUS funnit i de av honom undersökta sjöarna. Han anser, att de djupa sjöbäckena uppkommit genom floderosion, och att de fortsätta såsom klippkanjoner även i grundsjöområdet, ehuru de där blivit igenfyllda av löst material. Detta skulle bero på att inlandsisen först avsmält från grundsjöområdet, men kvarlegat en längre tid i djupzonen och därigenom skyddat denna del av dalgångarna från att igensvämmas av smältvattenälvarna, vilket däremot blev händelsen med dalavsnitten längre österut. AHLENIUS stöder sin teori på att åsbildningarna från öster sträcka sig ända fram till djupzonen, men där plötsligt upphöra. Vidare anför han, att den

kvarliggande isresten sannolikt nådde fram till djupregionens västra gräns, emedan strandmärkena efter de isdämda sjöarna först där börja uppträda (Beiträge, s. 79—80; Ångermanl., s. 7, 40—41). — Detta stämmer emellertid ingalunda med förhållandena i Luledalen. Den första åsbildningen från V räknat uppträder nämligen i densamma icke förr än i närheten av Jaurekaska (se översiktskartan, tavl. 10), d. v. s. först 25 km. O om djupzonens slut. Och här är åsen dessutom ganska oansenlig. Vidare är det visserligen riktigt, att de isdämda sjöarna haft sin största utsträckning V om djupzonen, men tydliga och stundom synnerligen imponerande strandmärken finnas genom hela denna, ja t. o. m. O om densamma (jfr issjö- och djupkartorna). Såsom jag längre fram skall söka visa, har också den sista i Luledalen kvarliggande isresten legat betydligt O om djupzonen.

Som jag f. ö. redan framhållit, ligger emellertid klipptröskeln vid Porjus på en höjd av 362 m. ö. h., och om också, i överensstämmelse med AHLENIUS' teori, Langas och St. Lule vatten vore igenfyllda av löst material till ett djup, som motsvarar maximidjupet i Langas övre del, så skulle klippbottnen i sjöarna dock komma att ligga 59 m. under nämnda tröskel, d. v. s. de skulle i alla händelser vara slutna klippbäcken. Men deras uppkomst bleve då först verkligen gåtfull, enär iseroderade klippdepressioner av större djup väl icke kunnat uppkomma annat än mellan högre fjällmassiv. Det finnes därför intet skäl att anse den i fast berg anlagda djupzonen sträcka sig nämnvärt längre mot O än vad Langas' bottenkonfiguration anger.

Att sålunda klippbäckenet i Langas mycket snart upphör i SO är heller ingenting egendomligt, ty förhållandena äro fullkomligt likartade längre västerut i Luledalen. Redan den omedelbart ovanför St. Sjöfallet belägna Kårtjejaure har ett maximidjup av 81 m. Den skiljes från Langas genom en tröskelformad rygg, som på alla punkter består av fast berg, vilket överallt på sträckan mellan sjöarna går i dagen (se kartan över St. Sjöfallet, tavl. 8). Klipptröskeln

skiljes från var och en av de båda dalsidorna av en sänka, som dock på båda punkterna ligger cirka 5 m. ö. Kårtjejaures yta. I båda går också fast berg i dagen i passpunkterna (se nyssnämnda karta). Norr om den nordligaste taga Nieras' klippbranter vid. Söder om den sydliga klipprännan består dalsidan av fast berg i dagen ända upp till en höjd av 20 m. ö. sjön. Därefter börjar terrasslandskapet, som dock till ansenlig höjd över Kårtjejaure måste vara underlagrat av fast berg, ty sådant går på ett par ställen i dagen i säckdalarna 50 m. ö. sjön (se nyssnämnda karta).

Det är sålunda ofrånkomligt, att Kårtjejaure är ett fullständigt slutet klippbäcken. Väster om densamma ligger en ny klipptröskel, över vilken Suorvajaures tvenne avlopp störta sig. Klippgrunden är här så kalspolad i dalbottnen, att varje möjlighet av en uppdämning är fullständigt utesluten. Sjöns maximidjup — närmare 100 m. — ligger helt nära utloppet (se kartan, tavl. 9). I själva verket finnas minst tvenne skarpt skilda bäcken i sjön, mellan vilka reser sig en rygg, som tydligen består av fast berg, ty från densamma höja sig tre à fyra små klippholmar. Suorvajaure torde alltså utgöras av två klippbäcken.

Vuoksajaure, Alemusjaure och Luoktanjarkajaure bilda allesammans mera eller mindre slutna bäcken. Det är otänkbart, att de mycket smala sund, som förbinda dem med varandra, och som alla omgivas av tvärbranta klippsträuder, skulle till nämnvärt djup på bottnen vara täckta av löst material. Sjöarnas djup är ansenligt (se djupkartan, tavl. 9). De tvenne östligaste ligga inom det ovan omtalade syenitiska förklyftningslandskapet, och det torde framgå av djupkartan, att dettas karakteristiska söndersplittrade topografi med tvära nivåväxlingar även gör sig gällande i sjöarnas bottenkonfiguration. Betecknande är även, att de många holmarna och öarna i de nämnda tre sjöarna alla bestå av fast berg.

Endast i Luoktanjarkajaures sydvästra del finner man, att de lösa avlagringarna spela någon roll för sjöns bottenkon-

figuration. Här påträffar man en undervattensplatå, vars plan ligger ytterst nära vattenytan. Dess areal torde uppgå till ungefär 7 kvkm. Platån slutar med en skarp brant, som stupar ned mot sjöns djupare delar (se djupkartan). Den har uppkommit på så sätt, att de stora platåerna vid Snjuttjotesjokks mynning ursprungligen sträckte sig långt ut i den forna Vuojatädno-issjön. När denna sedan avtappades, sopades den yttre delen av deltaplatåerna bort, och materialet avsattes i Luoktanjarkajaure. Sedermera har dennas yta sjunkit, till följd av att Suorvajaure sänkt sina avlopp i klipptröskeln, och sjön har nu abraderat den gamla deltabildningen och bildat en ackumulations- och abrasionsplatå tätt under sjöytan. Vid Vaisaluokte kvarstå på sjöns stränder resterna av det ursprungliga deltat.

Av det ovanstående, jämfört med djupkartorna, framgår, att i Luledalens sjökedja minst nio slutna djupbäcken finnas i fast berg och O om dessa åtskilliga grunda klippbäcken. Gränsen mellan djup- och grundsjözonen ligger ungefär 6 km. V om den östra glintlinjen. Även i detta hänseende avvika Luledalens sjöar från de av Ahlenius undersökta, i vilka djupsjögränsen ofta ligger ganska långt O om glintlinjen och endast i Ströms vattudal obetydligt V om densamma (Beiträge, s. 32).

Med hänsyn till sin uppkomst torde dessa klippbäcken antingen vara tektoniska eller ett resultat av iserosionen. I det förra fallet har man att taga hänsyn till tvenne möjligheter. De kunna hava bildats genom dislokationer längs spricklinjer eller genom på långa distanser fortgående nivåförändringar och flexurer. Det torde vara känt, att brottlinjer och förkastningar i Norrland endast mycket sällan kunnat påvisas, och att de där spela en ganska underordnad roll för berggrundens ytgestaltning (A. G. Högbom, Norrland, s. 95). Denna regel torde även gälla för Luleområdet. Visserligen har jag på nordsidan av Alemusjaure funnit en brecciezon vid Suolokajokk. Den börjar 20 m. ö. sjön och slutar på 55 meters höjd. Breccian består av syenitskärvor,

och bindemedlet, medelst vilket bergartsfragmenten äro sammansintrade, är ytterst ringa. Den liknar närmast bergarten i en krosszon, men tydligt dominerande sprickriktningar eller genomgångar saknas. Den synes ej heller stryka in under det bakom liggande massivet. Å andra sidan har det dock på grund av den starka jordbetäckningen i trakten varit omöjligt att fastställa, huruvida den stryker i dalens längdriktning. Det enda ställe, där jag återfunnit densamma, är 1 km. längre västerut nedanför Rajvotjåkko på 60 meters höjd över sjön. Jag kan därför icke uttala mig om, huruvida densamma tillhör den typ, som HAMBERG i Sarjek anser hava uppkommit genom de s. k. överskjutningarna längs horisontella glidplan (Gest. u. Tekt., s. 711) eller om den härrör från en vertikalförkastning. Men alldenstund för övrigt inga spår av en sådan anträffats i sjöarnas närhet, finnes icke den ringaste anledning att antaga, det lokala dislokationer spelat någon roll vid dessas bildning.

Icke heller kunna olikformiga nivåförändringar hava givit upphov till sjöbäckena, ty i djupzonen ligga de största djupen alltför nära trösklarna, för att något sådant skulle kunna vara möjligt (se djupkartorna), och i de grunda sjöarna är det tvivelaktigt, om nivådeformationen ens gått i den riktning att den gynnat bäckenbildningen (se nedan).

Det återstår alltså ingen annan möjlighet, än att sjödepressionerna huvudsakligen uppkommit genom glaciärisens direkta inverkan. Och för denna tolkning finnas även positiva skäl. Ty den relation mellan läget av de djupaste depressionerna och de högsta platåerna, som bland andra E. HULL påpekat som karakteristisk för starkt iseroderade områden (Norwegian Fjords, s. 9), finner man även här. Det största djupet i Langas ligger ju mitt emellan Kaska Kirkao och Juobmos högsta platå. Och Kårtjejaures djupaste sänka är belägen mitt emellan Alleb Kirkao och Nieras (se djupkartorna). Som jag redan nämnt, är vidare sjösystemets maximidjup i sydöstra Suorvajaure att finna omedelbart nedanför Nieras' allra högsta platå och på en

punkt, där glaciären måste hava satt in med kraft emot bergssidan. Sänkan kan alltså betraktas som ett slags glaciärkolk. Å andra sidan avtager sjöarnas djup mot V. Luoktanjarkajaure, som ligger inom kölizonen, är grundare än de längre österut befintliga sjöarna. Men det största djupet i nämnda sjö ligger i den del av densamma, som är närmast det höga och branta Akka (se djupkartorna). Detta stämmer alltså överens med den regeln, att där isen pressats ned från och fram mellan höga platåer, har dess erosionsförmåga varit störst. Allt detta ger således en ganska otvetydig anvisning på, att dessa klippbäcken äro uppkomna genom lokalt verkande iserosion.

Men att detta kan fastställas beträffande Luledalens sjöar, torde vara av ganska stor betydelse för tolkningen av de stora lappländska sjösystemen över huvud. Ty om något skall kunna betraktas som prototypen för de övriga, av vars karaktär och genesis man skall kunna sluta sig till dessas, så måste ett sådant först och främst åtminstone ligga inom samma geografiska landskapstyp som de. Och på samma gång bör det återgiva den allmänna typen så att säga renodlad. Dessa anspråk torde St. Lule älvs sjösystem fylla. Det ligger i den bäst utvecklade av alla genombrottsdalarna, och sjökedjan är, som typ betraktad, den bäst utbildade. Om man över huvud genom analogislut kan komma till något resultat angående uppkomsten av fysiskt-geografiska företeelser, så torde man alltså på grund av ovanstående utredning vara berättigad till den uppfattningen, att de lappländska sjökedjorna ingalunda, som A. G. Högbom menar, huvudsakligen äro uppdämda floddalar, utan att deras sjöar torde kunna uppdelas i två kategorier. 1. Marginala sjöar i O (i lågfjällszonen) med ringa djup. De äro till någon, stundom ringa del uppkomna genom uppdämning, men för övrigt äro de klippbäcken, bildade genom glacial erosion. 2. Centrala sjöar (i högfjällszonen) med stort djup. De äro vanligen uteslutande eller åtminstone i det väsentliga klippbäcken samt hava uppkommit huvudsakligast genom glacial överfördjupning.

Detta står f. ö. i överensstämmelse med vad J. H. L. Vogt funnit i motsvarande delar av Norge (Endemoræn). I det forna inlandsisområdets marginala delar, d. v. s. vid kusten, har han nämligen påvisat åtskilliga uppdämda sjöar, medan i O, närmare isdelaren, sjödepressionerna helt och hållet övergå till klippbäcken, sannolikt uppkomna genom iserosion.[1]

Men om sålunda de lappländska sjöarna kunna tolkas och klassificeras på ovan antytt sätt, så finnes i alla händelser en hel grupp, som ej blivit behandlad, och om vars genesis man ännu intet vet. Jag syftar härmed på kölizonens sjöbäcken. I Luleområdet är deras konfiguration ganska växlande. I N, där berggrunden är hårdare och terrängformerna mera djärva, äro sjöarna i allmänhet långsträckta. I S, där bergarterna äro lösare, äro de stundom kortare och bredare. Tyvärr hava alltför stora svårigheter hindrat mig att, såsom det varit min avsikt, utforska deras djupförhållanden. Endast Virijaure (tyvärr ej hela sjön) har med ledning av mina instruktioner välvilligt upplodats av teknologen Bjuke, som på uppdrag av Porjus' Kraftverk vistades därstädes i och för avrinningsmätningar. Den på grundvalen av hans värden konstruerade kartan torde i alla händelser vara synnerligen instruktiv (se tavl. 6). Den anger, att sjöns största lodade djup är 138 m., och att dess bottenkonfiguration är väl så utvecklad som högfjällssjöarnas. Den består av två eller tre ganska väl avsatta bäcken, som äro anordnade tämligen periferiskt. Tyvärr har det ej givits mig tillfälle att själv undersöka förhållandena därstädes. Jag kan därför ej yttra mig om, huruvida dessa bäcken äro betingade av tektoniska egendomligheter hos berggrunden.

Emellertid torde det få anses säkert, att sjön icke till någon del är uppdämd. A. Gavelin, vilken somrarna 1900 och 1901 besökte dessa trakter, har haft godheten att ur sina anteckningar meddela mig följande observationer angående

[1] T. o. m. i de mest marginala områden har dock Torolf Vogt funnit ett stort antal klippbäcken (se Lofoten, sid. 22—32). Möjligen härstamma dessa dock från en lokalglaciation.

Virijaurebäckenets tektonik. »Vid Jaurikaska rinner älven mellan Virijaure och Vastenjaure över fast berg. Omedelbart O om densamma reser sig ett högt fjäll Topekvare med kalspolade sidor. V om älven uppträder ävenledes idel fast berg. Knappt en halv mil från densamma förekommer en mindre sjö, Råkkeljaure, i vars omgivningar vid första påseendet en uppdämning av Virijauresänkan synes tänkbar. Kartan är här mycket oriktig. Råkkeljaure ligger enligt barometeravvägning knappt 10 m. över Virijaures yta. I stället för av kartans på de lägsta ställena minst 75 m. höga bergbrant begränsas sjön i N av en låg insänkning i terrängen, som från en punkt strax N om sjön sluttar ned mot Vastenjaure. Insänkningens vattendelare ligger cirka 3 m. över Råkkeljaure (= 13 m. över Virijaure). En tunn jordbetäckning döljer berggrunden i detta N om Råkkeljaure liggande parti, men vid en detaljerad undersökning av terrängen fann jag slutligen nästan överallt fast berg på så ringa djup och på så små horisontella avstånd, att det icke ens blev troligt, att Råkkeljaures nordsida utgöres av någon uppdämning.

För Virijaurebäckenets natur fullt bevisande är dock det faktum, att jag vid undersökning av hela den mellan nämnda sjö och Råkkeljaure liggande landremsan fann praktiskt taget sammanhängande fast berg och icke någonstädes plats för någon igenfylld gammal avloppsränna. Som jag nu från den verkligen något kritiska lokalen vid Råkkeljaure följt berg eller konstaterat omöjligheten av en uppdämd flodränna ända österut till Topekvare och likaså från Råkkeljaure till de höga fjällpartien N om Virijaures västra ända, så är Virijaures natur av fullständigt slutet klippbäcken fullt säkert fastställd.»

Virijaure är, så vitt jag vet, den enda av hela den norrländska kölizonens sjöar, vars djup hittills blivit uppmätt. Egendomligt nog anför emellertid A. G. Högbom såsom karakteristiskt för dem, att de ofta äro grunda, och bland sådana grunda sjöar nämner han just Virijaure (Norrland, sid. 90). I själva verket hör denna till våra djupaste sjöbäcken, ity

att den i detta hänseende endast överträffas av Hornavan, Vojmsjön (Norrland, sid. 245) och Torneträsk (SJÖGREN, Torneträsk). Och även i förhållande till Lulesjöarna i högfjällszonen måste den betraktas som ovanligt djup. Den överträffar nämligen deras maximidjup med 50 %!

Det sannolika torde vara, att dess bäcken liksom de senares uppstått genom iserosion, och att detsamma liksom de i högfjällszonen belägna och här omnämnda beteckna ställen, där iserosionen lokalt verkat mot djupet, medan, såsom jag ovan antytt, de omgivande partierna av dalbottnarna icke blivit utsatta för någon avsevärd överfördjupning.

III.

De lösa avlagringarnas morfologi såsom resultat av områdets senglaciala utveckling.

I. De senglaciala issjöarnas strandmärken.

De olika issjötyperna och deras förhållande till isrecessionen.

Om Luledalens sjöar alltså för närvarande icke i nämnvärd mån kunna anses vara uppdämda, så har det dock funnits en tid, då de med större skäl än nu kunde räknas till denna kategori. Liksom, enligt vad man nu vet, så gott som överallt i de svenska fjälltrakterna stora issjöar i senglacial[1] tid bildats mellan huvudvattendelaren och de längre österut kvarliggande ismassorna, så hava även i Luleområdet huvuddalgångarna till mycket högre nivå än nu varit uppfyllda av issjöar, som uppdämts av den österut befintliga isresten. De i dessa bildade strandmärkena finner man ännu delvis kvar, och mångenstädes äro de så framträdande, att de i väsentlig mån påverka landskapets karaktär. Särskilt är detta fallet, där de utgöras av vidsträckta deltaplatåer högt uppe på dalsidorna. Sådana bildningar äro framför allt karakteristiska för vissa delar av det här behandlade området. Däremot äro andra slag av strandmärken i denna del av Lappland så föga framträdande, att de icke kunna sägas hava betydelse för landskulpturen, och äro egentligen endast ägnade att belysa deltaplatåernas tillkomst och inbördes ålder. Så finnas endast på ett ställe, nämligen vid Saltoluokte, så väl

[1] Denna term har i här föreliggande arbete endast lokalt omfång, i överensstämmelse med vad MUNTHE yrkat beträffande dylika termer (MUNTHE, Term-.fråga).

utbildade erosionsstrandlinjer, att de även på längre avstånd tilldraga sig uppmärksamheten.

Däremot händer det, ehuru sällsynt, att avloppen för de uppdämda vattenmassorna genom sin erosion givit upphov till raviner, som i viss mån förändrat landskapets prägel.

Med hänsyn till de dämmande ismassornas läge kan en viss klassificering av issjöarna genomföras. Den äldsta typen uppstod omkring bergstoppar, som sköto upp ur isfälten, när dessas yta genom smältningen undergick en oupphörlig sänkning. Man kallar dylika issjöar nunatakksjöar. Karakteristiskt för dem var, att större delen av deras stränder utgjordes av is. De dränerades intra- eller supraglacialt.

Senare övergingo dessa till en annan typ. De hithörande sjöarna kunna kallas marginala och voro belägna i de stora dalgångarna mellan de i dem befintliga istungorna och dalsidorna. Deras stränder voro jämnt fördelade mellan isen och den fasta marken. De dränerades antingen som den föregående typen eller också glaciolateralt.

Dessa tvenne sjötyper voro icke i egentlig mening isdämda, utan i vida högre grad bundna till isen. De funnos lokalt i de områden, där isen ännu var förhärskande, och kunna därför kallas lokala eller egentliga issjöar.

Nästa typ, de isdämda sjöarna, var lokaliserad till områden, som blivit isfria, och betingades av att isen kvarlåg i dalfören, genom vilka vederbörande områden skulle hava dränerats, och som en kort vall uppdämde dessa. Sjöarnas stränder utgjordes alltså till endast en ytterst ringa bråkdel av is. Dessa sjöar kunna alltså kallas regionala eller extraglaciala. De började uppstå, först när den västra iskanten på sin recession från det norska kustområdet nådde fram till vattendelaren och började draga sig O om denna. De dränerades över fast mark mot V och växte i omfattning, allteftersom isranden drog sig tillbaka mot O, tills slutligen hela kölizonen blev isfri.

Iskanten flyttades emellertid till sist även O om högfjällszonen. Då blevo genombrottsdalarna isfria och fylldes

av issjöar. När slutligen den sista istungans nivå sjunkit tillräckligt, började issjöarna att dräneras åt O antingen intraglacialt, glaciomarginalt längs lågfjällen eller submarginalt. Detta utvecklingsstadium är alltså egentligen endast slutstadium till det förra. Sjöarna voro nu endast ofullständigt isdämda. Avloppen sänkte sig till allt lägre nivåer, och den slutliga avtappningen ägde snart rum.

a. Issjöarna i det västra fjällområdet.

Isrörelsens riktning V om högfjällszonen.

Rundhällar, räfflor och rullstensåsar.

Såsom förut nämnts, är berggrunden i det västliga bergområdet synnerligen lättvittrad, och särskilt äro de egentliga glimmerskiffrarna förstörda till stort djup. Det är därför ytterst sällan, man i södra kölizonen finner bibehållna räfflor. Då man skall fastställa isrörelsens riktning, får man vanligen nöja sig med de lämningar efter rundhällar, som ännu finnas kvar. Dessa visa, att isrörelsen här i allmänhet gått mot VNV. Emellertid anstår i Salojauredalen ungefär 3 km. V om gränsen på ett litet område ett slags skiffer, som visserligen är ganska lös, men dock synes vara synnerligen ägnad att motstå frostvittringen. På hällar bestående av densamma funnos talrika räfflor utmärkt väl bevarade. De utvisade en isrörelse mot V10°N, således i full överensstämmelse med dalgångens riktning. I sin värdefulla översikt över de isdämda sjöarna i Lappland har emellertid Gavelin (Isdämda sjöar) på den där publicerade kartan över räffelobservationerna för området närmast i S angivit en mera nordlig räffelriktning (se även Gavelin, Iakttagelser). Denna torde alltså kila ut N om Vastenjaure.

I köliområdets norra del är berggrundens detaljskulptur bättre bibehållen. Därför träffar man också stundom räfflor härstädes, ehuru det dock hör till undantagen (se tavl. 10 och tabell 3). Isrörelsen har i själva gränsområdet vid Suor-

kejaure tydligen varit densamma som i Salojauretrakten. På GAVELINS översiktskarta (Isdämda sjöar) har emellertid en nästan nordlig isrörelse markerats. Denna uppgift är dock hämtad från en karta uppgjord av FREDHOLM (Bidrag), å vilken sistnämnda författare oriktigt utlagt en av SVENONIUS' räffelobservationer S i stället för N om Kåbdajaure. Däremot är jag fullständigt övertygad om, att isrörelsen N om Sitasjaure haft den riktning, som angives å nämnda karta, ty av de ganska tydliga stötsidor, som finnas vid de södra delarna av nämnda sjö, t. ex. vid dess utlopp, framgår klart, att isströmmarna här antagit en nordligare med dalens strykning överensstämmande riktning. — Längre österut närmare den västra glinten torde isrörelsen i allmänhet hava haft en 10° nordligare riktning än vid Suorkejaure (se tabell 3).

I stort sett har alltså isrörelsen i köliområdet, såsom man kunnat vänta, utgått vinkelrätt från högfjällszonen i riktning mot norska kusten. Någon bekräftelse på detta har emellertid icke kunnat vinnas genom studiet av blocktransporten, ty de karakteristiska bergarternas utbredningsområden stryka i samma riktning som isdelaren. Däremot kan det ju antagas, att rullstensåsbildningarna skulle kunna lämna vägledning för bedömandet av detta spörsmål. Sådana äro emellertid ganska sällsynta V om högfjällen. De enda, som förut beskrivits från Lule lappmarks köliområde, äro belägna i trakten av Virijaure; den ena vid Meläđno O om nämnda sjö och den andra i Puolejokks dal SO om densamma. Att döma av HAMBERGS uppgifter (Sarjeks kvartär, s. 482) och GAVELINS något senare meddelanden (Iakttagelser, s. 157) är den förra åsen ganska imponerande. Enligt förstnämnde författare når den nämligen ända till 85 meters höjd. För den andra rullstensåsbildningen, som är omnämnd av GAVELIN, anföras inga mått (o. a. a.). N härom äro inga rullstensåsar kända. Visserligen omtalar SVENONIUS, att han i Vuojatädnos dal N om Vastenjaure funnit några höga, i älvens riktning gående åsar (Norrb. Geol., sid. 76), men omnämnandet är så kortfattat, att det ej är möjligt att avgöra, om

Tabell 3.

I området av förf. observerade räfflor. En missvisning på 10° är korrigerad.

Lokal.	Bergart.	Höjd över havet.	Riktning.
Västra fjällområdet.			
3 km. V om Numirjaure	Glimmerrik skiffer.	600	V 10° N
1 km. S om Svartetjåkko	Gnejsig »	580	V 10° N
Skukkejokks utlopp i Suorkejaure .	» »	522	V 20° N
Suorkejaures NV-ända	» »	522	V 15° N
Åbmatsjaures NV-ända	» »	700	V 15° N
St. Seggoks SV-sida	» »	900	V 22° N
Luoktanjarkajaure:			
Västra strandens östligaste udde	» »	426	V 20° N, V 28° N
Sydvästligaste holmen	» »	426	V 22° N
Närmaste holme NV om föreg. .	» »	427	V 20° N
Östligaste holmens S-sida . . .	» »	430	V 20° N
» » NO-udde . . .	» »	426	V 28° N
Dalbottnen nedanför Pirvitakka .	Köliskiffer.	460	V 20° N, V 22° N
Högfjällsområdet:			
Holme i sundet mellan Alemusjaure och Luoktanjarkajaure	Syenit.	425	V 25° N
Holmen nedanför Rajvotjåkko . . .	Glimmerskiffer.	425	V 24° N
Stuoddajokk	Syenit.	675	V 28° N, V 17° N
Skär i Vuoksajaures utlopp	»	425	V 20° N
Stranden nedanför Napal	»	435	V 20° N
Järtasuolo, strax N om mynningen av den från Järtajaure kommande älven	»	417	V 40° N
Udde i Kårtjejaure S om Järtajaures utlopp	Skiffer.	415	V 48° N
Pass mellan Nieras och Ebbatjåkko	Syenit.	700	V 45° N
Platå S om Juobmo	Syenit, diabas.	600	V 31° N
Lågfjällsområdet:			
Anutjåkko	Diorit.	720	O 55° S
Holme N om Kårtevare	»	370	O 45° S, O 12° N

det är glacifluviala bildningar, som här åsyftas, vilket möjligen torde vara orsaken till att GAVELIN ej utlagt dem på sin översiktskarta (Isdämda sjöar).

Vid mitt besök på platsen fann jag emellertid, att företeelsen utgör områdets mest storartade rullstensås (se tavl. 10). Den börjar på Njereks nordvästra sluttning och stryker därifrån mot V5°S, således i ungefär samma riktning som räfflorna i Salojauredalens västra del. I själva verket är den uppdelad på flera inbördes parallella ryggar, var och en bestående av mer eller mindre sammanhängande åskullar. Den mest betydande övertvärar Vuojatädno strax ovanför Salojaures avlopp. Åsryggen har här en höjd av 25 m. De högsta kullarna äro abraderade på topparna, och båda sidorna äro mycket branta. Den sydligaste ryggen visar ungefär samma höjd som den förra. Dock stödjer den sig mot dalsidan och kan därför somligstädes förväxlas med en strandlinje. Den övertvärar dalen strax S om den förra och har tydligen i hög grad söndereroderats av älven, vars botten här synes huvudsakligen bestå av åsmaterial. Vastenjaures nivå skulle därför sannolikt, såsom jag ovan framhållit, sjunka något, om detsamma bortskaffades (se översiktskartan, tavl. 10). — En liknande åskulle finnes även i Tsåkajaures norra del. Även dess övre parti är abraderat. Sannolikt fortsatte den ursprungligen ut i det nuvarande Tsåkajaurebäckenet, som är mycket grunt och uppfyllt av grusmaterial. Senare har åsen sönderspolats av älven och en del av dess material avlagrats på Kåtjasjaures botten. Det torde alltså ursprungligen hava funnits trenne parallella åsryggar, möjligen bildade av en isälv, som kommit från Snjuttjotesdalen och vars mynning periodvis växlat läge.

Passen och avloppsdalarna.

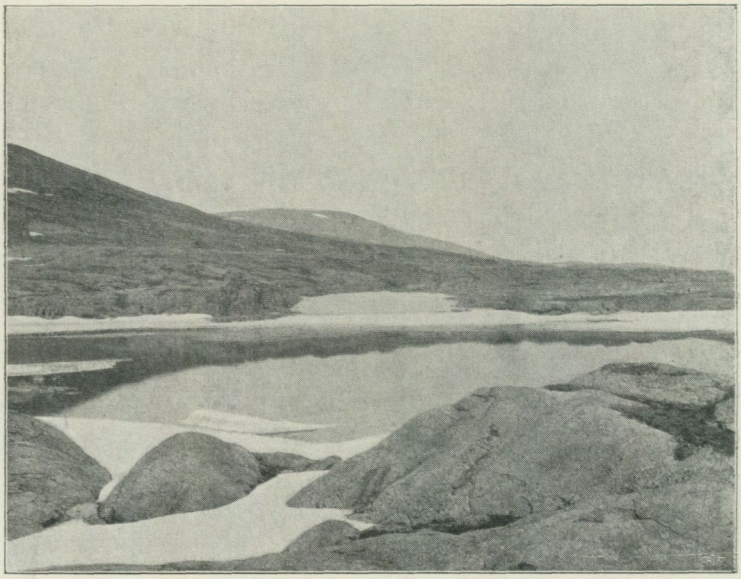
För de senglaciala issjöarnas utveckling hava passens läge och höjd haft en fundamental betydelse. Emellertid hava knappast någonstädes längs hela den långa skandinaviska huvudvattendelaren höjdförhållandena varit så föga kända som i dess del av det här behandlade området. Detta framträder också mycket tydligt i den sammanställning av

de hittills kända nordskandinaviska passens höjd, som nyligen publicerats av G. Andersson och Selim Birger (Norrl. Flora, sid. 75). Förnämligast torde detta bero på att vattendelaren här ligger på den norska sidan om gränsen, och på att denna del av det norska området ännu ej är kartlagd. — Enligt nyssnämnda författare äro hittills endast tvenne av passen kända till sin höjd och dessutom den ungefärliga nivån för ännu ett (o. a. a.). Det lägsta av dem ligger V om Vastenjaure i dalgången SV om Gautelestuoddar och har av ingenjör H. Frænkel nivellerats till 649 m. ö. h. (Gavelin, Iakttagelser, s. 159).[1] Det andra är beläget NV om Vastenjaure (Hurreluokte), ungefär mitt emellan riksrösena n:o 243 och 244, och dess höjd har av Gavelin genom barometeravvägning fastställts till 677 m. ö. h. (o. a. a., s. 159—160). Dessutom har Sitasjaurepasset, som leder över till Skjomen, enl. Andersson och Birger en nivå av cirka 700 meter ö. h.

Salojaurepassen. Utan tvivel äro passen mellan Luleområdet och Atlanten i allmänhet ovanligt höga. De flesta torde överstiga 700 m. Emellertid finnas, utom de nyss anförda, ännu tvenne par av pass, som gå under sistnämnda nivå. Det ena ligger i Salojauredalen, alltså synnerligen nära det av Gavelin uppmätta. Såsom jag redan omtalat (s. 52) fortsätter nämnda dalgång åtskilliga km. in i Norge (se fig. 14). Även här är dess profil flack och dess fall obetydligt. De på dess botten belägna fyra sjöarna, som äro ganska betydliga, hava av mig avvägts med tub, och därvid har jag som fixpunkt betjänat mig av kartans höjdsiffra 574 för riksröset 245. Enligt den allmänna uppfattningen skulle emellertid nämnda höjdvärde endast vara vunnet genom barometeravvägning, alldenstund det saknar decimaler. Detta är emellertid oriktigt. Jag har i Generalstabens Topografiska Avdelnings arkiv tagit

[1] På den karta, å vilken nyssnämnda författare utlagt de hittills kända passen, har ifrågavarande pass oriktigt placerats 50 km. N om Vastenjaure, i st. f. att dess läge är 10 km. V om nämnda sjö (o. a. a., sid. 326).

del av de protokoll, som innehålla resultaten av Generalstabens avvägningar i dessa trakter och de höjdvärden, som ligga till grund för höjduppgifterna å Norrbottens läns kartverks kartblad över Luleområdet, och jag har därvid funnit, att de flesta av höjdsiffrorna å dessa blad äro nivelleringssiffror, i protokollen angivna med två decimaler. Nästan alla de sjöar, som å kartan äro försedda med höjdsiffror, äro sålunda nivellerade, oavsett om dessa



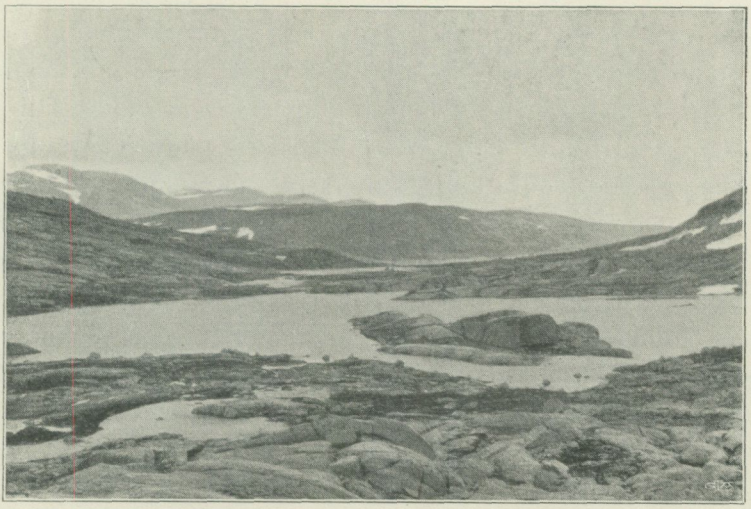
Förf. foto. 10/7 1913.

Fig. 29. Norra passet i Salojauredalen, sett från V.

siffror äro försedda med decimaler eller ej, och detsamma är fallet med bergstopparna. Jag har därför kunnat nivellera ett flertal strandmärken och därvid merendels kunnat använda i närheten belägna nivellerade sjöytor. Därvid har jag sökt borteliminera den felkälla, som växlingarna i vattenståndet innebär, på samma sätt som G. FRÖDIN i Jämtland (Jämtl. Sengl. Geol., sid. 34).

I nyssnämnda protokoll bär riksröset n:o 245 höjdsiffran 573,82 m. ö. h. Från detsamma hava sjöarna i den norska

delen av Salojauredalen tubnivellerats (se kartskissen, fig. 14). Den andra sjön från O ligger på en nivå av **593**,96 m.[1] Strax V om densamma delar sig dalgången i tvenne. Den norra av dessa är skild från huvuddalen genom en låg, kalspolad bergtröskel (se fig. 29), på vilken jag barometeravvägt passpunkten till 623 m. (se fig. 14). Längs densamma går huvudvattendelaren fram. De i den södra dalgången belägna sjöarna hava likaledes avvägts med tub, liksom också den



Förf. foto. 25/7 1913.

Fig. 30. Södra Suorkedalen, sedd från passpunkten vid Tappa korso.

mellan dem befintliga passpunkten, vars höjd är **618**,78 m. Denna ligger på en tvärs över dalgången strykande, låg bergrygg, som är helt och hållet renspolad från allt löst material (se fig. 10).

Som jag förut nämnt, dräneras den i V liggande sjön till en norsk fjorddal, som skjuter in strax S om densamma (sid. 52). Sjöns vatten tar sin väg genom en trång klyfta, som längre söderut snart övergår i en grund fåra. I ett bälte på båda sidor längs denna är berggrunden frispolad till en bredd, som antyder, att företeelsen omöjligen kan

[1] Siffror med fetstil angiva av mig tubnivellerade värden.

härröra från den nuvarande bäcken, eller den vattenmängd som dess nuvarande vattenområde lämnar, utan den måste härstamma från en tid, då ett ansenligare område dränerades denna väg. Å andra sidan saknas här räfflor på hällarna liksom också sådana glacifluviala företeelser, som på andra ställen pläga utmärka, att frispolningen är av subglacial natur (GAVELIN, Isdämda sjöar, sid. 18). Det måste därför anses säkert, att en större isdämd sjö här under kortare tid haft sitt avlopp.

Suorkepassen. Ett annat lågt pass har jag anträffat i den dal, som från Suorkejaures nordvästligaste långa vik för över till Norge. Att döma av kartan ligger denna dal redan vid gränsen på åtskilligt lägre nivå, än den som stryker mot V från nämnda sjös södra del S om riksröset n:o 250. De lappar, som på sina resor till Norge årligen genomströva dessa trakter hava också förklarat, att den senare dalgången på andra sidan gränsen går på betydligt större höjd än den förra, och jag har därför inskränkt mig till att undersöka denna, alldenstund svårigheterna att en längre tid hålla sig kvar och arbeta i dessa trakter äro så stora, att det på grund av mina begränsade resurser ej varit mig möjligt att undersöka båda.

Nämnda nordvästligaste dalgång, som jag i det följande benämner den övre Suorkedalen, har en betydlig bredd och liksom Salojauredalen en synnerligen flack profil (se fig. 30). På dess botten ligger en serie sjöar, av vilka den första är belägen strax väster om gränsen och av mig har tubnivellerats till 567,5 m. ö. h. Jag har därvid utgått från Suorkejaure, vars yta enligt Generalstabens avvägningsprotokoll är nivellerad. Berggrunden i dalbottnen består av skiffrar med stupande lagerställning, som i stort sett stryker i dalgångens längdriktning och i högsta grad influerar på sjöarnas konfiguration (se fig. 31). Särskilt de översta av dessa äro nämligen ytterst långa och smala.

Vid den andra i ordningen av de norska sjöarna grenar sig dalgången i tvenne, skilda genom ett kägelformigt, cirka 200 m. högt berg. Bottnen i det södra dalpartiet består av

en ljus, hård något förskiffrad granitisk bergart. Bredden är cirka 1 km. och profilen flack. Dalgången slutar i NV som en säckdal med från tre håll svagt sluttande sidor (se kartskissen, fig. 31). En stor del av dalbottnen upptages

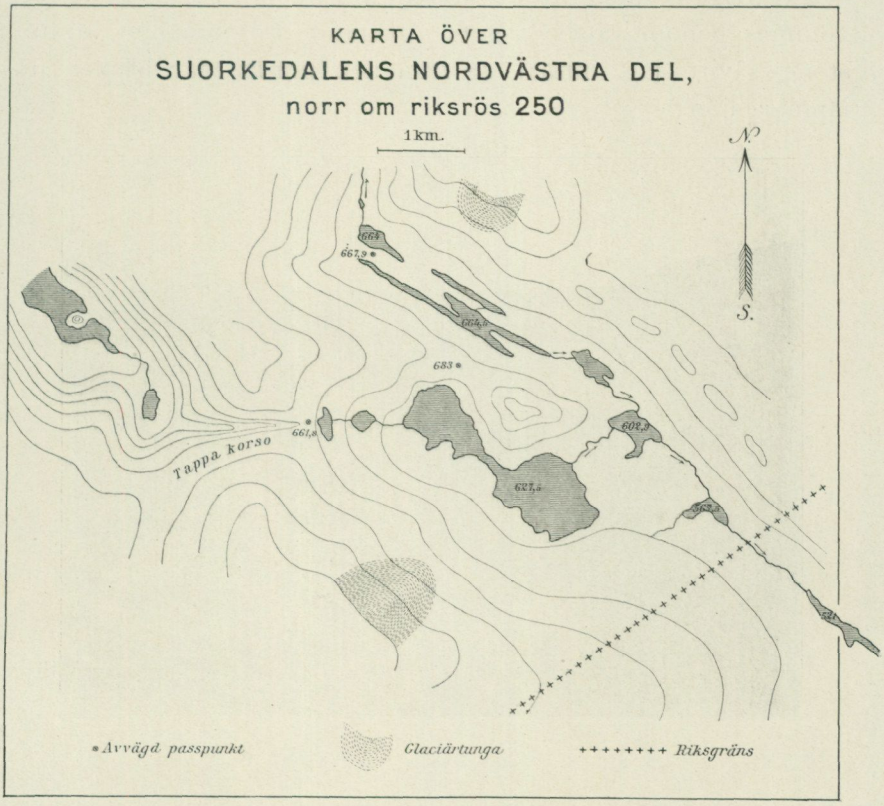
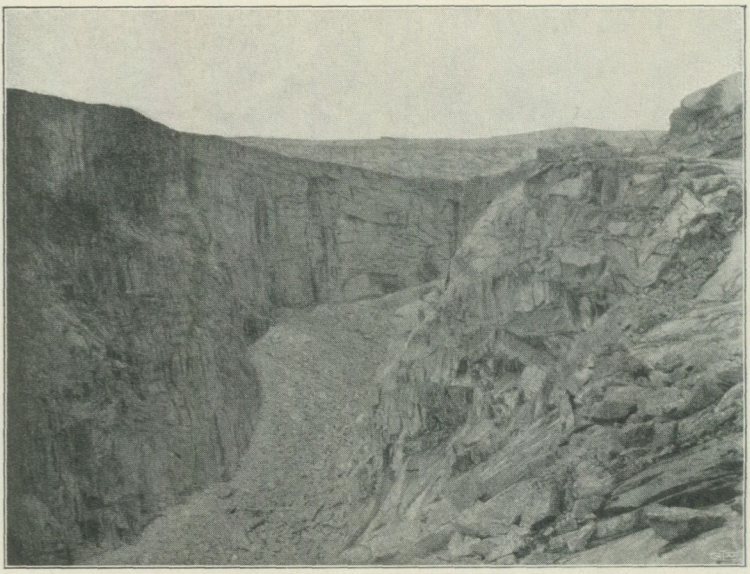


Fig. 31.

av en vidsträckt sjöyta, vars nivå av mig nivellerats till 627,5 m. ö. h.

Det norra dalpartiet fortsätter mot NV ännu några km., men slutar likaledes med en flackt cirkusformad dalända. De ytterst smala och långsträckta sjöarna på dalbottnen äro tydligen anlagda i lösare och därför starkare iseroderade skikt. Från N har en arm från en norsk fjorddal genomskurit kamvattendelaren och avlänkat den översta sjön till

Atlanten. Passpunkten ligger nu på dalbottnen mellan de båda översta sjöarna och har av mig nivellerats till 667,5 m. ö. h. Den mot N avlänkade sjön ligger redan 0,5 m. under den närmaste i SO. Dess avloppsdal mot N företer inga spår av kraftigare fluviatil inverkan, än vad som kunnat åstadkommas genom vattendragets nuvarande vattenmängd, åtminstone såvitt jag kunnat se från den punkt, där bäcken nu lämnar sjön.



Förf. foto. 25/7 1913.

Fig. 32. Tappa korsos övre del från V.

De berg, som omsluta sydvästra dalpartiet torde nå en höjd av 300—400 m. och förete en ganska jämn kamlinje. Endast på ett ställe är denna tvärt avskuren av en djup remna eller klyfta, vars norra mörka lodräta vägg synes på mera än 2 km:s avstånd (se tavla 4). Klyftan eller ravinen, som av flyttlapparna i trakten kallas Tappa korso, har en längd av ungefär 1,3 km. (se kartskissen, fig. 31). Den börjar cirka 1 km. från den nyssnämnda stora sjön och 34 m. över densamma. Ifrån denna punkt skär den vinkelrätt igenom dalsidan, och dess botten sluttar därifrån oavbrutet mot V,

först obetydligt, men sedan allt starkare. Den är täckt av ansenliga från väggarna lösvittrade blockmassor (se fig. 32). Ravinen går tvärs igenom fjällryggen och mynnar ut på dennas västra sida i en typisk ung fjorddal (se fig. 33), som, såvitt jag kunnat utröna, är den innersta delen av Mandfjords dal, en av Tysfjords många armar. Den slutar här som en säckdal, och det är i själva denna säckbotten, som Tappa korso utmynnar. Fjorddalens botten torde ligga cirka 300



Förf. foto. 25/7 1913.

Fig. 33. Utsikt genom Tappa korso åt V mot den nedanför liggande norska fjorddalen.

m. under den punkt, där ravinen börjar i Suorkedalen. Att den ligger synnerligen lågt, framgår bland annat av att den är bevuxen med vacker barrskog, medan ravinens norra mynning ligger minst 150 m. ö. björkgränsen på den svenska sidan.

Som nämnt är klyftans norra sida alldeles lodrät. Den motsatta är visserligen i sin övre del mera långsluttande, men därefter stupar även den brant ned mot bottnen (se fig. 33), som man endast kan nå från mynningen och även där

blott med svårighet. Ravinens konfiguration tyckes vara bestämd av tvenne spricksystem, nämligen ett lodrätt och ett som är jämförelsevis svagt fallande mot N. Det förra stryker i klyftans riktning och anger tydligen bergartens huvudsakliga förklyftningsriktning. Än i dag fortgår tydligen sönderspräng̈ningen längs sprickor i denna riktning, så att väldiga lodräta, ända till 30 m. djupa men blott några m. tjocka »skivor» äro till hälften lösgjorda från ravinens väggar, färdiga att när som helst störta ned till bottnen.

Redan på kort avstånd från passpunkten är klyftan mycket djup. På det ställe, där passpunkten på fjällryggen fordom torde varit belägen, ligger nu Tappa korsos botten mera än 100 m. under den gamla fjällytan.

Det ligger nu onekligen närmast till hands att tolka ravinen såsom bildad av avloppet för den isdämda sjö, som en gång otvivelaktigt funnits i Suorkedalen. Åtskilligt talar nämligen för, att den är av fluviatil härkomst. Så finner man omedelbart nedanför dess nedre mynning i den norska dalens botten en liten kolksjö (se fig. 31), som har sitt avlopp utför ett brant klippstup ned till den nedanför liggande fjordsjön. Denna är i sin sydöstligaste del uppfylld av mycket vidsträckta deltabildningar, som omöjligen kunna härröra från den nuvarande obetydliga lilla bäcken utan måste hava avlagrats av en vattenrikare älv. — Även klyftans läge och form antyder, att floderosion vid dess uppkomst spelat en betydande roll.

Men för övrigt finnas i trakten omständigheter, som tala för, att denna fluviatila erosion icke varit av vanlig beskaffenhet. Liksom i Salojaurepasset är nämligen även här berggrunden överallt kalspolad och det i så hög grad, att trakten på vida sträckor kan betecknas som en sannskyldig klippöken (se fig. 30 och tavla 4). Såsom GAVELIN redan framhållit synes detta vara något speciellt egendomligt för trakterna omkring den nordskandinaviska huvudvattendelaren. Renspolningarna nå här en sådan omfattning, att det blir omöjligt att förklara dem genom verksamheten av en vanlig älv, som ju i

alla händelser är begränsad till en ringa del av landskapet. Ej heller kunna dessa frispolningar tolkas som huvudsakligen subglaciala, ty de subglaciala älvarna torde näppeligen kunnat friskölja så stora ytor, som här avses, om de också kunnat lokaliseras till andra partier av landskapet än issjöavloppen. Det torde t. ex. vara otänkbart, att de skulle kunnat bortspola allt löst material från så stora vidder som de omkring Tappa korso, där fjällryggen i hela sin utsträckning saknar allt löst material (se tavl. 4). G. Frödin har framhållit den möjligheten, att fenomenet delvis torde få tillskrivas laterala och marginala älvar, vilka synas hava förekommit rätt rikligt i vissa trakter (Jämtl. Sengl. Geol., sid. 160—161). Denna förklaring synes mig rätt plausibel, ty vid den begynnande avsmältningen, då genom utstrålningen från fjällområdets högre genom insolationen uppvärmda partier de omgivande ismassorna hastigt smälte, torde dylika marginala älvar längs de uppskjutande ryggarna hava tagit sin väg mot vattendelaren och på hög nivå överskridit densamma. Då istäcket senare avtog i mäktighet, sänktes avloppen successivt till allt lägre nivåer, och sålunda frispolades så småningom vattendelaren till allt större delar.

Redan förut känner man från den skandinaviska huvudvattendelaren kanjoner och raviner av samma beskaffenhet som Tappa korso. Så har O. Sjögren närmare beskrivit den praktfulla Bardokanjon, genom vilken Torneträsk hade sitt avlopp under en del av isdämningstiden (Torneträsk, sid. 171—175). Han anser den bildad av issjöns avloppsälv. Däremot har Gavelin opponerat sig bland annat under framhållande av, att en sådan tolkning innebär, att avloppsälven under issjöns relativt korta tillvaro skulle hunnit dels nederodera själva vattendelaren cirka 90 m., dels förflytta passpunkten 2 km. mot S. (Isdämda sjöar, sid. 91). På dessa och andra skäl anser han det sannolikt, att Bardokanjon huvudsakligen bildats genom glacifluvial erosion, betingad genom subglacial uppdämning av Torneträsk (o. a. a., sid. 94). I denna åsikt har G. Frödin instämt under framhållande

av, att kanjoner med tydlig isskulptur och anlagda i den genom räfflor inregistrerade isrörelsens riktning tydligtvis kunna hava uppkommit på detta sätt. Däremot framhåller han, att klippdalar vilkas längdriktningar löpa i mera eller mindre rät vinkel mot isrörelsen, och vid vilka alla spår av glacifluviala fenomen saknas, svårligen kunna tolkas på detta sätt (Jämtl. Sengl. Geol., sid. 159—160). Han har även beskrivit åtskilliga sådana (t. ex. Mäggli kanjon och Styggdalen), som knappast till sina huvudsakliga delar synas kunna vara subglaciala (o. a. a., sid. 77 och 158).

Vid min undersökning av Tappa korso fann jag att börja med intet, som talade emot att ravinen skulle kunnat bildas av den stora issjöns avloppsälv. Kanjonen är visserligen djup, men dess mått kunna dock icke jämföras med Bardoravinens, och med hänsyn till den starka lutningen ned mot den norska dalen och den väl utvecklade förklyftningen, som väsentligen måste hava underlättat erosionsarbetet, kände jag mig böjd för att liksom SJÖGREN vid Torneträsk uppfatta företeelsen såsom bildad av avloppsälven för den isdämda sjön. Snart fann jag emellertid, att så omöjligen kunde vara fallet.

Genom nivelleringen fastställde jag nämligen, att den nuvarande passpunkten ligger vid själva den övre (norra) mynningen till ravinen (strax framför det ställe där snösträngen på tavl. 4 slutar), och att den har en höjd av **661**,8 m. ö. h. Medelst barometeravvägning fann jag dessutom, att den forna passpunkten på fjällryggen före ravinens tillkomst torde hava legat ungefär 60 m. högre och cirka 700 m. längre i V. Dessa tvenne värden angiva alltså beloppet för vattendelarens förflyttning på denna lokal.

Såsom kartskissen fig. 31 utvisar, ligger emellertid passpunkten mellan Suorkedalens norra del och den från N inskjutande norska fjorddalen på en nivå av endast **667**,9 m., och här finnas inga som helst spår av passpunktens nederodering i postglacial tid. För den händelse Tappa korso ännu icke bildats, då iskanten lämnade Suorkedalen och issjön

uppstod, hade avloppet alltså icke kunnat förläggas genom sänkan, i vilken ravinen är nedskuren, ty passpunkten därstädes måste då hava legat på något mera än 720 meters höjd, utan det måste hava tagit vägen genom det mera än 50 m. lägre norra passet, och ravinen skulle då aldrig kunnat uppkomma. Denna vattendelarens egendomlighet, att tvenne djupa pass leda över densamma från samma östliga dal, och passens inbördes nivåförhållanden ådagalägga alltså, att det av dem, som ursprungligen var högre, nämligen Tappa korso, icke kan hava bildats genom vanlig fluviatil erosion, sedan Suorkedalen blev isfri.

Nu skulle man ju kunna tänka sig, att det ursprungligen lägre norska passet någon tid varit uppdämt av kvarliggande dödis eller av den lokala glaciär, som finnes på dalgångens nordsida, och som i så fall skulle hava ryckt fram ända till dalbottnen. Härigenom skulle sjön i dalgången tvungits att stiga i nivå med den ursprungliga passpunkten på det ställe, där nu klyftan är belägen. Den förstnämnda eventualiteten är emellertid ytterst osannolik, ty det norra dalföret, som ligger närmare inlandsisens marginala områden och öppet mot isrörelsen samt mindre omgivet av höga berg, bör betydligt tidigare blivit isfritt än ravinens omgivningar.

För att erhålla klarhet uti, huruvida å andra sidan någon lokal nedisning av det norra dalpartiet ägt rum, har jag noggrant undersökt detsamma, men icke funnit några som helst spår av en sådan nedisning. Inga refflor eller rundhällar antydande en nord-sydlig isrörelse finnas, och såsom avgörande för frågan får framhållas, att ej ens de obetydligaste ändmoräner existera på denna plats, under det att sådana eller åtminstone vanligt moränmaterial med nödvändighet måste hava funnits, om en lokal glaciär under någon tid från sidan skjutit ned i dalgången. Det är alltså otänkbart, att ravinen bildats som en följd av glacial uppdämning av det norra dalpartiet.

Ett slags modifikation av denna möjlighet återstår dock ännu. Klyftan kan nämligen vara bildad på ett så tidigt

stadium av avsmältningen, att hela dalgången ännu var fylld av glaciären och smältvattnet längs dennas kanter på hög nivå sökte sig över till de västliga dalsystemen, varvid ravinen urgrävts på sluttningen av dessa. Den skulle alltså vara bildad av marginalt eller lateralt vatten. Att sådant under vissa gynnsamma omständigheter kunnat medverka till uppkomsten av kanjoner har förut framhållits av G. FRÖDIN (Jämtl. Sengl. Geol., sid. 159). Dock förefaller det i viss mån osannolikt, att Tappa korso uteslutande skulle ha denna faktor att tacka för sin uppkomst, ty ravinen borde då i överensstämmelse med iskantens riktning hava skurit igenom höjdkammen mera på snedden. Såsom den nu är belägen, måste den hava bildats vinkelrätt mot iskanten, vilket ju talar för, att den urgrävts av en subglacial älv. Yt-älvar förekomma nämligen icke på glaciärernas bräm (jfr HOBBS, Char. Ex. Glac., sid. 170).

Att Tappa korso är av subglacial härkomst stödjes i viss mån av ytterligare tvenne omständigheter. Nära den östra mynningen av klyftan, på dess södra sida, något bakom den flata bergyta, som synes på tavla 4 ligger nämligen en uppåt strykande strängformad anhopning av rullstensmaterial tätt intill ravinens kant. Materialet är mestadels grovt, en hel del block av 1—2 dm. i genomskärning finnas, och de äro allesammans synnerligen väl rundsvarvade. Större delen av det finare materialet är tydligen bortsköljt. — Vidare finnas på samma sida om ravinen och på den flata dalbottnen ovanför dess kant längs en ansenlig sträcka åtskilliga mycket vackra jättegrytor. De nå en diameter av ända till 1,5 m. och ett djup av en meter samt äro mestadels alldeles cirkelrunda. — Dessa båda omständigheter giva alltså otvetydigt vid handen, att subglacialt vatten här runnit fram i en zon, som till läge och riktning sammanfaller med Tappa korso.

För tolkningen av ravinen har man alltså att tillgripa dels subglacialt, dels marginalt och lateralt vatten. Förhållandet mellan dessa erosionsfaktorer kan emellertid för närvarande icke fastställas.

I och med Tappa korso har alltså anträffats ett påtagligt bevis för riktigheten av GAVELINS sats, att kanjonerna vid vattendelaren kunna vara av glacifluvialt ursprung. I detta fall kan man till och med fastställa minimibeloppet för den glacifluviala erosionens inflytande. Suorke-issjön skulle nämligen icke kunnat sända sitt avlopp denna väg, för så vitt icke passpunkten först nederoderats till samma eller något lägre nivå än det norra passets, d. v. s. nedskärningen från 720 till 667 m. måste vara glacifluvial. De återstående 5 meterna kunna hava uteroderats av den gemensamma avloppsälven för Suorkedalens båda grenar, men även om dennas insats i ravinens bildning är mindre, så måste älven i alla händelser hava varit förlagd till Tappa korso.

Av den ovanstående framställningen torde framgå, att följande pass mellan Lule lappmark och Norge äro exakt kända till sin höjd.

Tabell 4.

De hittills avvägda passen mellan Lule lappmark och Norge.

Namn.	Höjd ö. h. i meter	Avvägt av	År
Södra Salojaurepasset	**618**,78[1]	J. Frödin	1913
Norra »	623[2]	»	»
Gautelestuoddarpasset	**649**[1]	H. Frænkel	1901
Tappa korso	**661**,8[1]	J. Frödin	1913
Norra Suorkepasset	**667**,9[1]	»	»
Hurriluoktepasset	677[2]	A. Gavelin	1900

Av dessa är det förstnämnda det lägsta, icke blott i det här behandlade området, utan på hela sträckan mellan Ume älv och Torneträsk, att döma av G. ANDERSSONS och S. BIRGERS på GAVELIN'S observationer grundade uppgifter (Norrl. Flora, sid. 236).

[1] Nivellerad siffra.
[2] Barometeravvägd siffra.

Issjösediment.

Man har naturligtvis rätt att vänta, att det i de isdämda sjöarnas område skall finnas sedimentära jordslag. Sådana anträffas även, ehuru ej i nämnvärd utsträckning. I allmänhet saknas issjösediment längs den östra sluttningen av gränsfjällen d. v. s. inom ett område, där på grund av dalbottnarnas relativt starka sluttning det fina materialet kan tänkas hava spolats bort vid issjöarnas successiva avtappning. Längre österut träffar man stundom sådant i en zon längs högfjällskedjans västra gräns, men sällan annat än på dalbottnarna och ofta bundet till omgivningarna omkring issjöterrasser. — I högfjällskedjans dalgångar har jag anträffat issjösediment endast vid St. Sjöfallet, där det härrör från issjöterrasserna. — En i stort sett likartad fördelning av sådant material har iakttagits av GAVELIN (Isdämda sjöar, sid. 15).

Issjösediment har av mig iakttagits i dalgången S om Skejatjåkko till obetydlig mäktighet; vidare vid Rikkiälven, mitt emot Åbmatsjokks utflöde i densamma. Dessutom finnes dylikt material omkring och i synnerhet ovanför den lilla sjö, som genomflytes av sistnämnda älv. Vidare på öarna i Passeluobal S om Sitasjaure och på holmarna i Luoktanjarkajaure. På bergryggen mellan Seggokjaure och Råtjajaure är ett moartat issjösediment ganska utbrett. Man träffar det överallt, där berggrunden icke är kalspolad, t. o. m. på ryggens högsta krön, 550 m. ö. h. På motsvarande nivå på Julletjåkkos södra sluttning har även sådant iakttagits. Dylikt material är även påträffat på stränderna av Kåtjasjaure, och bottnen av denna sjö består tydligen i stor utsträckning av sådant, sannolikt utsvämmat av sjön från Kisuris-terrasserna och av Vuojatädno från Tsåkajaure-åsen.

Dessa sedimentära lager bestå vanligen av mo, någon gång av lermo, såsom här och där på öarna i Luoktanjarkajaure. I närheten av de stora issjöterrasserna bestå de av sand, t. ex. vid Kåtjasjaure och NO om Snjuttjotes.

Rikki-issjön.

Som den första begynnelsen till denna issjö torde den ovan omnämnda issjön i den övre Suorkedalen få uppfattas. Allt eftersom iskanten drog sig österut från densamma, växte issjön ut över Suorkejauresänkan samt sedan vidare ut i den dalgång, som genomströmmas av dess avloppsälv Rikkijokk, vilket dalföre torde få betraktas som den ursprungliga övre Lule-(Råne-)dalen. Under detta utvecklingsskede torde issjöns vattenstånd hava varit i det närmaste konstant, emedan utloppet under hela skedet var förlagt till Tappa korso. Det oaktat äro Rikki-issjöns strandmärken icke särdeles talrika eller betydande. Detta torde delvis bero på issjöns höga nivå, jämte den omständigheten att bergen i dessa trakter äro så låga, att deras branta toppdelar träffas redan på den forna vattenytans nivå, och därför tillräckligt med löst material saknats, som kunnat underlätta utbildningen av strandlinjer. Delvis beror förhållandet på den förut omnämnda allmänna kalspolningen på fjällkedjans sluttningar. Hittills hava endast följande strandmärken anträffats, som kunna hänföras till Rikki-issjön.

I dalgången, som leder från Åbmatsjaure mot NV, finnas några små strandvallar. De äro icke synnerligen betydliga. Bredden är blott 1—2 m., och deras nivå är 670 m., ö. h., barometeravvägd från Åbmatsjaure.[1] Vidare finnes på Kaisemuoras östra sida en strandlinje på liknande nivå, insyftad med tub av mig från Skejatjokko. Dessutom torde till denna serie strandmärken få räknas vissa frispolningar på Stuor Seggoks sydvästra sluttning, vilkas nedre gräns ligger på en höjd av 665—670 m. Vattenytan har tydligen legat något högre. Slutligen torde man få räkna hit en del av de grusanhopningar, som finnas omkring Svaltjajokks nedre lopp, och som av mig spegelnivellerats till en nivå av 665—675 m.

[1] Kartbladets höjdsiffror för Ketsak, Åbmatsjaure och Seggokjaure äro barometervärden.

Deras höjd är dock tämligen odeciderad, delvis på grund av att ackumulationerna senare blivit deformerade genom erodering och omlagring av bäcken. Issjön har haft sitt avlopp genom Tappa korso och eventuellt till en början även genom det norra Suorkepasset.

Sjöns utsträckning är ganska svår att fastställa. Den synes emellertid hava sammanhängt med den issjö, som samtidigt torde hava upptagit Sitasjaures dal. Svenonius (St. Sjöf. I., sid. 554; Glac.-Und., sid. 608) omnämner en »praktfull, milslång strandlinje» längs denna sjö på cirka 675 meters höjd. Emellertid kunde jag vid mitt besök på sjöns södra sida sommaren 1913 icke igenfinna någon sådan. Enligt vad nämnda författare benäget meddelat mig, är den dock av honom anträffad i dalgångens nordvästligaste delar, och på grund av omöjlighet att erhålla båt fick jag ej tillfälle att besöka mera än sjöns sydvästra strand mellan utloppet och Aletåive. Där saknas alla strandlinjer. Men på sjöns motsatta sida iakttogos ganska vackra sådana omkring Lietejokk, av vilka den bäst utbildade torde ligga på 664 meters höjd. Detta värde erhölls genom spegelsyftning tvärs över sjön och torde därför kunna vara något oriktigt. Huruvida strandlinjen fortsatte mot NV, kunde jag icke avgöra. Emellertid bör densamma icke kunna korrespondera med passpunkten i dalgången, ty denna torde ligga på avsevärt större höjd. De båda pass, som härvid kunna komma i fråga, äro de som ligga på ömse sidor om Måkkolis och Måkkolisålke. Enligt muntliga uppgifter av trovärdiga lappar, som besökt detta pass, ligger det östliga av dem minst 40 m. över Rarkajaure, vars höjd enl. Generalstabens avvägningsprotokoll är 659,71 m. ö. h. Det ligger på norskt område. Det västliga är beläget på svenska sidan om gränsen men är att döma av kartan högre än det förra. Det förefaller sannolikt, att den av Svenonius anträffade strandlinjen daterar sig från en tid, då isen ännu icke hade avsmält från Sitasdalens sydöstra del, och då den uppdämda nordvästra delen dränerades över passet

till Norge. Strandlinjerna omkring Lietejokk måste däremot vara yngre, alldenstund de ligga lägre än nämnda pass; de torde alltså angiva ett avtappningsstadium för Sitas-issjön och således härröra från en tid, då iskanten redan dragit sig SO om Ketsåive, och då kommunikationen sålunda blivit öppen över Ketsak—Åbmatsjaure-depressionerna till övre Luledalen (Rikki-issjön). Klipptröskeln mellan Ketsak och Autajaure når nämligen, enligt vad jag förut påpekat, endast 615 meters höjd. Att Sitasjaure-issjön på detta sätt sammanhängt med Rikki-issjön bestyrkes också av det förhållandet, att Liete-strandlinjernas nivå överensstämmer med de förut omtalade från sistnämnda issjö Men å andra sidan antyder detta också, att iskanten i Luledalen vid denna tid ännu ej hunnit draga sig tillbaka O om Pålnotjåkko, ty i så fall skulle Rikki-issjön redan hava avtappats mot SV och Sitasjaure-strandlinjen hava legat på en nivå, som motsvarat Vuojatädno-issjöns. För så vitt iskanten ännu varit sammanhängande, torde den alltså vid denna tid hava haft en något mera öst-västlig riktning, än man kanske skulle väntat (se israndläge I, tavl. 10).

Vuojatädno-systemets issjöar.

Ungefär samtidigt med övre Suorke- och Sitasdalarna torde även västra Salojauredalen hava blivit isfri, varvid en issjö uppstod framför Salojaurepasset. På grund av iskantens recession växte den slutligen ut över Vuojatädnodalen, vilken till sist helt och hållet fylldes av en issjö, vars nivå bestämdes av det södra Salojaurepasset. I motsats till det nordliga sjösystemet uppvisar det sydliga både jämförelsevis talrika och vidsträckta strandmärken, som påträffas inom systemets alla delar. De äro ofta så framträdande, att landskapskaraktären väsentligen påverkas av dem.

Strandmärken i Vuojatädno-issjöns västra delar.

Då iskanten släppte vattendelaren, uppstodo säkerligen issjöar framför så gott som varje mera utpräglat pass. På grund av bristande tid och områdets otillgänglighet har jag emellertid måst inskränka mig till att undersöka den lägsta och för den stora issjöns utveckling betydelsefullaste, nämligen den bakom Salojaurepasset. — Det sydligare komplexet av låga pass, vid Vastenjaure, hade ju också bort påkalla en undersökning, emedan Vastenjauredalen ju ligger på ungefär samma nivå som Salojaure och kunde tänkas hava täckts av en issjö av mer eller mindre likartad beskaffenhet. Emellertid har densamma redan undersökts av GAVELIN (Iakttagelser), som påvisat, att då iskanten lämnat köliområdet en stor lokal glaciär fanns kvar på Sulitälma, varifrån den sträckte sig norrut till västra Vastenjaure och spärrade passen därstädes. Genom densamma bildades en lokal issjö över Virijauredalens östra del. Troligen dränerades issjön genom en subglacial eller marginal älv genom den nuvarande avloppsdalen till östra Vastenjaure. Att döma av GAVELINS karta har nämnda forskare visserligen icke funnit några strandmärken därstädes, men detta torde icke motsäga antagandet, att Vuojatädno-issjön vid denna tid sträckte sig hit. Däremot är det givet, att den nyssnämnda glaciären från Sulitälma, vilken fyllde de båda sydligaste sjöarnas västra delar, omöjliggjort uppkomsten av lokala issjöar av nämnvärt omfång i nivå med de låga Vastenjaurepassen. Det synes av GAVELINS framställning framgå, att nämnda Sulitälmaglaciär var yngre än den stora mot O tillbakaryckande inlandsisen, och det är naturligtvis därför å andra sidan tänkbart, att dylika pass-sjöar uppkommit framför den senare, innan lokalglaciären uppträdde. I så fall torde emellertid den sistnämnda hava förstört alla spår efter dessa sjöar.

Salojauredalens västligaste strandmärken äro belägna på Numirjaures nordsida. Att dylika alldeles saknas V om gränsen, torde bero på den allmänna kalspolningen därstädes.

Även O om gränsen äro de på grund av den ringa jordbetäckningen svagt utbildade. — De enda tydliga strandmärkena därstädes ligga på Numirvares branta sydsluttning omkring den från Vetjerjaure kommande bäcken. Flera erosionsterrasser uppträda där i morän, den ena ovanför den andra. Endast den tredje uppifrån är starkare utbildad på grund av tillskott genom bäckackumulation. Deras nivå har uppmätts genom spegelavvägning på sjöns motsatta sida och spegelsyftning därifrån. De tvenne överstas höjd befanns vara 661 och 674 m. ö. h. De få anses hava uppkommit i en marginal issjö, innan ännu dalgången blivit isfri. Den tredje ligger på en höjd av 619 m. och torde härröra från Salojaure-issjön. Dessutom finnas tvenne lägre på en nivå av 604 m.

På Vuojatädnodalens sydsida, på sluttningen av Låtats anträffades ovanför de å sid. 106 beskrivna åsbildningarna en strandlinje, som från Sepirjokks mynning spegelnivellerades och insyftades till 621 meters höjd. Den motsvaras av en tydlig erosionsstrandlinje på Njereks NV-sluttning strax S om Vuojatädnos utflöde ur Tsåkajaure. Denna uppmättes på samma sätt som den föregående, till en nivå av 622 m. — På den bergås, över vilken Sepirjokk störtar sig strax före utflödet i Kåtjasjaure, finnes en erosionsstrandlinje till stor del utgrävd i fast berg. Dess höjd har spegelnivellerats till 622 m. Den uppträder på båda sidor om älven, men saknas på den norra sidan på en kort sträcka närmast denna. Alla dessa strandmärken tillhöra tydligen södra Salojaurepassnivån.

Terrasserna mellan Snjuttjotes och Njerek (Kisuris-terrasserna).

Till Vuojatädno-systemets strandmärken höra också de märkliga mycket vidsträckta platåerna mellan Snjuttjotes och Njerek. De äro förut omnämnda av SVENONIUS, ehuru han beskrivit dem såsom ett slags rullstensåsbildningar (Norrb. Geol., sid. 74). Den översta av dem breder ut sig omedel-

bart nedanför Kisuris' nordvästra brant. Den har ursprungligen sträckt sig över till både Snjuttjotes och Spitja och utgjort ett dubbeldelta, bildat av Kisurisjokk och Snjuttjotesjokk. Deltaplanet börjar på en höjd av 708 m. ö. h., barometeravvägt tvenne gånger under stabil väderlek från terrassernas nedre tubnivellerade del. De för dessa bildningar här meddelade barometervärdena anser jag därför vara fullt pålitliga. Planets nederkant har jag barometerbestämt till 700 m. Det är 400 m. brett och måste på grund av sin stora höjd ö. h. hava avsatts i en marginal issjö, medan Kåtjasjauresänkan ännu var fylld av en glaciärtunga. — Sedan den lokala issjöns yta sänkts, utskar Kisurisjokk den breda ungefär 10 m. djupa erosionsdal, som nu genomskär deltat. Nedanför detta bildade sig samtidigt ett nytt, vars överkant ligger på 688 meters höjd. Dess plan har en bredd av ungefär 1 km., och dess nederkant är belägen på 634 meters höjd. Dess yta har alltså den för ett deltaplan stora lutningen av 1 : 20. Även detta måste troligen vara avsatt i en lokal issjö med sannolikt långsamt sjunkande yta. Deltamaterialet är merendels mycket grovt. Planets nedre del är uppfylld av ofta ganska stora, stundom trattformiga gropar av ända till 8 meters djup. De ligga här och där så tätt, att själva deltaytan liknar ett nätverk, där groparna motsvara maskorna. Dessa gropar äro också omnämnda av SVENONIUS, ehuru han synes hava ansett dem bildade i vattenfall av nedstörtande isälvar (Norrb. Geol., sid. 79). I själva verket måste de tolkas som isgropar.

Det deltaplan, som vidtager nedanför det nyssnämnda, börjar med sin överkant på 626 meters höjd. Det betecknar en ny sänkning av sjöns nivå, vilken medförde, att Kisurisjokk erhöll ny erosionsförmåga och till följd därav började utskära sin cirka 25 m. djupa ravin i fast berg i bottnen av den först nämnda breda erosionsdalen. Det delta, som nu avsattes vid dess mynning, är emellertid ej fullständigt bibehållet. På en höjd av 608 m. är det nämligen avskuret av en erosionsbrant, som stryker rätlinigt i VNV-lig riktning.

Den synes hava uppkommit, sedan sjöns nivå ytterligare sänkts och ett nytt lägre delta till följd därav börjat uppbyggas vid foten av det gamla, varvid en oscillation i sjöns vattenstånd torde hava framkallat en serpentinisering av älven på det nya deltaplanet; härvid har densamma genom sidoerosion borteroderat en del av den ovanför liggande platån. Emellertid motsvarar dennas plan i själva verket sjöns huvudnivå, d. v. s. vid bildningen av detsamma hade varje dämmande isrest mellan denna lokal och gränspassen försvunnit. Detta bestyrkes också av att på Njereks norra sluttning finnes en erosionsstrandlinje på motsvarande höjd, 623 m.

Nedanför Vuojatädno-issjöns huvudnivå ligger, såsom redan nämnts, ännu ett deltaplan, vilket börjar på en höjd av 598 m. och vars 1 km. längre ned befintliga nederkant är belägen på en höjd av 586 m. Detta värde har erhållits genom tubnivellering från Kåtjasjaure,[1] under det att de ovan meddelade höjdsiffrorna vunnits genom barometeravvägning från denna punkt. Materialet i detta delta är merendels fint samt alltid rullat och skiktat. På själva ytterkanten av terrassen ligger en liten erosionsstrandlinje, som här och där ersättes av en liten strandvall. Dess hak (fotlinje) ligger på en tubnivellerad höjd av 585 m. ö. h.

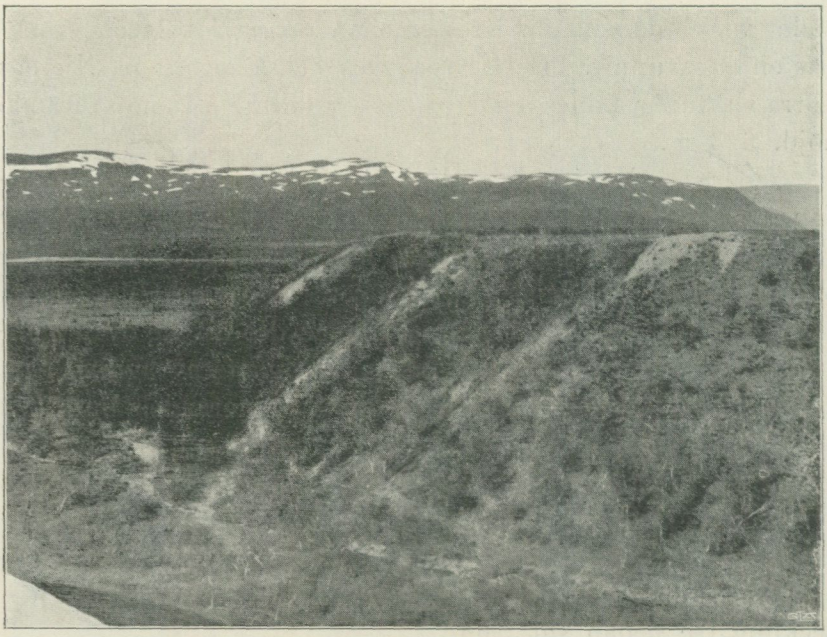
Den markerar ett något senare stadium av issjöns utveckling (se nedan sid. 166).

Den nyssnämnda kilometerbreda nedersta terrassen reser sin 40 m. höga distalbrant från en nästan fullständigt jämn slätt, som breder ut sig mellan terrassen och den 1,5 km. längre i NV belägna Kåtjasjaure (se fig. 34). Stigningen från sjön till terrasskäglans fot är på denna sträcka ej mera än 15,6 m. Slätten består av svämsand. Den har uppkommit på så sätt, att då issjön successivt avtappades, utskuro Kisurisjokk och Snjuttjotesjokk sina fåror i terrasserna och fyllde den utanför liggande dalbottnen med det bortförda

[1] Dess yta är enligt Generalstabens avvägningsprotokoll tubnivellerad till 530,65 m. ö. h.

materialet. Även under den N om sjön och älven belägna mossen består marken av dylikt material. På detta sätt har den sandbarriär bildats tvärs över dalgången, vilken håller Kåtjasjaure uppdämd.

Avtappningen av den gamla issjön försiggick dock med säkerhet icke i ett enda slag utan i flera omgångar. Detta framgår av de trappstegsformiga terrasser på lägre nivå, som



Förf. foto. 8/7 1913.

Fig. 34. Issjöterrasserna vid Kisuris. Den nedersta platåns distalbrant och den yttre delen av dess plan.

äro belägna nedanför terrasskomplexets norra del vid sluttningen av Snjuttjotes, och som antyda perioder av konstant vattenstånd på nivåer mellan den nuvarande sjöns och Vuojatädno-issjöns. En dylik sekundär åsliknande terrass löper också nedanför Njerek ned mot sjön.

Kisuris-terrasserna hava ursprungligen varit sammanhängande. Först vid issjönivåernas sänkning uteroderade Kisurisjokk och Snjuttjotesjokk liksom bäcken från Njerek sina

ravinliknande dalgångar i dem. Sålunda sönderdelades varje terrass i fristående terrassektioner, och mellan älvravinerna finner man sålunda hela komplex av dylika. Detta har också observerats av SVENONIUS. Att han tolkat bildningen som en åsföreteelse, torde sannolikt bero på att terrasserna sedda från Kåtjasjaure och i viss belysning verkligen tyckas förete en välvd, från mitten mot sidorna sluttande yta. Detta beror på att de små flankerande sekundärterrasserna, som bildades vid den definitiva avtappningen, sedda i förkortning från sjön tyckas vara ekvivalenta med den stora terrassens mittplan, till vilken de synas höja sig. I själva verket övergår den främsta terrassens nederkant, vars nivå enligt min ovan meddelade uppgift ligger på 587 meters höjd, ingalunda till dessa lägre sidoterrasser utan fortsätter på ungefär samma nivå tvärs över hela deltat, ehuru nu naturligtvis här och där avbruten av erosionsravinerna. Deltat är alltså på intet sätt mera välvt än varje annat delta, utan tvärtom är varje plan ovanligt jämnt, och vid mina avvägningar fann jag, att detta särskilt gällde det lägsta, vars främre kant från mitten in mot den västra dalsidan icke sänkte sig mera än någon enda meter.

Terrasserna mellan Snjuttjotes och Akka (Akka-terrasserna).
(Se kartan, tavla 7 och fig. 35.)

I stort sett av samma beskaffenhet men i morfologiskt hänseende åtskilligt avvikande äro terrasserna mellan Snjuttjotes och Akka. De äro avsatta vid mynningen av den grunda och jämförelsevis flacka dalgång, som vid isens avsmältning fanns mellan dessa fjäll, och i vars botten den nu därstädes befintliga djupa klyftan är nederoderad. Den gamla dalbottnens nivå torde ungefärligen motsvaras av den dallist, som på en höjd av ungefär 685 m. ö. h. (260 m. ö. Luoktanjarka, se kartan) följer den östra dalsidan. Vid mynningen av denna äldre dal och på dess nivå träffar man också de äldsta terrasserna, en på vardera sidan om dalgången. Överkanten av den östligas plan ligger på en höjd av 686 m.,

och terrassytan sträcker sig ned till 670-meterskurvan. Den motsvaras av ett dylikt något smalare plan på västra sidan av dalen, vilket är beläget mellan kurvorna för 675 och 665 meter. De båda planen utgjorde ursprungligen ett sammanhängande delta, tydligen avsatt i en lokal eller marginal issjö. Till följd av att sjöns yta sjönk och basnivån därigenom sänktes, började älven att skära sig ned först i deltats mitt och sedan i den ovanför liggande dalgångens bot-



Förf. foto. 2/8 1910.

Fig. 35. Akka-terasserna från NO.

ten, som till avsevärt djup bestod av morän. Denna sänkning av sjöytans nivå var säkerligen dock icke kontinuerlig, utan ägde rum stötvis, vilket markeras genom de små ackumulationsplatåer, som härvid avsattes på västra sidan, den översta på en höjd av 651 m. (se kartan, tavl. 7). Att denna icke till nämnvärd mån är bildad genom abrasion av ovanför liggande terrass, framgår av den betydliga isgrop, som finnes på nämnda plan. — Däremot torde det nedanför liggande planet på 638—639 meters höjd väl kunnat bildas genom

abrasion och utsvallning från det föregående. — Till dessa platåer har möjligen motsvarighet tidigare funnits på den östra sidan, men i så fall hava de senare borteroderats, sannolikt genom bäckens serpentinisering.

Nedanför dessa plan anträffas terrasskomplexets huvudnivå, representerande den period, då den lokala issjön trätt i kommunikation med den stora Vuojatädno-issjön och dränerades genom Salojaure-passet. Denna deltayta börjar å ömse sidor om bäcken och nedanför de förut nämnda på en nivå av 630—633 m. Under dess bildning torde issjöns medelvattenstånd hava hållit sig på 627—628 meters höjd. Planets underkant ligger på östra sidan på ungefär 604 meters höjd. På den västra når den för närvarande icke längre ned än till 627 m. Troligen äro här de yttre delarna av deltat bortskaffade genom senare sidoerosion av bäcken.

Mellan dessa båda återstående rester av deltats huvudplan ligger nu en slätt på åtskilligt lägre höjd. Den har uppstått genom en ny sänkning av sjöytan med därigenom framkallad vertikalerosion och därpå följande serpentinisering av bäcken. På så sätt har uppstått ett system av erosionsbranter, som vetta mot bäcken, och som morfologiskt likna de utåtvända distalbranterna men genetiskt sett äro av annan karaktär. Över huvud tillhöra de som vetta mot bäcken alltid det förra slaget. I detta terrasskomplex finnas tvenne serier av dylika erosionsbranter, skilda åt genom en mellanliggande svagt sluttande platå. Den översta uppkom som en följd av den successiva sänkningen av sjöytan från c:a 670 till 628 m. och bildar därför fortsättningen av de översta terrassernas distalbranter in emot bäckravinen. Den andra uppstod till följd av sänkningen från denna nivå — Salojaurepassnivån — till närmast lägre. På västra sidan sammansmälta de båda erosionsbranterna på en sträcka, på öst-sidan däremot icke. Sänkningen av issjön under Salojaurepassnivån tyckes icke hava varit kontinuerlig, emedan erosionsbranten i deltats nedre del på östra sidan är delad i tvenne, antydande olika basnivåer.

De partier, som på detta sätt av bäcken borteroderats från huvudplanet, äro säkerligen betydande, särskilt på västra sidan. Detta framgår av att över det lägsta planet höja sig några kvarstående platåer, som utvisa, att huvudnivån en gång nått ända dit, men sedan i denna del av deltat till större delen borteroderats under den sista perioden av deltats utbildning. Därvid låg vattenytan sannolikt på en nivå av cirka 595 m. Endast den nordvästligaste delen av ackumulationsplatån tyckes under denna tid hava vuxit ut nämnvärt. Samtidigt härmed bildades den vackra platå, som på motsvarande höjd breder ut sig på Snjuttjotes nordvästra sida.

På den yttersta deltaplatåns distalbrant finnes även i detta terrasskomplex alldeles som vid Kisuris en mycket vacker erosionsstrandlinje på en av mig tubnivellerad höjd av 587 m. Den sträcker sig runt hela deltat med endast få avbrott och framträder i sluttningen som ett skarpt markerat hak med rader av frisvallade stenar. Den är tydligen utbildad vid samma sjöyta som den på Kisuris-terrasserna.

Under de sista utvecklingsskedena hade bäcken tydligen ändrat läge i sitt nedre lopp. Innan ännu vattenytan sjunkit till deltats kanter, flöt en avloppsarm längst i O genom den strömränna, som nu finnes nedanför den östra erosionsbranten. Bäcken måste i alla händelser hava övergivit denna fåra, innan deltabranten torrlades, ty varken i kanten eller i distalbranten nedanför finnes på detta ställe någon påbörjad erosionsfåra. Att denna förändring av flodloppet dock försiggått ganska sent framgår av att passpunkten mellan strömrännan och bäcken på det ställe, där denna böjer av mot V, endast ligger någon m. över bäckens yta. — Dylika strömrännor finnas även västligare, t. ex. en dylik strax V om den nordvästligaste platåresten. Den torde hava varit vattenförande ända tills sjöns yta sjunkit till distalbrantens fotlinje, vilket framgår av att den påbegynta erosionsfåran når ända ned till denna. Ytterligare tvenne dylika bäcklägen äro markerade på planet och i terrassbranten. Sannolikt härstamma de från deltaarmar, som varit samtidiga med den förra och torr-

lagts ungefär samtidigt med denna. Vid avsmältningstiden har bäcken säkerligen varit betydligt vattenrikare än nu, och när sedan vattenmängden avtog, torrlades mera eller mindre successivt de olika armarna från O till V, tills endast den nuvarande bäckfåran återstod, vilken nu genom bakåtgående erosion skurit ut en djup ravin från distalbranten in mot det inre av deltat.

Överensstämmelsen mellan detta terrasskomplex och ackumulationsplatåerna vid Kisuris är påfallande, först och främst beträffande nivåerna. För de övre lokala bildningarnas vidkommande kan den naturligtvis icke vara så stor, och de likheter som därvidlag finnas äro naturligtvis tillfälliga. — För huvudplanen, som härröra från Vuojatädno-issjön, får emellertid överensstämmelsen anses vara god, om också den gemensamma nivån på grund av svårigheter, som alltid förefinnas vid ackumulationsterrasser, icke kunnat på metern fastställas. — En annan likhet ligger däruti, att i båda terrasskomplexen huvudplanen avskäras av en erosionsbrant, som vid Akka delvis och vid Kisuris helt och hållet bortskurit huvudplatåns distalbräm, varför dess nuvarande nederkant också ligger på högre nivå på den senare lokalen än på den förra (se tab. 5). Vidare utbreda sig på båda platserna vidsträckta, nästan horisontella och ytterst jämna plan nedanför nämnda erosionsbranter, uppkomna delvis genom erosion och abrasion av det förra, delvis genom ackumulation. Dessa yngsta plan äro nu de mest imponerande i båda komplexen. Att det vid Kisuris är vidsträcktare torde sammanhänga med, att de avlagrande älvarna där haft en betydligt större vattenmassa än den lilla bäcken vid Akka. — Slutligen finnes för de båda platåkomplexen ännu en likhet, nämligen en i båda uppträdande isgropshorisont. Som jag redan nämnt, förekomma vid Kisuris i den nedre delen av det andra planet uppifrån isgropar i mängd. Sådana finnas även i huvudplanet ehuru ej så talrikt, medan de nästan saknas i det yngsta. Vid Akka finnas isgropar ehuru sparsamt i det näst översta planet men förekomma t. o. m. massvis i huvudplanet. Några

äro där mycket djupa, en t. o. m. 18 m. Även här saknas de i den yngsta deltaytan — Detta uppträdande av isgropar just i huvudplanen och närmast ovanför dessa torde förklaras av att de lokala issjöarnas utvidgning till den stora sammanhängande Vuojatädno-issjön just förorsakades av iskantens tillbakaryckande, vilket säkerligen försiggick i form av en intensiv glaciärkalvning. Härigenom bildades i de sista lokala issjöarna och i Vuojatädno-issjön stora mängder av isberg, som till en del strandade på deltat, och vid vilkas bortsmältande isgropar uppkommo. Att sådana däremot saknas på de yngsta planen, är lätt förklarligt, emedan vid deras bildande iskanten troligen befann sig många km. längre österut och dräneringen vid denna tid försiggick åt O, varför strömmen torde hava hindrat den från iskanten lösgjorda drivisen att flyta åt V, till de stora issjödeltana. — Denna isgropshorisont jämte övriga anförda överensstämmelser torde alltså vara ägnade att underlätta tidskonnekteringen beträffande de båda terrasskomplexen.

En ganska stor morfologisk olikhet finnes också mellan dessa. Vid Kisuris äro nämligen terrasserna av floderosionen sönderskurna i 3 à 4 fristående komplex av terrass-sektioner, medan vid Akka deltats ursprungliga konfiguration bibehållits åtminstone beträffande det lägsta planet. Detta beror emellertid endast därpå, att bäcken vid Akka har så mycket mindre vattenmassa än Snjuttjotes- och Kisuris-älvarna och därför icke ännu har hunnit att så grundligt sönderskära sitt gamla delta som dessa. Den betydliga ravin, som den nedskurit i sänkan mellan Snjuttjotes och Akka, och som till ett djup av 50 m. är uteroderad i fast berg, har såsom jag ovan visat utskulpterats under avsmältningstiden, då bäcken förde mera vatten än nu. Endast om man ger begreppet fluvioglacial så vidsträckt innebörd, att det kommer att omfatta smältvattensälvar även sedan de lämnat den glaciär, i vilken de uppstått, torde det emellertid vara berättigat att med HAMBERG anse nämnda klyftas »fluvioglaciala härkomst såsom otvivelaktig» (Geom. u. Quart., sid. 741).

Vuojatädno-issjöns strandmärken inom Rikki-issjöns område.

När iskanten under sitt tillbakaryckande mot SO började släppa Pålnotjåkkos östra sluttning, började Rikki-issjöns vatten att rinna över till Vuojatädnodalen. Vissa kalspolningar på denna sida av fjället vittna ännu om denna tilldragelse. Vidare finnas på en höjd, som ligger ungefär mitt emellan dessa issjöars nivåer, små åsliknande bildningar av sorterat material, som uppträda omedelbart nedanför kalspolningarna och synas vara marginala eller submarginala bildningar. Sålunda avtappades Rikki-issjön till Vuojatädno-issjön, och den senares nivå blev normerande för vattenytorna i den översta Luledalen. Strandmärken därstädes från detta stadium äro emellertid sällsynta. Till dem torde få räknas en del gruskullar vid Svaltjajokks nedre lopp. Jag har emellertid endast med svårighet kunnat urskilja bestämda nivåer bland dem, på grund av att ackumulationerna nu äro i så hög grad sönderskurna av bäcken. Ett dylikt plan torde dock hava legat på en nivå av 620—640 m. ö. h.

På Åbmatsjaures NO-sida finnes en på långt håll synlig terrassliknande avsats. Den består emellertid av trappstegsformigt framspringande lager av de här nästan horisontella skiffrarna. Dock finnes på den översta avsatsen en liten strandvall, av mig spegelnivellerad till 620 m. ö. h. och därför hänförbar till Salojaurepassnivån.

Vid Ketsaks utlopp har en terrass anträffats, vars plan ter sig ganska brett från sjöns motsatta sida. Genom spegelnivellering och syftning därifrån erhöll jag ett värde av 623 m. för planets överkant. Vattenlinjen torde dock hava legat 2—3 m. lägre. Även dessa strandmärken härröra otvivelaktigt från Vuojatädno-issjöns vattenyta.

Vuojatädno-issjöns utsträckning. — Nivådeformationen.

Hittills har man varit böjd för den uppfattningen, att isdämda sjöar av betydligare omfattning saknats i övre delen

av Lule älvs vattenområde. Skälet för denna åsikt har varit, att de förut kända strandmärkena antingen ligga mycket högre eller också samtliga lägre än passhöjderna mot Norge (Jfr. GAVELIN, Isdämda sjöar, sid. 85). I den ovan givna framställningen torde hava visats, att så icke är fallet. Visserligen finnas i Vuojatädno-området ett antal strandlinjer, som kunna hänföras till båda nyssnämnda kategorier, men dessutom en serie sådana, bundna till samma nivå som områdets lägsta passhöjd mot Norge och talrikare än några andra på en och samma nivå förekommande strandmärken (se tabell 5). Härmed kan det anförda argumentet emot tillvaron av större isdämda sjöar i dessa trakter anses hava förfallit.

Den utsträckning, som Vuojatädno-issjön på grund av det ovan anförda får anses hava haft, är schematiskt återgiven på den bifogade issjökartan. Enligt densamma har även Sitasjaure-bäckenet tillhört nämnda issjö. Härmed förhåller det sig så, att Sitasjaures nuvarande yta ligger endast en eller annan meter under den nivå som Vuojatädno-issjön torde hava intagit i sina västliga delar. Några strandmärken, som säkert kunna hänföras till denna issjö, hava därför icke kunnat anträffas därstädes, ty de som finnas kunna lika väl vara utbildade av den nuvarande sjön vid högvattenstånd. Emedan tröskeln mellan Ketsak och Autajaure ligger cirka 3 m. under nämnda nivå, har jag dock ansett det riktigt att markera Sitasjaure-sänkan som en del av den stora Vuojatädno-issjön.

Av de i tabell 5 upptagna nivåerna framgår, att ingen som helst fara föreligger att förväxla Vuojatädno-issjöns strandmärken med andra högre eller lägre belägna, i det de förra tillhöra lokala issjöar och de senare den stora issjöns avtappningsstadier. Huvudnivåns strandmärken torde därför giva några hållpunkter för bedömandet av arten av de nivåförändringar, som området underkastats sedan issjöarnas tid. I någon mån torde sålunda gradientens storlek kunna beräknas av föreliggande material; däremot är detta alltför sparsamt, för att man med ledning av detsamma skall kunna fastställa

Tabell 5. Strandmärken i köliområdet.

A. Ackumulationsterrass; E. Erosionsstrandlinje; S. Strandvall.

Lokaler.	Lokala issjöar.	Vuojatädno-issjön.	Avtappningsstadier.
Nordsidan av Numirjaure	E. 661[1]; E. 642	E. 619	E. 604
Nordsluttningen av Tuojepe	—	—	E. 586
Noijevare	—	—	E. *579*
Nordsluttn. av Låtats	—	E. 621	—
NV-sluttn. av Njerek	—	E. 622	—
Sepirjokks mynning	—	E. *622*	E. **579**
S-sluttn. av Åivekketjetjåkko	A. 646	—	E. 582
O-sluttn. av Njerek .	—	E. 623	E. 592
Kisuris-terrasserna .	A. 708—700; A. 688—634	A. 626—608	A. 598—**586**; S. E. **585**
Akka-terrasserna . .	A. *686—665* A. *651*; A. *639—638*	A. **633—604** —	A. **597—590**; E. **587** —
Kalavarats.	—	—	E. 576
NO-sluttn. av Åbmatsjaure	—	S. 620	—
Ketsak-Luspe . . .	—	E. 623	—
Svaltjajokk	—	A. 640—620	—

isobasernas och höjningsaxelns riktning. Den senare torde dock vara densamma som J. H. L. Vogt funnit i det närbelägna Nordland (Schr. Senk., sid. 29).

Kortaste avståndet mellan Akka och vattendelaren torde få sättas till 32 km. Avloppet i Salojaure-dalen ligger på 618 meters höjd. Strandlinjerna SV om Kåtjasjaure äro visserligen erosionsstrandlinjer, men som de äro avvägda medelst syftning på långt håll, kunna deras värden vara behäftade med fel på någon m. Kisuris-terrasserna äro på denna nivå endast barometeravvägda, men Akkaterrasserna

[1] Värde erhållet genom tub- eller spegelsyftning från dalens motsatta sida. Fetstil utmärker tubnivellerad, kursiv stil spegelavvägd och antikva barometeravvägd eller insyftad nivå.

äro nivellerade, och den nivå, som där motsvarar den gamla sjöytan, torde ligga på en höjd av 627 m. Gradienten blir alltså 9 m. på 32 000 d. v. s. 1 : 3 500. Värdet är naturligtvis endast ungefärligt och blott ägnat att angiva nivådeformationens storhetsordning. Ty Akka-planet är ju en ackumulationsyta, och på en sådan är det ju alltid vanskligt att med visshet fastställa den forna vattenlinjens läge. Emellertid finnas (se tabell 5) en serie erosionsstrandlinjer, visserligen tillhörande sjöns avtappningsstadium, men dock tydligen bildade samtidigt. De på Akka och Noijevare äro nivellerade och visa en inbördes differens på 8 m., ett värde, som alltså är korrekt på metern. Avståndet mellan dessa lokaler är 18 km. Gradienten blir alltså enligt dessa värden 1 : 2 250.

Dock stämmer intetdera av dessa värden med den av J. H. L. Vogt (Schr. Senk.) beräknade gradienten för det strax i V belägna norska kustområdet, där han påvisat en olikformig nivåförändring av i det närmaste 1 : 1 000, ett värde som enligt Hoels iakttagelser t. o. m. synes vara för lågt (Vogt o. a. a., sid. 30). Emellertid är det sannolikt, att det under en stor del av istiden marginala norska kustområdet visar en större gradient än det inre av höglandet. Samma iakttagelse har även gjorts av Gavelin på den västligaste delen av Ume älvs flodområde, där gradienten närmast riksgränsen är 1 : 3 300 (Isdämda sjöar, sid. 98), medan den V om densamma uppgår till 1 : 900 (o. a. a., sid. 107). Enligt Gavelins undersökningar är även gradienten i förstnämnda område betydligt mindre närmast gränsen än längre österut (o. a. a., sid. 98). Detta kan även vara fallet i det av mig undersökta området, och härigenom skulle en del av förklaringen givas till att ett lägre värde av mig erhållits för hela sträckan Akka—vattendelaren, än för Akka—Noijevare, som blott utgör den östligaste delen av nämnda linje. För övrigt torde den av mig funna gradienten ganska väl överensstämma med den av Gavelin påvisade och även med de värden, som O. Sjögren erhållit i Torneträsk-området (Torneträsk).

Strandmärken härstammande från Vuojatädno-issjöns slutstadium.

Utom de ovan beskrivna strandmärkena hava sådana även påträffats på lägre nivåer. Så har jag funnit en kilometerlång strandlinje på nordsluttningen av Tuojepe vid Salojaure. Genom spegelnivellering mot det mitt emot liggande Noijevare och medelst tubsyftning därifrån bestämde jag dess nivå till 586 m.



Förf. foto. 9/7 1913.

Fig. 36. Erosionsstrandlinje vid mynningen av Sepirjokk, 579 m. ö. h.

Likaså fann jag på en kulle på Noijevares SO-sluttning i öppet läge en mycket vacker erosionsstrandlinje, utbildad huvudsakligen i blockmaterial. Dess fotlinje bestämdes genom spegelnivellering från Salojaure till 579 m. — På en kulle strax N om Sepirjokks mynning anträffades en vacker, cirka 200 m. lång erosionsstrandlinje, 3—4 m. bred och utskulpterad i grovt moränmaterial (se fig. 36). Den tubnivellerades till 579 m. — Vid den från Kårso kom-

mande bäcken 1 km. längre i O fann jag en strandlinje, som jag genom tubsyftning från nyssnämnda punkt fann ligga på samma nivå. — Strax nedanför det fall, som Sepirjokk bildar omedelbart före sitt utlopp, finnes en ackumulationsplatå, vars plan genom spegelsyftning befanns tillhöra samma nivå. På Åiveketjetjåkkos sydsluttning anträffades en svagt markerad strandlinje, vars nivå genom spegelsyftning från de nivellerade Kisuris-terrasserna fastställdes till 582 m. ö. h.

De sålunda uppmätta strandmärkena ligga alla lägre än lägsta passpunkten och måste sålunda anses härstamma från en tid, då issjön redan börjat dräneras österut, och dess yta till följd härav hunnit sänkas under de västliga passsen. De tillhöra alltså Vuojatädno-issjöns avtappningsstadier. Genom den i tab. 5 givna sammanställningen av dem torde framgå, att de äro fördelade på tvenne huvudnivåer, av vilka den översta markeras av Tuojepes och Njereks strandlinjer på respektive 586 och 592 meters höjd. Till samma nivå höra också de stora Kisuris- och Akka-komplexens nedersta vidsträckta plan, motsvarande en vattenlinje på 593 och 595 meters höjd. Den efter denna tid inträffade nivådeformationen mellan Akka och Tuojepe blir alltså 9 m., vilket ganska väl motsvarar de förut angivna värdena å densamma. — Anmärkningsvärt är emellertid, att de båda stora deltaplanen äro synnerligen jämna och visa synnerligen ringa lutning, ehuru särskilt det vid Kisuris är mycket vidsträckt (se fig. 34). Man torde därför vara berättigad till den slutsatsen, att ehuru issjön vid denna tid dränerades åt O, alltså genom den stora isbarriären eller åtminstone i anslutning till densamma, dess nivå dock var i ovanligt hög grad konstant. — Den nedre serien strandmärken omfattar nästan idel vackra, väl utbildade erosionsstrandlinjer mellan 579 meters höjd i V och 587 i O. De markera en senare enhetlig avtappningsnivå. Vid denna tid torde iskanten redan hava dragit sig tillbaka ett avsevärt stycke åt O genom den stora Luledalen; issjön hade sålunda brett ut

sig till denna och gör därför numera skäl för namnet Luleissjön, så mycket mera som den nu dräneras helt och hållet genom nämnda dal mot O samt icke längre är en fullständigt utan blott en ofullständigt isdämd sjö med ett stort utbredningsområde även inom högfjällszonen.

b. De östliga issjöarna — Lule-issjön.

De stora issjöarnas utbredning mot O bestämdes av den sista isdelarens och därmed av den sista istungans läge. Det är naturligtvis tänkbart, att detta oscillerat även under avsmältningstiden. Tyvärr torde dennas längd svårligen kunna beräknas för här behandlade område, emedan issjösediment så gott som fullständigt saknas ovanför de nuvarande sjöarnas ytor. Men detta torde just vara ett skäl att anse dem aldrig hava varit synnerligen mäktiga, vilket i sin ordning torde bero på att avsmältningen gått relativt hastigt. Det torde därför svårligen hava funnits tid för isdelaren till några längre förflyttningar efter den tid, då issjöarna uppstodo invid gränspassen. Emellertid har man naturligtvis ingen rätt att vänta, att det läge, som isdelaren med tillhjälp av de vanliga metoderna kan konstateras hava haft vid avsmältningstidens början, även i detalj skall hava bibehållits, ända tills issjöarna genombröto den sista såsom dödis kvarliggande istungan.

Isdelarens läge och isens rörelseriktning.

Åsikterna angående isdelarens läge i dessa trakter har under de senaste decennierna växlat betydligt.

Redan för 22 år sedan uttalade SVENONIUS, att isdelaren icke torde hava sammanfallit med fjällkedjans höjdaxel, utan att den låg O om densamma, och att blocktransporten utgått åt ömse håll från urbergsområdets västligaste del (se kartan i Berggr. i Norrb.). Längre fram upptogs denna mening av

HAMBERG, som 1906 kom till den slutsatsen, att isdelaren skurit över St. Lule vatten ungefär vid Kaltisluokte och därifrån framgått mot Skalkas västra del. (Lule älf, sid. 7). Samma år uttalade GAVELIN, att isdelaren legat minst så långt åt O som över östligaste delen av Saggat (Iakttagelser, sid. 167). Sedermera har HAMBERG ändrat sin mening därhän, att isdelaren under avsmältningstidens skede åter skulle legat över högfjällen och att isen från trakten av St. Sjöfallet skulle rört sig i sydostlig riktning (Isafsmältn., sid. 416). Ungefär samtidigt har GAVELIN på sin översiktskarta av år 1910 förlagt isdelaren något västligare än förut, nämligen över Jaurekaska, samt uttalat sin anslutning till HAMBERGS mening, för så vitt den rör Lilla Lule älvs dalgång (Isdämda sjöar).

Blocktransporten.

För frågan om isdelarens läge kan det a priori synas, som om just i dessa trakter studiet av blocktransporten borde bliva av värde, ty här gå formationsgränserna i stort sett parallellt med isdelarens sannolika huvudriktning. Vidare är växlingen av bergarterna ganska hastig från O till V i en zon, som ligger mellan isdelarens förmodade östliga och västliga läge. O om den östra glintlinjen förekommer nämligen Sjöfallssandstenen i ett så smalt bälte, att om isdelaren legat mitt över detsamma, någon transport av dess block åt båda hållen icke gärna kan tänkas hava inträffat. Förekomst av sandstensblock i det ena eller andra området torde därför angiva, att isdelaren varit belägen i det motsatta. Dessutom finnes strax O om Sjöfallssandstenen en smal zon av mycket lätt identifierbar porfyr, vars block likaledes böra kunna tjäna som tydliga ledblock.

Mina blockobservationer V om högfjällsområdet hava på grund av bristande tid icke kunnat bedrivas systematiskt. Jag får därför inskränka mig till att nämna, att block av Sjöfallssandsten även förekomma inom kölizonen ehuru med mot V avtagande frekvens. På öarna i Luoktanjarka upp-

träda de talrikt. På ett par ställen har jag vid stenräkningar funnit dem utgöra mera än 2 % av alla block. Ända uppe på toppen av Julletjåkko hava sådana anträffats. Så väl på de högre delarna av detta fjäll som på stranden nedanför detsamma funnos också block av röda östliga graniter och gnejser samt av den nyssnämnda porfyren. — I högfjällszonen är frekvensen av dylika östliga block mycket stor. På öarna i Alemusjaure såväl som på stränderna av denna sjö träffar man överallt block av Sjöfallssandsten. Den starka frekvensen av sådana vid sjöns NV-ände har t. o. m. föranlett SVENONIUS att framkasta den möjligheten att, sandstenen skulle vara anstående i de djupaste delarna av Alemusjaure (St. Sjöf. II., sid. 284). En sådan möjlighet, som skulle alldeles förrycka de slutsatser, man kunde draga av blocktransporten, torde emellertid av följande skäl vara alldeles utesluten.

1. Nämnda bergart är i hårdhet och motståndskraft jämförbar med syeniten, vilket framgår av att tröskeln vid Sjöfallet kunnat bibehållas trots den här säkerligen starka iserosionen. I Alemusjaures västra ända finner man, att dalbottnens motståndskraftiga partier bilda de upphöjda delarna av densamma i form av uddar, holmar och öar, medan de lösare skifferzonerna äro djupast eroderade och lämnat plats för sund och vikar. Skulle Sjöfallssandstenen anstå i bäckenet, borde den även höja sig över skifferzonerna och åtminstone på någon punkt gå i dagen. Funnes den i fast klyft i samma utsträckning som blocken på stränderna, så skulle f. ö. sjöbottnen sannolikt vara mycket jämnare än nu.

2. Av de bergarter, som med säkerhet anstå i Alemusbäckenet, finnas på sjöns stränder såväl som på öarna massor av flyttblock av ett par meters genomskärning och mera. Funnes Sjöfallssandstenen anstående, borde flyttblock av densamma finnas NV om den fasta klyften. Jag har emellertid icke anträffat ett enda block av nämnda bergart av sådan storlek, att det kunnat misstänkas hava sin moderklyft i närheten.

3. Block av Sjöfallssandsten förekomma lika talrikt vid Alemusjaures mellersta och östra delar som vid den västra. Deras frekvens är vidare lika stor omkring Vuoksajaure och Suorvajaure. Vid ingen av dessa sjöar har bergarten kunnat anträffas i fast klyft.

4. Blocken av bergarten i fråga finnas icke blott på dalbottnen utan även på de lägre dalsidorna till ett par hundra meters höjd. Ännu högre upp anträffas de även ehuru med avtagande frekvens, vilket ju är helt naturligt, då deras moderklyft vid östra glintlinjen ligger på låg nivå. Ännu på de högsta fjällslätterna förekomma de ej sällan. Så har jag funnit sådana av mera än 1 dm:s genomskärning vid foten av Svalaliesotjåkko på 1 000 m:s höjd. Dessa kunna icke hava sin moderklyft i Alemusjaure-sänkan.

5. På ingen punkt vid sjöns stränder består moränmaterialet i övervägande grad av Sjöfallssandsten, vilket däremot borde hava varit fallet, om bergarten anstode i närheten.

De talrika blocken av Sjöfallssandsten, som finnas kringströdda i dalgången och på stort avstånd från densamma uppe på bergplatåerna t. ex. på Luleå pårro, vid Maukojokk, nedanför Varetjåkko, bakom Karnilapakte, och i närheten av Stuoddajaure, måste alltså anses härstamma från ett område, vars västra gräns ligger ungefär över Sjöfallet eller endast ett par km. västligare. Denna uppfattning vinner ytterligare stöd däruti, att block av ännu östligare bergarter förekomma i icke obetydlig frekvens, nämligen av den O om sandstenen anstående porfyren samt av det stora östra urbergsområdets röda graniter och gnejser. Särskilt blocken av de sistnämnda två bergarterna äro icke ovanliga ens på 1 000 m:s-nivån. — Även i högfjällszonens östra delar träffar man dem. Så har jag funnit granit- och porfyrblock på Juobmo och på Nieras' östra sluttningar på 950 meters höjd liksom också sådana av Sjöfallssandsten. Det torde därför icke kunna betvivlas, att isdelaren under en period av istiden

varit förlagd över urbergsområdet, och att inlandsisen därifrån rört sig emot högfjällen.

Detta har också erkänts av olika forskare (GAVELIN, Isdelaren, s. 418; SVENONIUS, Yttrande, s. 419; HAMBERG, Geom. u. Quart., sid. 735), men man torde endast undantagsvis hava betonat den stora frekvensen i V av dessa block. HAMBERG hävdar emellertid numera (o. a. a.), att denna isrörelse mot V inträffade tidigare, och att isdelaren under avsmältningstiden flyttades mot V upp i högfjällen, samt att därifrån de stora dalgångarna fylldes med mot O glidande ismassor. Till stöd för denna uppfattning anföres bl. a. en blocktransport åt O, av vilken även otvivelaktiga spår finnas. GAVELIN har träffat sådana vid Lilla Lule älv (o. a. a.) och HAMBERG vid Stora Lule älv (Isavsmältn., sid. 416). Själv har jag funnit block av Sjöfallssandsten på stränderna av Langas ända ned till Jaurekaska och likaså på fjällen å ömse sidor om denna sjö t. ex. på Suppats, Tapmok och Svartevarats. Även på stränderna av St. Lule vatten anträffas dylika block, i V t. o. m. särdeles rikligt. Dock är att märka, att stränderna här delvis bestå av utsvämmat glacifluvialt material från den åsbildning, som stryker fram genom dalen från NV, och som innehåller rikliga mängder av sandstensblock. — Även på fjällen omkring nämnda sjö finner man dylika block t. ex. på Anutjåkko, Appovare, Nabrivare och framför allt på Valle, där de finnas i stor mängd, samt på Apakes. Som naturligt är, avtager frekvensen mot O. Dock finnas de ännu i Luleälvens dal vid Porjus, och HAMBERG har funnit sådana ända nere vid Sarkavare (Isafsmältn., sid. 416).

Det kan alltså icke betvivlas, att isrörelsen under en period utgått från området V om sandstenszonen i riktning emot O. Däremot kan man ej av det ovan anförda sluta sig till vilken blocktransport, som är den yngsta. Visserligen torde det få medgivas, att sandstensblocken såväl i dalgångarna som på fjällen äro märkbart, om också icke särdeles påfallande, talrikare O om sandstenszonen än V om densamma.

Men detta torde uppvägas av att, såsom också GAVELIN framhållit (Isdämda sjöar, sid. 10), de block, som äro flyttade mot landets lutningsriktning hava större beviskraft än de som flyttats i enlighet med densamma.

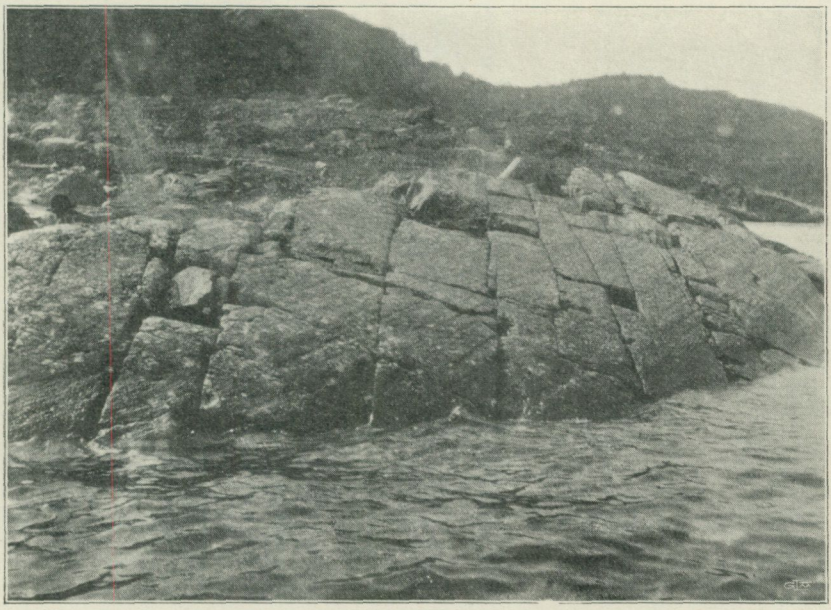
Nu anser HAMBERG, att under denna sista period av isrörelse mot O, från vilken dessa block härstamma, glaciärerna hava varit inskränkta till de större dalbottnarna, medan kringliggande höjder varit isfria (Geom. u. Quart., sid. 735). Men i så fall borde sandstensblocken i O huvudsakligen vara bundna till dalbottnarna, medan de i V däremot finnas ända till 700 m. över dessa, vilket senare är helt naturligt, eftersom den västliga isrörelsen pågick, även innan avsmältningen börjat. Men en sådan skillnad mellan de västliga och de östliga blockens höjdfrekvens finnes icke. Möjligen skulle man i stället kunna påvisa, att skillnaden mellan blockfrekvensen på fjällplatåerna och i dalbottnarna är större i V än i O. Som jag redan nämnt, förekomma ju sådana ganska talrikt på lågfjällsområdets toppar t. ex. på Valle och de övriga bergen längs St. Lule vatten. Men ännu längre österut har jag anträffat sådana block på bergens högre delar t. ex. på Vuosmavare och Stubba.

Vidare tala vissa förekomster av sandstensblock i närheten av den östra glintlinjen direkt emot, att en isrörelse mot O avslutat istiden. Jag har sålunda på Nieras' SO-sluttning funnit stora sandstensblock på en nivå av cirka 700 m. ö. h., liggande i ett så labilt jämviktsläge och på så exponerade lokaler, att det är fullständigt otänkbart, att de skulle kunnat kvarligga under en isrörelse från V. Marken, på vilken blocken ligga, består av morängrus, och detta utgöres till allra största delen av krossad Sjöfallssandsten. Nu måste detta härstamma från Vietusjokks dalgång i O, varest sandstenen anstår, och det skulle omöjligen kunnat kvarligga på de nuvarande lokalerna, om efter dess bildning en isrörelse från V försiggått. Ty även om under en sådan endast dalbottnen täckts av is i trakten av nedre Langas och St. Lule vatten, så måste dock i hög-

fjällen, varifrån dessa långa istungor utgingo, icke blott dalbottnarna utan även större delen av fjällmassiven hava varit nedisade.

Rundhällarnas och räfflornas vittnesbörd.

Som jag å tabell 3 visat, varierar räffelriktningen i Luledalens översta del mellan V 10° N och V 28° N. Denna rörelseriktning torde isen i stort sett hava företett även i Ale-

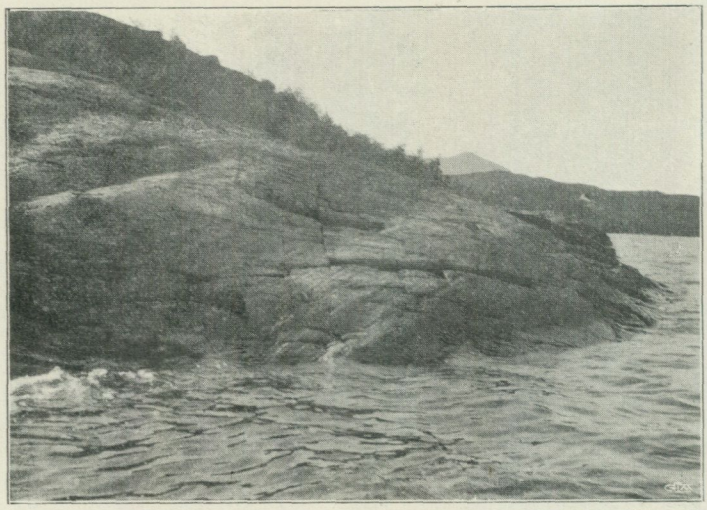


Förf. foto. 9/7 1912.

Fig. 37. Häll med stötsida och räfflor. N om Järtajaureälvens norra utlopp i Kårtjejaure. Bergarten med syenitens typiska sprickriktningar.

musjaure-området. Räfflorna äro dock här ganska sällsynta, tydligen på grund av att den typiska grova syeniten är ogynnsam för deras bevarande. Endast där denna ersättes av finkornigare varieteter, har man utsikt att finna bevarade sådana. De räfflor som finnas äro även där vanligen grova, långa och mycket vittrade. De tillhöra alltså morfologiskt den kategori av räfflor, som G. Frödin nyligen kallat äldre (Jämtl. Sengl. Geol., sid. 4). Först vid Stuodajokk på 675

meters höjd har jag även anträffat korta och fina räfflor, jämförbara med nämnda författares yngsta typ. De avveko med 11° från det äldre systemets riktning. — Men om också räfflorna i denna trakt äro relativt sällsynta, erbjuder det dock ingen svårighet att fastställa isrörelsens huvudriktning, ty glaciärslipade hällar äro ganska allmänna. Vid stränderna av Suorvajaure t. ex. uppträda ett antal sådana. Ungefär 1 km. V om sjöns utlopp (Lilla Sjöfallet) finnes sålunda i sjön en klippa med vacker stötsida mot SO.



Förf. foto 25/7 1910.

Fig. 38. Glaciärslipad häll med räfflor. S om Järtajaureälvens utlopp i Kårtjejaure.

Vid Kårtjejaure, på övergången till de östra siluriska skiffrarna, blir bergarten finare och räfflorna därför bättre bevarade. Så fann jag på udden N om mynningen av Järtajaures norra avloppsälv en häll med vacker stötsida mot SO. De långa kraftiga räfflorna hade riktningen V 40° N (se fig. 37). Något längre söderut har en annan dylik anträffats med en räffelriktning av V 48° N (se fig. 38). — På Nieras' mot Vietusjokk vända sida finnas mycket talrika hällar, vända mot SO, särskilt O om passet mellan Nieras och Ebbatjåkko. Där anträffades på en höjd av 700 m. ett flertal vackra hällar med jämförelsevis korta och mycket fina

räfflor med riktningen V 45° N. De torde därför kunna tolkas såsom tillhörande ett yngre system. Emellertid finnas dylika bevis för en västlig isrörelse på ännu östligare lokal, nämligen på den 600 m. höga platå, som utbreder sig mellan Juobmotjåkko och Langas. Där påträffades ett flertal hällar dels av syenit, dels av en mörk diabasliknande bergart. Stötsidorna voro vända mot SO, och räfflorna löpte i riktningen V 31° N.

Av tabell 3 (sid. 105) framgår alltså, att isrörelsen i Luledalens östra del av högfjällszonen fortfarande gått mot NV, men att dess riktning var 20—25° mera mot N än på andra sidan Lilla Sjöfallet. Detta sammanhänger uppenbarligen med att dalgångens huvudriktning från mitten av Suorvajaure är en annan. Tydligen har detta influerat på isrörelsen även på en höjd av 300 m. över dalbottnen (jfr Stuodajokk och Nieras i tabellen). — Ända till den östra glintlinjen saknas på hällarna varje spår av isrörelse från NV.

Nu anför emellertid HAMBERG, att blockförekomsterna i högfjällen visserligen angiva en västlig rörelseriktning, men att »Die Schrammen der Rundhöcker ergeben ein ganz anderes Resultat» samt »An St. Sjöfallet beweisen sowohl die Schrammen der Felsen als die Biegung der Endmoränen, dass im grossen Tale des St. Lule vatten ein Eisstrom in südöstlicher Richtung sich bewegt hat». (Geom. u. Quart., sid. 735—736). Genom vad jag ovan anfört, torde emellertid omedelbart inses, att detta påstående ingalunda motsvarar de verkliga förhållandena. Såväl i själva dalbottnen helt nära Sjöfallet som på 300 meters höjd över densamma O om nämnda plats finnas de tydligaste bevis för en isrörelse mot V. Jag får visserligen tillägga, att på själva den klipptröskel, som löper tvärs över dalgången vid St. Sjöfallet inga vare sig verkliga stötsidor eller ännu mindre räfflor blivit bevarade. Sannolikt hava sådana även ursprungligen varit mycket sällsynta, ty Sjöfallssandstenen är mycket hård och i hög grad genomsatt av sprickor, och såsom HOBBS framhållit, yttrar sig ise-

rosionen på en sådan berggrund huvudsakligen såsom ett bortslitande av partier längs sprickplanen (Char. Ex. Glac., sid. 61). Men om också rundhällar i egentlig mening saknas, så faller det även här ganska snart i ögonen, att en avjämning av berggrunden ägt rum från SO. Bergytornas allmänna form på ryggens sydöstra sluttning överensstämmer med stötsidan av en rundhäll. Flerstädes skulle man erhålla en sådan vänd mot SO, om ett plan lades genom ytterkanterna på bergytornas ojämnheter. — Även berggrunden vid själva Sjöfallet anger alltså en isrörelse från SO.

Härmed vill jag dock ingalunda hava yttrat mig om, huru isrörelsen förhållit sig i det längre i SO belägna Sarek, vilket ligger utanför mitt undersökningsområde. Det är ju dock icke otänkbart, att en jämförelsevis utbredd glaciation där existerat, vilken varit senare och gått i annan riktning än den, som inregistrerats i Luledalen och dess omgivningar. För trakten närmast S om Alleb Kirkao håller jag sådant t. o. m. för mycket möjligt. Visserligen har jag under mina exkursioner därstädes icke lyckats anträffa den häll med spår av isrörelse från NV, som HAMBERG enligt muntligt meddelande där anträffat, men jag har heller icke kunnat finna några påtagligare bevis för en sådan i motsatt riktning. Tvärtom påträffades S om nämnda fjäll på en höjd av 650 m. ö. h. ett par hällar, som syntes uppvisa stötsidor mot VNV. De voro dock icke särdeles väl utbildade och saknade räfflor, och jag skulle därför icke ens hava räknat dem till detta slags bildningar, såvida jag icke haft kännedom om HAMBERGS ovan relaterade iakttagelser i det närbelägna Sarek. Det skulle i stället hava legat mig närmast till hands att uppfatta dem såsom skenbara eller falska stötsidor, uppkomna genom syenitens svagt mot V eller NV fallande parallellstruktur. Sådan är ju ganska allmän i syenitområdet (se HAMBERG, Gest. u. Tekt., sid. 711) och GAVELIN har från Kvikkjokks fjälltrakter anfört fall, då densamma givit upphov till skenbara stötsidor vända mot NV (Iakttagelser, sid. 142). Liknande företeelser hava av G. FRÖDIN uppmärksammats i

västra Jämtland (Jämtl. Sengl. Geol., sid. 3). Det synes mig åtminstone sannolikt, att dylika geotektoniska förhållanden kunnat bidraga till att stötsidor och kanske även räfflor från en äldre isrörelse kunnat bibehållas eller möjligen till att på en mera jämn bergsterräng hällarnas läsidor kunnat erhålla en svag avslipning genom den överglidande ismassan.

Om räffelriktningen i Langasområdets högfjällszon alltså utvisar en isrörelse mot NV, så har det däremot varit omöjligt att erhålla några säkra spår av isrörelsen längre i SO. Icke ens några tydliga stötsidor hava där kunnat iakttagas. Jag har förgäves genomsökt hela fjällryggen på norra sidan om sjön mellan Juobmotjåkko och Jaurekaska och även stora delar av fjällområdet S om Langas samt flerstädes genom grävning avtäckt den fasta bergytan men aldrig lyckats upptäcka några spår av glaciärskulptur på densamma. Delvis torde denna brist bero på att de östliga graniterna och gnejserna äro föga lämpade att bevara dylika företeelser. De förete t. o. m. på ett par dm:s djup under jordytan en ojämn, ofta i flata block sönderfallen yta. Eller också kan förhållandet sammanhänga med den av GAVELIN meddelade iakttagelsen att stöt- och läsidor flerstädes i Lappland förefalla att vara dåligt utbildade i närheten av isdelaren. (Iakttagelser, sid. 142.) Den enda antydan om glaciärskulptur, som jag lyckats upptäcka, voro ett par $^1/_2$ m. långa räfflor på en häll SO om Pietnesluokte i närheten av fjällplatåns kant. De hava riktningen O 10° N—V 10° S, men då stötsidor fullständigt saknades, var det omöjligt att fastställa i vilkendera riktningen isen rört sig. Eventuellt stå räfflorna i samband med den här nedan skildrade östliga glaciationen på Langasdalens NO-sida, varifrån den någon tid kan hava nått fram hit.

Det första tydliga beviset för en isrörelse mot O träffades på fjället Anutjåkko vid Jaurekaska på en höjd av 720 m. ö. h. Där anstår på ett litet område en grönsten, som visar hällar med tydliga stötsidor mot NV och korta, jämförelsevis väl bevarade räfflor i riktningen O 55° S. Längre österut

uppträder ånyo urberg med samma skrovliga yta, där glaciärskulpturen saknas. Men 2 km. NV om Ålloluokte vid St. Lule vatten finnes ännu ett litet grönstensområde, i det holmar och uddar av diorit här och där uppträda i sjön. Dessa uppvisa flerstädes vackra stötsidor mot NV. På en holme emellan Nabriudden och Kårtevare finnas även tydliga räfflor från detta håll. (Se tab. 3.)

De ovan meddelade uppgifterna om rundhällarna och och räfflorna i Luleområdet torde alltså ådagalägga, att isdelaren vid deras utbildning var belägen mellan Juobmotjåkko och Jaurekaska d. v. s. O om den östra glintlinjen, och om man jämför detta med vad som anförts angående blocktransporten, måste den åsikten ligga närmast till hands, att de mot V flyttade blocken utmärka den sista isrörelsen, ty härvidlag måste stötsidornas vittnesbörd anses utslagsgivande.

Moränbildningarna i Langasområdet.

I Langassänkans nordvästra del finnas vissa moränbildningar, som kunna tjäna till ledning vid bedömandet av den sista isrörelsens riktning. Omedelbart nedanför branten mellan Luleb Kirkao och Kaska Kirkao uppträda långa åsformiga ryggar, 8—10 m. höga, med branta sidor och bestående av löst skarpkantigt material. De äro tydligt skilda från rasmarken vid dalsidorna och alltså fullt självständiga bildningar samt torde knappast kunna uppfattas som annat än sidomoräner. De löpa emellertid icke överallt parallellt med dalsidan utan visa här och där en tendens att mot NV stryka ut över dalbottnen, vilket antyder, att den glaciärtunga, vid vars kant de avsatts, avtagit i bredd från SO mot NV och alltså rört sig i sistnämnda riktning. — På ett ställe uppträda dessa ryggar på tvenne inbördes parallella rader. — På motsatta sidan om sjön NV om Tarvasvarats finnas även åsformiga ryggar ehuru av annan typ. De torde få uppfattas som drumlinsbildningar. Dylika av mera storartad karaktär finnas högre upp på samma

sida på de bergåsar mellan Tarvasvarats och Juobmotjåkko, som gå under namnet Tuolpavarats. På dessas kammar, som bestå av syenit, finnas stötsidor vända mot SO men utan tydliga räfflor. På läsidorna mot NV finnas väldiga blockmassor, som fortsätta på samma nivå som kammarna i denna riktning. De äro tydligen ett slags drumlins, som avlagrats därstädes av en från SO kommande inlandsis och omöjligen skulle kunnat kvarligga därstädes under en senare från motsatt håll kommande glaciation.

Vid Saltoluokte finnas ändmoräner strykande ut i sjön från den södra stranden ungefär i nordlig riktning. Dock synes det vara svårt att av deras form sluta till riktningen av den istunga, vid vilken de avlagrats, ty större delen av dem ligga på sjöbottnen och sannolikt begravna under det senare utsvämmade materialet från de närbelägna issjöterrasserna.

Ändmoränerna vid Koinosatjåkko. I sin framställning av strandlinjerna vid Langas omnämner SVENONIUS »i Koinosatjåkkos sluttning mot Langasjaur oerhörda rullblockmassor, som möjligen, ehuru ingalunda tydligt, kunna inordnas i 6—7 terrasser — — —» (St. Sjöf. I., s. 553). Dessa bildningar fängsla genast uppmärksamheten, då man på sjön nedanför passerar stället ifråga. De te sig som väldiga grå fläckar på den i övrigt barrskogsklädda mörkgröna fjällsluttningen. Emellertid finnes det ingenting i deras utseende, som på detta avstånd kan föranleda åskådaren att uppfatta blocken såsom rullade eller på något sätt terrassformigt ordnade. Vid en närmare undersökning på platsen fann jag också, att denna min uppfattning bekräftades. Blocken äro skarpkantiga och deras storlek är betydlig — ofta mera än 2 m. i diameter (se fig. 39). Ingen som helst sortering av dem förekommer. De äro visserligen otydligt ackumulerade i tvenne vallar, men dessa äro ingalunda bundna till en viss nivå, i det att den nedre, såsom man redan från sjön kan iakttaga, beskriver en uppåt öppen båge. Mellanrummet mellan de båda vallarna är likaledes fyllt av mängder av dylika stora block, vilka helt och hållet täcka marken. Den lägsta nivå, till vilken

den nedersta blockvallen når, är 410 m. ö. h. Något längre åt V stryka båda blockvallarna uppför dalsidan upp på den ovanför liggande platån. Häruppe intaga blockmassorna en bredd av bortåt 1 km. från O till V, och här uppträda utom de båda nyssnämnda vallarna ett antal nya, som ligga O om de förra. Allesamman bilda på platån V om Koinosatjåkko ett flertal bågböjda, i stort sett koncentriska ryggar,



Förf. foto 19/6 1913.

Fig. 39. Parti av blockmassorna på Koinosatjåkkos sluttning mot Langas.

bestående av grova block och därför nästan påminnande om raserade stengärdesgårdar. Mellan dem finner man stundom små erosionsrännor, och rätt ofta är berggrunden därstädes frispolad. Det är tydligt, att ansenliga vattenmassor en gång runnit fram mellan vallarna ned mot sjön. Dessa löpa upp mot vattendelarens lägsta punkt mellan Juovapokvarats[1] och Koinosatjåkko. Här uppe tränga de ihop sig till två à tre ryggar, som här på en nivå av 577 m. ö. h. hava huvud-

[1] Lär betyda Stenberget.

riktningen SSV—NNO, medan de på dalsluttningen mot Langas stryka från SO—NV. Den östligaste har på passpunkten en höjd av 20 m. över marken (se fig. 40).

Av det ovannämnda torde framgå, att blockvallarna omöjligen kunna vara strandlinjer, dels på grund av materialets beskaffenhet, dels till följd av sitt läge, då de ju stryka från lägre nivå till högre i markens lut-



Förf. foto. 19/6 1913.

Fig. 40. Östligaste ändmoränbågen mellan Juovapokvarats och Koinosatjåkko på passpunkten mellan Langas och Satisjaure.

ningsriktning. De torde i stället vara synnerligen typiska och vackert utbildade ändmoräner. De bilda en hel serie av i stort sett koncentriska cirkelbågar på ungefär 90°, vilka äro öppna mot O och alltså bildade vid kanten av en glaciär, som rört sig från högplatån mellan Kåberåive och Koinosatjåkko. De olika sinsemellan parallella moränvallarna markera olika stadier av istungans tillbakaryckande. Att de tränga ihop sig mellan Juovapokvarats och Koinosatjåkko på två linjer, beror på att glaciären här hämmats i sin rö-

relse genom motlutningen från förstnämnda fjäll. De under avsmältningstiden betydliga mängderna av smältvatten böra hava runnit innanför moränväggarna, vinkelrätt mot isens rörelseriktning utför högplatån ned mot Langas. Men eftersom moränerna här böja av mot O i sjöstrandens riktning tvungos vattenmassorna att över dem söka sig väg mot sjön. Detta är orsaken till att här endast det grövsta materialet finnes kvar, medan det övriga spolats ned i Langas, som här till hälften av sin bredd är ovanligt grund (se kartan, tavl. 9). Endast på passpunkten mellan Langas och Satisjaure, där smältvattnet svårligen kunnat uppträda i nämnvärd mängd, bibehöllo moränvallarna sin ursprungliga sammansättning åtminstone i de övre delarna (se fig. 40).

Ändmoränerna vid Koinosatjåkko torde berättiga till följande slutsatser.

1) Deras mot O öppna koncentriska bågar visa, att vid istidens slut en glaciär här funnits med rörelse mot V. Någon senare glaciation i motsatt riktning är otänkbar på denna punkt, emedan moränvallarna ej skulle kunnat bibehållas under en sådan.

2) Vidare är det tydligt, att denna ismassa icke kunnat utgöras av någon kvarliggande isrest eller dödis, ty de stora väl utbildade vallarna giva vid handen, att isrörelsen varit mycket kraftig. På grund av de förut nämnda räfflorna och de mot V vända stötsidorna på Anutjåkko vid Jaurekaska skulle man emellertid nödgas antaga, att isdelaren legat mellan denna plats och det här beskrivna systemet av ändmoräner, och det kan ju verka överraskande, att glaciären endast 5 à 6 km. från isdelaren kunnat utveckla en så energisk verksamhet, att den hopskjutit dylika mäktiga kilometerlånga vallar. Emellertid finnas exempel på ett dylikt förhållande även från andra trakter. GAVELIN omtalar nämligen, att ändmoräner ofta med ganska storartad utveckling iakttagits strax intill och ända uppe på den forna isdelaren (Isdämda sjöar, sid. 11) och omnämner flera sådana fall från Pite lappmark, iakttagna av AND. HOLMGREN (Studier), F. SVENONIUS och R. LIDÉN.

Dylika ändmoräner omtalas av TANNER, och han anser dem härröra från »lokala utsvällningar hos vissa lober i den i avsmältning stadda inlandsisens bräm och ingalunda avspegla några avsevärda klimatiska tillståndsväxlingar» (Landisen, sid. 211).

3) Inlandsisens bräm hade på högslätten V om och nedanför Koinosatjåkko karaktären av en platåglaciär. På sluttningen mot Langas uppträdde den däremot som en hängglaciär, som emellertid icke nådde ned till dalbottnen. Langasdalen var alltså samtidigt isfri på denna punkt. Att inlandsisen sålunda först lämnade den djupa dalgången, medan den ännu kvarlåg på de angränsande platåerna, strider mot vad man förut stundom ansett såsom troligast (HAMBERG, Geom. u. Quart., sid. 736; GAVELIN, Isdämda sjöar, sid. 11). Om de sannolika orsakerna till detta förhållande, se sid. 186. Att Langasdalens botten samtidigt skulle hava hyst en glaciärtunga, som rört sig i motsatt riktning mot den här omnämnda, är naturligtvis teoretiskt icke alldeles omöjligt, men i realiteten synnerligen osannolikt, emedan det förutsätter att samtidigt tvenne isdelare och inlandsisar funnits.

Strandlinjer bildade i nunatakksjöar och lokala issjöar.

Det har ovan påpekats, att då vid avsmältningstidens början de högsta topparna begynte skjuta fram ur ismanteln, nunatakksjöar bildades mellan dem och ismassan, vilka senare utvidgades till större lokala issjöar. Det är därför att vänta, att de högsta strandmärkena skola anträffas i de högsta fjällområdena. I kölizonen, där fjällen visa en relativt obetydlig höjd, har jag ej funnit strandlinjer på högre nivå än 700 m. GAVELIN omtalar sådana från den västra glintlinjen med en höjd, av 880 m. (Iakttagelser, sid. 156). — I högfjällsområdet med dess stora absoluta höjd kan man dock vänta att finna strandmärken på högre nivåer. HAMBERG har också i Sarek funnit ett stort antal sådana på mera än 1000 meters höjd. Den högsta av honom hittills omtalade strandlinjen ligger på en nivå av 1 260 m. ö. h. (Sarjek, sid. 37).

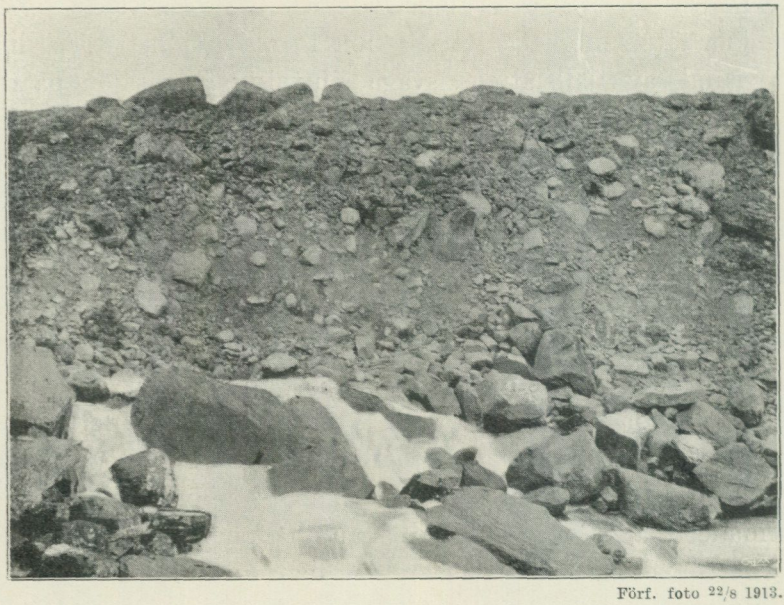
Då såväl medel- som maximihöjden i det område, där jag ar-

betat, är lägre än i Sarek, har jag ej funnit strandmärken på fullt så hög nivå. De högsta ligga på övre kanten av den fjällslätt, som utbreder sig nedanför Svalaliesotjåkko. Vid nedre ändan av den djupa dalgång, som klyver nämnda fjällmassiv i tvenne hälfter, och på fjällslätten nedanför densamma finnes en hel serie av ändmoräner, av vilka de lägsta ligga ett 20-tal m. under 1000-meters nivån. De visa, att den glaciärtunga, som från det bakom liggande stora firnområdet omkring Kallaktjåkko skjuter ned i norra delen av nämnda dalgång, en gång sträckt sig ända hit d. v. s. c:a 200 m. lägre. På östra sidan om dessa ändmoräner finnas på fjällslättens överkant ovan nämnda strandmärken i form av små strandvallar, som jag barometeravvägt till 1 017 meters höjd. — Av särskilt intresse är, att de löpa ut på en del av ändmoränkullarna. HAMBERG omnämner, att liknande fall förekomma i Sarekområdet (Sarjek, sid. 42; Geom. u. Quart., sid. 743), och han påpekar med anledning härav, att någon nämnvärd klimatförsämring, beledsagad av en betydligare framryckning av glaciärerna, alltså icke kan hava ägt rum efter de isdämda sjöarnas tid, d. v. s. efter den förra delen av avsmältningstiden; förhållandena i Luleområdet bekräfta alltså denna slutsats. Emellertid måste det ju förefalla egendomligt, att under avsmältningstidens första skede, då högfjällszonen både i O och V ännu omgavs av vidsträckta isfält, och de stora dalgångarna till ett djup av mera än 600 m. täcktes av inlandsisen, de smärre topp-glaciärerna icke ens nådde 200 m. längre ned än nu. HAMBERG anser detta visa, att klimatet på de högre nivåerna vid denna tid varit ungefär detsamma som nu. (Sarjek, sid. 43.) Denna slutsats torde dock vara alltför generell. Fenomenet torde väl kunna förklaras huvudsakligen genom att luftfuktigheten och nederbörden måste hava varit mindre än nu till följd av att luftströmmarna på sin väg mot högfjällen avkyldes mot de vidsträckta isfält, som de hade att passera, varvid de måste hava berövats större delen av sin vattenmängd. Vid ankomsten till högfjällszonen torde deras

relativa luftfuktighet hava ytterligare minskats på grund av uppvärmning framkallad genom insolation i de isfria fjällpartierna. En sådan uppvärmning kan mycket väl hava ägt rum, utan att områdets temperaturförhållanden varit desamma som nu. Även vid kallare klimat än det nuvarande torde därför de lokala glaciärernas gräns kunnat ligga högre, på grund av att luftfuktigheten varit så mycket ringare.

På lägre nivå än föregående lokal, nämligen 939 m., anträffades smärre gruskullar av skiktat material. De torde beteckna ett senare stadium i den lokala issjöns utveckling. På grund av fjällslättens svaga sluttning bör issjön på det tidigare stadiet kunnat hava en ganska ansenlig bredd. Efter vattenytans sjunkande blev den i så fall smalare, emedan glaciären nog icke samtidigt förlorade så mycket av sin bredd. Slutligen kvarstodo längs iskanterna endast långa och smala nästan flodliknande issjöar. De stundom ganska framträdande terrasser, som finnas på de branta sluttningarna mot Alemusjaure, äro avsatta i dem. De flesta av dem äro deltakäglor, och karakteristiskt för dem är, att deras utsträckning längs dalsidorna vanligen är obetydlig, i det att de huvudsakligen uppträda i bäckarnas omedelbara omgivningar. Sällan eller aldrig finner man, att deras plan, som ofta äro vackert utbildade, på större avstånd från bäckarna motsvaras av tydliga erosionsstrandlinjer, vilket man ju skulle vänta, om bildningarna vore avsatta i sjöar med avsevärd bredd (Gavelin, Isdämda sjöar, sid. 14). Denna synes alltså hava varit obetydlig. Å andra sidan hindrar naturligtvis icke detta, att ackumulationsterrasserna kunna vara ganska ansenliga. Vid Suolokajokk finnas ett par dylika, av vilka den nedre på en höjd av 761 m. ö. h. uppvisar ett avstånd av 35 m. mellan planets över- och nederkant. Materialet i dem är ofta mycket grovt och endast ofullständigt sorterat (se fig. 41). I distalbranterna förekomma dock stundom små erosionslinjer med frispolade och något svallade stenar i fotlinjen. Det får dock betecknas som ovisst, huruvida de uppstått genom vågrörelsen eller genom lateral strömerosion.

De övre ackumulationskäglorna äro vanligen mera oregelbundna än de nedre. De förra äro ofta lika korta som breda och ligga ordnade i sicksack uppifrån och ned, vilket antyder, att de äro avsatta intill en relativt hastigt sjunkande vattenyta. De nedre bilda däremot i regel sammanhängande plan på flera hundra meters längd och ofta med avsevärd bredd. Detta torde visa, att sjöns yta vid deras bildning haft en mera konstant nivå. Till samma slutsats kommer



Förf. foto 22/8 1913.

Fig. 41. Suolokajokks skärning i deltakägla på 761 m:s höjd.

man genom att jämföra strandmärkena vid en och samma dalsida. De äro som nämnt att finna vid de större bäckarna, och man märker då (se tab. 6), att de högsta strandlinjerna på samma sida t. ex. de vid Sautjasjokk, Suolokajokk och Maukojokk icke kunna parallelliseras med varandra. De torde därför vara bildade i lokala issjöar, som icke haft inbördes sammanhang. Däremot finner man en ganska god överensstämmelse på de lägre nivåerna. Sautjasjokks 753-meters terrass torde mycket väl kunna vara avsatt under samma vattenyta som Suolokajokks på 761 och Maukojokks

på 762 m. Differenserna bero sannolikt på den olikformiga nivåförändringen. Likaså överensstämma Suolokajokks nedersta på 712 m. ö. h. med Maukojokks på 714 m.

På motsatta dalsidan upprepas samma förhållande. Där uppträda vid Stuodajokk åtskilliga korta, kägelformiga ackumulationer på växlande nivåer. Men nedanför dessa finnes på 716 meters höjd en kilometerlång erosionsstrandlinje, som snarast torde böra betraktas som en strandvall av sand, uppkastad på de jämförelsevis starkt sluttande blockbranterna. När den når fram till Stuodajokk, breder den ut sig till en vacker 15—20 m. bred ackumulationsplatå. Samma företeelse möter man vid Kuoksetbäcken, som kommer från fjällslätten mellan Akka och Stuor Attjek. På själva kanten av fjällplatån på en höjd av cirka 800 m. ö. h. utbreda sig detritus-massor till anmärkningsvärt omfång. De äro samlade på tvenne platåer, av vilka den överstas nederkant barometeravvägts till 800 m. Därefter vidtager en terrassbrant, vid vars fotpunkt på 795 meters höjd ett nytt plan begynner. Det är cirka 70 m. brett och översållat av grova rundade block. Dess nederkant är otydlig men torde ligga på 788 meters nivå. I bäckens ända till 15 m. djupa skärning ser man, att ackumulationen innehåller kolossala massor av block, som hålla ända till 2 m. i genomskärning. — Bildningar av samma omfattande dimensioner finner man dock ingenstädes vidare på samma nivå. Längre ned, 715 m. ö. h., träffas i stället en 2 km. lång erosionsstrandlinje, f. ö. synnerligen svagt utvecklad och här och där t. o. m. omärklig i terrängen samt endast identifierbar på grund av markens sammansättning av svallad sand. Liksom den vid Stuodajokk breder den vid bäckarna ut sig till små plan. Den ligger också på samma nivå som den senare och torde alltså få anses hava uppkommit under samma issjöyta (se tab. 6).

Frågan blir då om dessa nivåer på de båda dalsidorna tillhörde en och samma issjö. Den obetydliga höjdsskillnad, som jag funnit mellan dem, skulle ju kunna bero på felmätning, eftersom bristande tid har tvingat mig att vid dessa avväg-

ningar använda barometer. Men om issjön intagit Alemusdalen i hela dess bredd, så skulle erosionsstrandlinjerna säkerligen varit talrikare och betyligt bättre utbildade. Om vidare Alemusbäckenet vid denna tid varit isfritt, så borde isen även hava lämnat de västliga dalgångarna och issjön i Alemussänkan alltså sammanhängt med de västliga issjöarna samt utgjort en del av dessa. Men i V finner man så gott som aldrig strandmärken på så höga nivåer som de här omnämnda lägsta strandlinjerna vid Alemusjaure. Dessa torde därför få anses hava uppkommit i marginala issjöar, medan ännu dalglaciären från genombrottsdalen sköt fram i köliområdet.

Tabell 6.

Strandmärken efter lokala issjöar i högfjällsområdet. På grund av bildningarnas lokala natur har det ansetts tillräckligt att utföra höjdbestämningarna med barometer.

Lokal	Nivåer.							
	Fullständigt lokala					På samma dalsida inbördes jämförbara		
Nordöstra dalsidan								
Foten av Svalaliesotjåkko . . .	1 017;	939						
Sautjasjokk				790		753		
Suolokajokk		814		779		761	725	712
Maukojokk		829		808	806	762		714
Laksejokk o. Nieras	808	753	729	680	643			
Sydvästra dalsidan								
Sluggajokk		675		664	656			
Stuodajokk		777	742	719				716
Kuoksetjokk	810	795						715

Det blir därför också synnerligen svårt att med hänsyn till åldern jämföra dessa bildningar med de västligare. Sannolikt hava de dock varit ungefär samtidiga med de lokala issjöarna vid Kisuris och Akka.

Issjöarna i Laksejokks dal. I den flacka, tämligen djupa dalgången NV om Nieras finnas mycket vidsträckta issjöbildningar. På en höjd av 808—815 m. uppträder en utbredd ackumulationsplatå i dalens norra del, och bäckens skärningar i materialet visa, att detta täcker bottnen till så avsevärt djup, att bildningen väl gör skäl för benämningen dalfyllnad. Platån fortsättes på de västra och östra dalsidorna av en stundom ganska tydlig erosionsstrandlinje. Denna motsvaras av en mycket tydlig och vacker sådan på Karnilapaktes och Råssevares branter. Det är alltså uppenbart, att en mycket vidsträckt lokal issjö här existerat, uppdämd mellan dalgångens högre sidor och den från SO kommande glaciären i Suorvabäckenet. Nedanför dessa strandlinjer finnes i samma dalgång en serie andra, nämligen dels en liten erosionsstrandlinje på 753 m:s nivå, vid bäcken utsvälld till en liten platå, dels ett helt strandlinjelandskap, bestående av rester av erosionsterrasser och deltaplatåer. Det lägsta planet därstädes ligger på 729 m:s höjd. Längre ned finnes även ett ackumulationsplan med ganska ojämn och blockbeströdd yta. Det är cirka $1^1/_2$ km. långt och ett par hundra m. brett samt genomskuret av bäcken till 20 m:s djup. Vattenlinjen torde hava legat på 680 meters höjd. — Slutligen anträffas på 643 meters nivå ett 100 meter brett ackumulationsplan, som nu dock är sönderskuret av bäcken.

Liksom dessa strandmärken bildats i en marginal issjö så förhåller det sig säkerligen också med de vackra deltabildningar, som utbreda sig omkring Sluggajokk strax ovanför dennas utflöde i Rissajaure. De bestå av en hel serie av ackumulationsterrasser, fördelade på ett flertal nivåer. Genom spegelsyftning från dalens motsatta sida och barometeravvägning från den närbelägna Petsaure bestämdes den nedersta terrassens nederkant till 664 m. ö. h. I den nedanför belägna distalbranten finnes ett på långt håll synligt erosionshak på 656 meters höjd. Terrassen ovanför den nedersta ligger på en nivå av cirka 675 m. De högre upp belägna terrasserna har jag icke haft tillfälle att avväga. —

Den marginala issjö, i vilken dessa strandmärken bildades, torde möjligen hava existerat redan på den tid, då Alleb Kirkao ännu överskreds av den stora från O kommande dalglaciären.

Lule-issjön och dess strandmärken.

Allteftersom den stora dalglaciärens bräm på grund av avsmältningen drog sig tillbaka från den västra glintlinjen österut, trängde den västliga issjön in i genombrottsdalen, och sålunda bildades småningom Lule-issjön. Huru hastigt detta ägde rum har icke kunnat fastställas. Några strandlinjer tillhörande Salojaurepassnivån hava emellertid icke kunnat anträffas i genombrottsdalen. Detta kan dock möjligen bero på att dess sidor på denna nivå äro synnerligen otjänliga för utbildningen av strandmärken. De äro nämligen synnerligen branta, och fasta berget är mångenstädes frispolat. Vidare har jag naturligtvis icke hunnit med att genomsöka mera än en del av det vidsträckta dalområdet, utan jag har måst inskränka mig till att undersöka de för strandlinjernas utbildning lämpligaste partierna. Terrängen är därtill nästan överallt synnerligen oframkomlig, och otjänligt väder hindrade mig vid min vistelse i dessa trakter att medhinna vad jag önskat. Ifrågavarande nivåer äro dessutom flerstädes i Alemus-området belägna i ofta tät lövskog, varför terrängens egendomligheter där ej framträda på avstånd. Det är sålunda tillsvidare omöjligt att fastställa, huru långt mot O iskanten hunnit att draga sig tillbaka, innan issjön började dräneras mot O och till följd därav småningom sänka sin yta under den lägsta passpunkten i V. Skulle mot förmodan inga spår av strandmärken kunna anträffas i Luledalen i nivå med nämnda passpunkt, torde detta berättiga till den slutsatsen, att Vuojatädno-issjöns yta redan sänkts under passpunkten, innan något parti av Luledalen blev isfritt. Men a priori är ju denna eventualitet ytterst osannolik, ty förutsättningen för att sjön skulle kunna dräneras mot O och därigenom dess nivå sänkas är

väl, att den dämmande isvallen först avtog i bredd och mäktighet.

Den inträdande östliga dräneringsriktningen framkallade emellertid en sänkning av issjönivån, vilken icke fortgick vare sig kontinuerligt eller accellerativt utan stötvis. Detta framgår av de tvenne mycket tydliga under den lägsta passpunkten belägna strandlinjesystem, som jag ovan beskrivit från Vuojatädno-issjöns område (se sid. 140). De utvisa, att issjöns yta under tvenne perioder, av vilka åtminstone den första torde hava sträckt sig över åtskilliga år, legat på en och samma nivå. Dräneringen bör alltså då hava varit synnerligen jämn. En viktig fråga är, på vilket sätt densamma försiggått.

Medan ännu den från inlandsisen framskjutande dalglaciären nådde fram till högfjällszonens västra delar, torde ismassan vid isdelaren hava ägt sådan mäktighet, att varje dränering över densamma måste hava varit utesluten. Det torde därför ligga närmast till hands, att den försiggått subglacialt. Emellertid har nyligen VON ENGELN med stöd av HESS' undersökningar påpekat, att detta dräneringssätt i mäktiga glaciärer omöjliggöres på grund av den i deras undre lager rådande låga temperaturen, som på större djup skulle åstadkomma frysning av isälvarnas vatten (VON ENGELN, Glac. Drain., sid. 119). Man torde därför få antaga, att avloppsälvarna i stället togo vägen dels möjligen intraglacialt, på lämpligt djup, men framför allt glaciomarginalt, längs dalsidorna. Längre österut nådde emellertid glaciären högre upp på dessa, och eftersom isälvarna samtidigt måste hava sänkt sig något, torde de här hava uppträtt som submarginala. Som sådana hava de troligen dock icke kunnat passera isdelaren, förr än isens yta genom smältning sänkts så mycket, att istäcket på isälvarnas nivå förtunnats tillräckligt, för att det submarginala vattnet skulle kunna hållas flytande. Det är möjligt, att den brist på lös jordbetäckning, som särskilt karakteriserar dalsidorna vid Suorvajaure och Kårtjejaure, härrör från marginal floderosion på samma sätt som omkring huvudvattendelaren (se ovan sid. 114). I så

fall bör iskanten vid det marginala dräneringsstadiets början ännu hava stått minst så långt i V som över Suorvajaures nordvästra del. Till följd av det stora avståndet mellan denna punkt och isdelaren kan man alltså antaga, att isytans lutning från den senare mot V vid denna tid skall hava avtagit till ett minimum och isrörelsen alltså nästan avstannat. I själva verket är det troligt, att de klimatiska förhållandena då lika väl som nu voro sämre i de mellan de höga fjällmassorna inskjutande dalgångarna än i det österut belägna urbergsområdet, särskilt sedan dettas högre platåer O om isdelaren började framsmälta. Det ligger därför nära till hands, att den stora Luleglaciären icke hunnit nämnvärt avsmälta, förr än isdelaren sänkts till nyssnämnda belopp och glaciären förlorat sin rörelse. En liknande åsikt synes omfattas av HAMBERG (Geom. u. Quart., sid. 741—742).

Lule-issjöns Alemus- Suorva-stadium.

Av de tvenne väl markerade avtappningsnivåer, som jag påvisat i Vuojatädno-issjöns område, saknar den översta, vars mest karakteristiska strandmärken utgöras av de nedersta Akka- och Kisuris-platåerna, någon motsvarighet i Luledalen. Om orsakerna härtill gäller vad jag ovan anfört beträffande Salojaurepassnivån (se ovan sid. 164). Från det följande stadiet, som i V betecknas av de vackra erosionslinjerna på de stora deltaplatåernas nederkanter samt vid Sepirjokk, Noijevare o. s. v., finnes emellertid ett strandmärke även i Alemus-området. Mellan Maukojokk och Suolokajokk träffade jag nämligen en utmärkt vacker erosionsstrandlinje på en barometeravvägd höjd av 589 m. Avvägningen utfördes vid tvenne olika tillfällen, under stadig väderlek, från den endast en kvarts timmes väg därifrån belägna sjöstranden, varför värdet bör betraktas som mycket gott. Siffran får anses stämma synnerligen väl med de övriga tillhörande samma stadium, om hänsyn tages till den deformationsgradient, som dessa uppvisa (se ovan sid. 140).

Strandlinjen kan följas nästan hela vägen mellan nämnda bäckar, d. v. s. minst 2 km. Maximibredden av dess plan är 15 m., medelbredden torde närma sig 8 m. Fotlinjen (haket) markeras av väldiga dels frisköljda, dels nedrullade block. Planets yttre delar bestå huvudsakligen av fin svallsand, och den nedanför liggande terrassbranten uppbygges till stor del av knytnävsstora rullade stenar.—Ungefär 700 m. O om Suolokajokk är terrassen nästan övertäckt av stora klippblock, som från den ovanför belägna branten störtat ned på densamma, men längre åt O uppträder den på nytt mycket vacker. Den torde i själva verket vara den bäst utvecklade erosionsstrandlinje i hela issjösystemet och kontrasterar i detta hänseende bjärt mot de ovanför liggande embryonala strandlinjerna, som uppstått i marginala issjöar. På grund av dess dimensioner och materialets beskaffenhet är det icke gärna tänkbart, att den uppstått under en enda sommar utan sannolikt har behövts en följd av sådana därtill. Härunder har issjöns nivå varit anmärkningsvärt konstant. Detta skede i issjöns utveckling torde emellertid kunna betecknas som dess Alemus-Suorva-stadium, emedan åtminstone någon del av dalens Suorvasektion även bör hava blivit isfri.

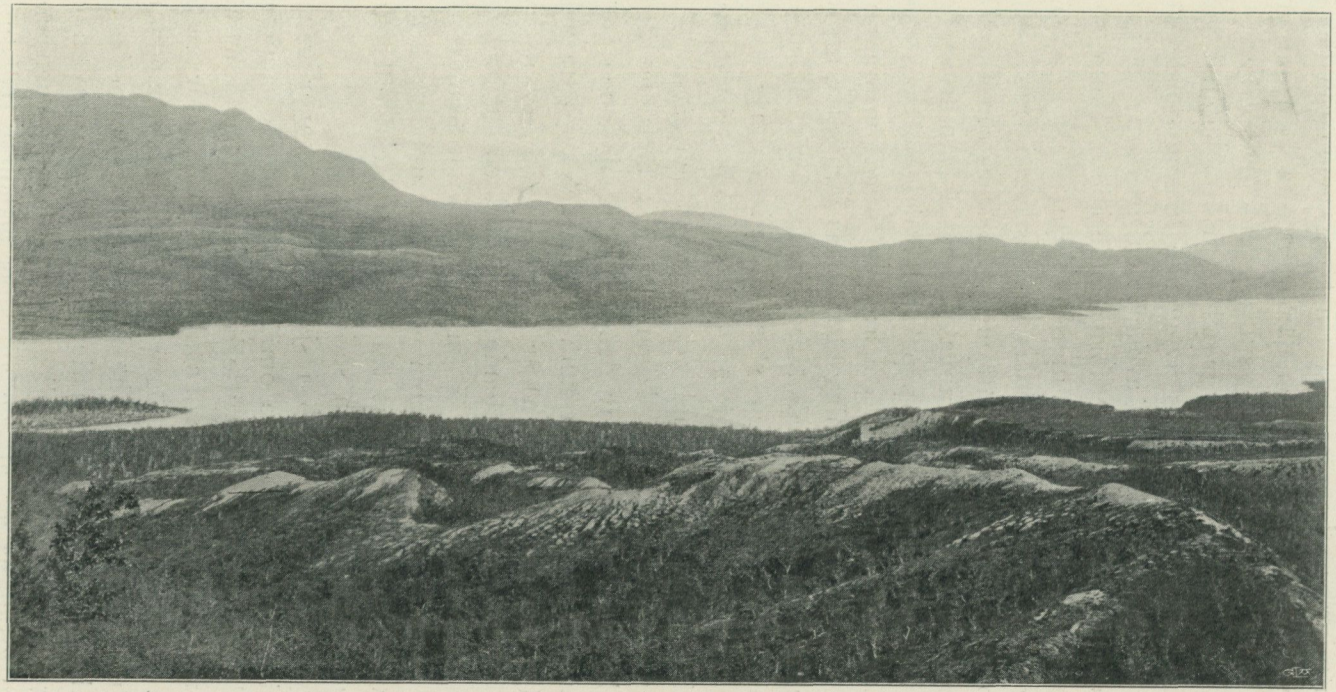
Lule-issjöns Langas-stadium.

Om iskanten redan vid denna tid hunnit draga sig tillbaka ända till övre delen av Langas-sänkan, är emellertid ovisst. Var detta händelsen, låg vattenytan dock därstädes så högt, att stränderna flerstädes utgjordes av branta klippstup eller frispolat berg, varför inga strandlinjer kunde utbildas. Möjligen härstamma vissa grusvallar och svallinjer på bergryggen ovanför Ahos korso vid Saltoluokte från detta skede.

Småningom sjönk i alla händelser vattenståndet genom submarginal dränering åt O. Samtidigt drog sig isranden tillbaka till mellersta Langas, och nu utbildades de vackra

strandmärken, som finnas vid sjöns övre ända. De äro koncentrerade till tvenne huvudlokaler, nämligen Alleb Kirkaos sluttning mot Sjöfallet och den södra dalsidan vid Saltoluokte.

De senglaciala bildningarna vid Alleb Kirkao (se kartan, tavla 8). När man till sjöss närmar sig St. Sjöfallet, varsnar man redan på avstånd en bred platå, omgiven av smärre terrasser och belägen på Alleb Kirkaos östra sluttning. De utgöra i själva verket ett helt komplex av issjöbildningar och hava förut omnämnts av SVENONIUS (St. Sjöf. I., sid. 552). Fjällsidan bildar här branta, nästan kala stup, som gå ned till en nivå av 575—600 m. ö. h. Där vidtager på åtskilliga punkter en rasmark, på andra ett egendomligt åslandskap, bestående av inbördes i stort sett parallella ryggar av mera eller mindre tydligt skiktad sand, vilka stryka från fjällbrantens fot i dalsidornas lutningsriktning ned mot dalbottnen (se fig. 42). Åsarna äro skarpryggade och deras kamlinjer falla stundom med stor lutningsvinkel mot dalbottnen. Såvitt jag vet har deras genesis ännu ej blivit utredd. Möjligen torde de emellertid kunna tolkas som ett slags submarginala avlagringar. Ty de kunna svårligen hava uppstått genom deltabildning under en sjöyta; dels saknas nämligen deltaplan på dem, dels strider den skarpa åsformen häremot. Snarare skulle de kunna hava avsatts av bergbäckar, som störtat ned för den ovanför liggande branten och på grund av sin vid avsmältningstiden stora vattenrikedom medfört stora mängder löst material från den ovanför belägna platån. Vanligen stannar emellertid sådant vatten emellan dalsidan och glaciären samt bildar marginala sjöar eller älvar. Men i andra fall händer det, att detsamma omedelbart banar sig väg under ismassan ned mot dalbottnen. Så förhåller det sig t. ex. vid Hidden-glaciären i Yakutat Bay-området i Alaska. Av TARRS kartskiss över densamma (Yakutat, sid. 60) framgår, att de bäckar, som från bergsidorna rusa ned mot glaciären icke giva upphov till laterala issjöar, utan omedelbart försvinna under istäcket, och VON ENGELN förklarar detta fenomen så, att det från



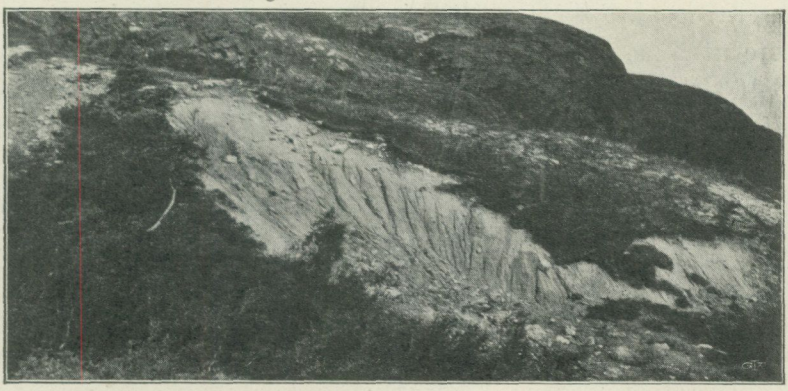
Förf. foto. 31 7 1911.

Fig. 42. Utsikt från östra foten av Alleb Kirkao över de submarginala dejektionsåsarna. Till höger ett plan tillhörande huvudnivån av Lule-issjöns Langas-stadium. I bakgrunden (mitten) Juobmos södra platå.

bergsluttningarna kommande vattnet om sommaren har jämförelsevis hög temperatur och därför ganska lätt kan smälta sig tunnlar under isen på sin väg mot dalbottnen (Glac. Drain., sid. 111). Dels på grund av friktionen mot isytan, dels till följd av markens avtagande lutning torde därvid strömhastigheten betydligt avtaga och bäckarna därigenom tvingas att avlagra det medförda materialet. Detta bör då mera eller mindre antaga istunnelns form. — Mot denna förklaring kan möjligen invändas, att åsarna i fråga sålunda kommo att avlagras vinkelrätt mot glaciärens rörelseriktning och därför svårligen borde kunnat bibehållas i sin ursprungliga form. Men såsom jag redan påpekat, bör dalglaciärens rörelsehastighet vid denna tid hava avtagit till ett minimum. — Vidare kan ett sådant bildningssätt tänkas förutsätta, att några marginala eller submarginala älvar icke existerat, ehuru enligt vad jag ovan antagit den stora Lule-issjön har dränerats genom sådana. Emellertid är det sannolikt, att dessa vid vissa tider hade en minimal vattenmängd och att de huvudsakligen i denna del av dalgången varit förlagda till dess nordsida, där på grund av den starka insolationen istäcket bör hava blivit poröst och tunt. — En del av detta åslandskap (se kartans SO hörn) är i själva verket ersatt av ett av liknande material bestående plan med en lutningsvinkel överensstämmande med de å ömse sidor uppträdande åsryggarna. Det är numera genom en bäckdal uppdelat i tvenne och synes hava uppkommit till följd av glacial eller fluviomarginal deformering av en serie ryggar.

Dylika företeelser äro i själva verket synnerligen sällsynta i det här behandlade området. Utom de nämnda har jag endast träffat sådana på ytterligare tvenne lokaler, nämligen på Nieras' södra sluttningar i sänkorna på båda sidor om Ebbatjåkko. De ligga här på högre nivå än de förstnämnda, nämligen på 600—700 meters höjd och äro dessutom betydligt oansenligare. Deras nedre partier visa tydliga spår av en omdaning genom marginal sjö- eller floderosion — Gemensamt för alla tre lokalerna är, att de anträffas nedanför fjällstup och

branter, som nu sköljas av nedstörtande fjällbäckar, en omständighet som står i samklang med den här ovan uttalade uppfattningen av deras uppkomst. — De nämnda submarginala dejektionskäglorna äro utsatta för en ständig destruktion, dels från fjällbäckarnas sida, vilka mången gång betydligt fördjupat sänkorna mellan dem, dels också genom vinden. Ryggarna ligga nämligen merendels vinkelrätt mot den förhärskande vindriktningen från NV, och härigenom hava de småningom



Förf. foto. 28/8 1913.

Fig. 43. Jordflytning i submarginal dejektionskägla på Nieras' södra sluttning.

omformats, så att de nu flerstädes påminna om vågkammar, stadda i rörelse mot SO (se fig. 42). Någon gång hava de dessutom deformerats genom jordflytning (se fig. 43). Dylika i dalgångarna tvärställda åsryggar finnas förut ej omnämnda från nordliga Sverige. Enligt benäget muntligt meddelande av GAVELIN äro de dock ej så sällsynta i övre Norrlands fjällområde. Så har han funnit en dylik bildning bl. a. på västra sluttningen av Luleb Allatjåkko i Virijauområdet, vilken ås går tvärt emot räffelriktningen, vinkelrätt mot den av HAMBERG omnämnda åsen vid Matåive.

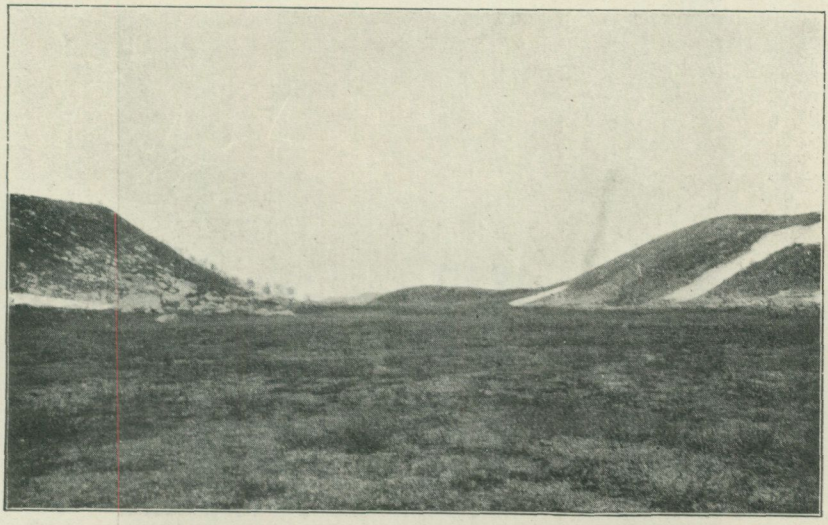
Nedanför Alleb Kirkao övergå dessa ryggar nedåt i deltaplatåer, tydligen avsatta av de senglaciala fjällbäckarna i Lule-issjön. Den översta av dem ligger på 510—517 meters höjd — ett litet erosionshak i dess ena sida markerar nivån

på den sjöyta, under vilken den bildades. Nedanför densamma uppträder ett nytt plan mellan höjdkurvorna för 484 och 495 m. Det har en bredd av ända till 250 m., vadan dess lutning endast är 1 på 25. Här och där på dess yta finnas små runda gropar, tydligen uppkomna genom att deltaavlagring ägt rum omkring strandade isberg, som sedan bortsmält. Det ursprungliga terrassplanet är nu av fjällbäckarna sönderskuret i ett antal från varandra isolerade partier (se kartan, tavla 8). Nedanför detta plan finnes ännu ett på 458—466 meters höjd. Tvenne tydliga erosionsstrandlinjer längre västerut ådagalägga, att den samtidiga sjöytan haft en höjd av 463 m. Detta plan, nedanför vilket endast finnas lokala små platåer är i hög grad söndereroderat av fjällbäckarna och formligen upplöst i ett kullandskap med djupa ravinartade dalgångar och fristående platårester, så att det t. o. m. är vanskligt, att i terrängen igenfinna och identifiera de olika nivåerna (se kartan, tavla 8). Ursprungligen torde det nedre planet hava haft samma längdutsträckning som det övre, men nu återstå endast obetydliga lämningar av detsamma.

Terrasserna vid Alleb Kirkao kila mycket snart ut åt V, sannolikt till följd av den ovanför Sjöfallet sparsamma jordbetäckningen. Även åt O upphöra de snart, vilket väl till stor del torde bero på att dalsidorna och de strandlinjer, som kunna hava funnits på dem, övertäckts av den vidsträckta rasmarken nedanför Kaska Kirkao och Luleb Kirkao. SO om dessa fjäll uppträda nya strandmärken vid Saltoluokte på dalgångens södra sluttning.

Strandbildningarna vid Saltoluokte. Här utmynnar på Luledalens södra sida en klippravin av samma typ som den ovan omtalade Tappa korso ehuru ej av fullt så ansenliga dimensioner. Den har under benämningen Ahos korso förut beskrivits av SVENONIUS (St. Sjöf. I., sid. 557), och är sedan omnämnd av GAVELIN (Isdämda sjöar, sid. 83) och HAMBERG (Geom. u. Qvart., sid. 740). Av dessa forskare har den uppfattats som avloppsdalen för den isdämda sjö, som under en del av avsmältningstiden utbredde sig i

Ausutsvagge och en del av Petsaure-bäckenet. Emellertid har GAVELIN också förslagsvis uttalat den möjligheten, att ravinen blott utgjort avloppet för Petsaure-sjön på en tid, då dess yta på grund av moränuppdämning vid sjöns nedre ända nått upp till passpunkten mellan Langas- och Ausutsdalarna (o. a. a., sid. 86—87). — Mina undersökningar hava i detta hänseende givit följande resultat.



Förf. foto. 30/6 1913.

Fig. 44. Erosionsdal, utskuren i morän av Ausuts-issjöns avloppsälv.

Den ovannämnda erosionfåran, som från Ausuts-dalen leder ned till Langas, börjar nästan i jämnhöjd med den förras botten och skär först igenom en mäktig ändmoränvall, som ursprungligen tydligtvis åtskilt de båda dalarna. I denna har den nämnda issjöns avlopp utskulpterat en vacker erosionsdal (se fig. 44), på vars botten passpunkten mellan Langas och Ausutsvagge nu ligger på en av mig från Langas spegelnivellerad höjd av 673 m. Först vid norra ändan av denna erosionsdal och under dess bottennivå anträffas Ahos korso, utskuren i den mot Langas vettande klippterrängen (se fig. 44). Petsaures yta ligger visserligen endast 25 m. under nämnda passpunkt, och sjöns nuvarande avlopp har

skurit sig en c:a 500 m. bred fåra i det NV om sjön befintliga moränmaterialet, men djupet av densamma är näppeligen mera än 5 m. och kan under inga omständigheter uppskattas till mera än 10 m. Moränbildningarna vid Petsaures

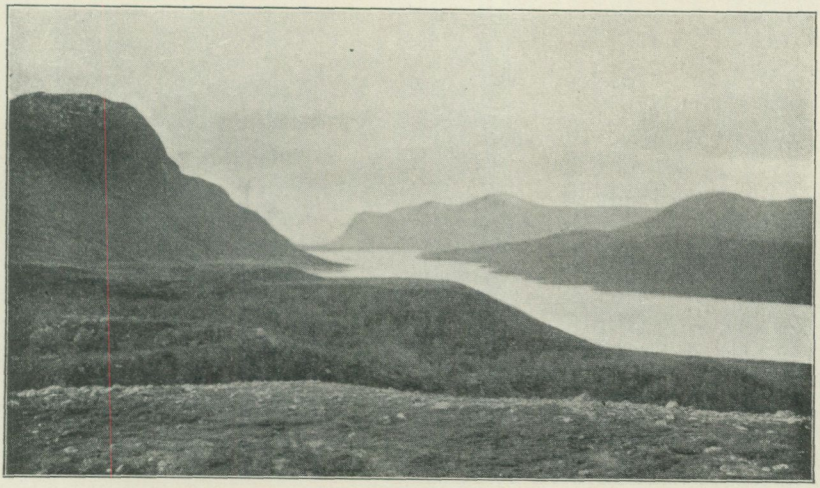


Förf. foto. 18/9 1912.

Fig. 45. Parti av Ahos korso.

nordvästra ända kunna alltså icke i sitt ursprungliga skick hava tvingat sjön att stiga i jämnhöjd med passpunkten vid Ahos korso. Härtill kommer, att innan den ovannämnda dämmande moränvallen på detta senare ställe genomskars av avloppet, måste passpunkten mellan Langas och Ausutsvagge hava legat cirka 20 m. högre än nu. Så djup är nämligen den nuvarande erosionsdalen därstädes (se fig. 44). Petsaure måste alltså ursprungligen hava varit uppdämd minst 46 m. över sin nuvarande nivå eller till en höjd av 693 m. ö. h., och

detta kan endast hava åstadkommits genom en dämmande isvall i NV. I själva verket kan ismassans kant icke hava legat längre åt detta håll än mitt över den nuvarande sjön. Ty mellan Kaska Kirkao och Alleb Kirkao finnes en sänka, i vilken passpunkten enligt mina spegelavvägningar ligger på en höjd av *660* m. ö. h., d. v. s. 13 m. under passpunkten vid Ahos korso och endast 13 m. över sjöns nuvarande yta. Den dämmande ismassans kant måste alltså hava legat SO om detta lägre pass, då Ahos korso utskulpterades av issjöavloppet.

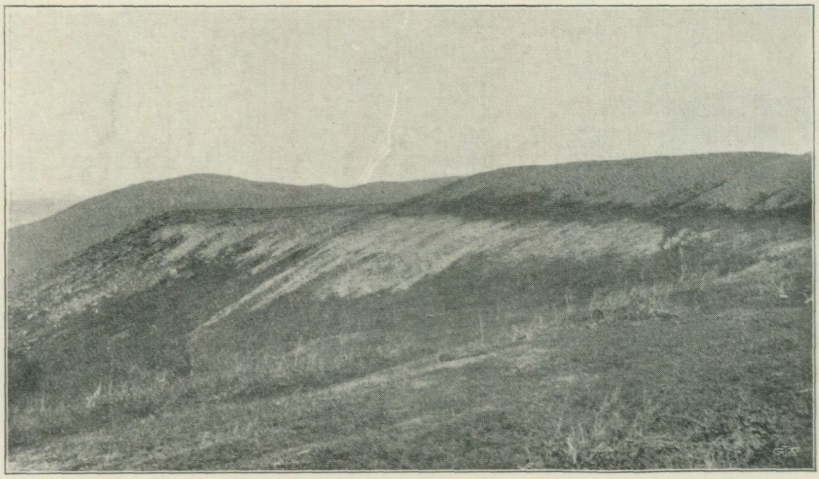


Förf. foto. 15/9 1912.

Fig. 46. Övre delen av terrasslandskapet vid Saltoluokte. I förgrunden den under platåns yta nedskurna Ahos korso.

Klippravinens längd är enligt SVENONIUS (o. a. a.) 300 m., och maximidjupet torde belöpa sig till 30 à 40 m. (se fig 45). Vid dess mynning finnes ett terrasslandskap, som visserligen blivit omnämnt av denne forskare, men ännu varken blivit uppmätt eller beskrivet. Redan på klippryggen, i vilken ravinen är nedskuren, finnas små terrassartade bildningar delvis av fint skiktat material. Längre ned på västra sidan om densamma påträffar man den första större terrassen. Dess plan har en bredd av cirka 80 m., och dess lutning är obetydlig. Genom spegelnivellering bestämdes överkantens nivå till 588 m. ö. h. Underkanten ligger blott cirka 2 m. lägre.

Nedanför densamma vidtager den 10 m. höga distalbranten. Vid dess fot utbreder sig ett cirka 70 m. brett terrassplan, som liksom det föregående är ytterst jämnt och svagt sluttande (se fig. 46). Det är översållat med stora block, som delvis ligga inbäddade i terrassmaterialet. Planets nederkant bestämdes med spegel till 576 meters höjd. Det motsvaras på ravinens östra sida av en grusplatå, som tydligen är bildad samtidigt med den förra. Senare har avloppsälven efter en sänkning av Lule-issjön och därmed av basnivån nederoderat



Förf. foto. 17/9 1913.

Fig. 47. Till vänster den mellersta stora terrassen vid Saltoluokte. Till höger den från dennas överkant på distalbranten ovanför utlöpande erosionsstrandlinjen. Dennas plan markeras av växttäcket, som är avlägsnat genom vinderosion från distalbranten nedanför.

Ahos korso ytterligare och därvid genomskurit ifrågavarande deltabildning. I dennas nedanför liggande distalbrant finnas tvenne smärre lokala erosionshak på nivåerna 556 och 545,5 m. — Den sista stora deltaterrassens plan börjar på 501 meters höjd och är 120 m. bred. Dess nederkant ligger på 491 meters nivå. Lutningen är alltså anmärkningsvärt stor, nämligen 1 på 12. Planet är översållat med block av ansenlig storlek. I nivå med detsamma ligger Ahos korsos mynning. I den nedanför liggande distalbranten ligger en vacker erosionsstrandlinje på 468 meters höjd.

I områden, där strandbildningarna äro typiskt och väl utvecklade, torde det vara regel, att flodmynningarnas deltaterrasser åt sidorna övergå i erosionsstrandlinjer. I Luleområdet inträffar emellertid detta endast ganska sällan. Blott vid Saltoluokte uppträder denna företeelse som regel. V om terrasslandskapet finnes nämligen ett vackert strandlinjelandskap, och vid närmare undersökning märker man, att det består av erosionsstrandlinjer, som börja, där ackumulationsterrasserna kila ut. Så utgår från den översta deltaytans överkant en erosionslinje, som dock är mycket kort. Men nedanför densamma finnes ännu en, som bildar en fort-

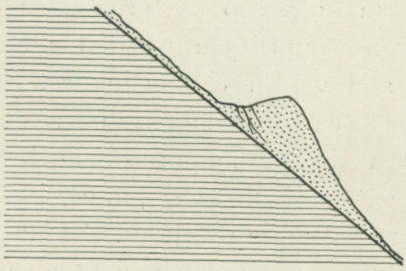


Fig. 48. Profil genom en nedrutschad erosionsstrandlinje på dalsidan nedanför Tjäpores. Det linjerade utmärker fast berg, det prickade lös jord.

sättning av det mellersta stora planets överkant (577 m.) och är anlagd i den ovanför belägna distalbranten. Den visar, att i detta fall vattenlinjen legat i nivå med deltats överkant, då detta utbyggdes (se fig. 47). Strandlinjen fortsätter ungefär 1 km. åt NV in under Tjäpores. Här och där visar den en mycket påtaglig deformering genom jordflytning, ofta markerad genom att ifrågavarande delar av strandlinjen äro sänkta 2—3 m. i förhållande till de omgivande. I profil ter den sig där ungefär såsom fig. 48 visar. Själva planet sluttar något bakåt, och i närheten av terrassfoten eller haket finnes ett antal longitudinella sprickor, som tydligen uppkommit, då den utanför liggande terrassmassan råkat i glidning. En gynnsam förutsättning för denna process har här förefunnits, i det att den underliggande fasta bergytan uppenbarligen är synnerligen jämn och har stark lutning. Vid

snösmältningen eller vid stark nederbörd nedtränger det vatten, som samlat sig på högre nivåer till bergytan och framsipprar längs denna. I följd härav mättas det ovanpå liggande lösa materialet först, och vanligen uteslutande, närmast bergytan, och sålunda uppstår ett glidskikt, i vilket rutschningen äger rum, då de ovanpå liggande fastare detritusmassorna längs den underliggande glidytan sätta sig i rörelse nedåt. Härigenom kan också i viss mån förklaras, varför terrassplanets yttre delar, som ursprungligen legat lägst, nu ligga högre än terrassfoten och slutta bakåt mot denna.

Nedanför denna strandlinje finnas på samma dalsida ytterligare två, som dock äro kortare. Den ena utgår ifrån den nedre erosionsstrandlinjen på den mellersta terrassens distalbrant, den andra från det nedersta terrassplanets överkant. Den senare är egentligen endast ett utsprång från denna.

De sålunda nedanför Tjäpores befintliga strandlinjerna hava säkerligen varit tydligare än nu, innan jordflytningen ännu hunnit utöva sin förstörande inverkan. Man ser ännu från sjön vid en viss belysning, huru dalsidan företer en tydlig horisontalstriering, men såsom ofta är händelsen i dylika fall, är det omöjligt att på ort och ställe återfinna dessa linjer.

Strandmärken O om Saltoluokte. O om Ahos korso anträffas inga erosionsstrandlinjer, där terrasserna kila ut, detta antagligen på grund av att dalsidans ringa lutning försvårat utbildningen av sådana. Emellertid uppträda dylika i stället 3 km. längre åt O på Puollamtjåkkos nordvästra sluttning. De hava först omnämnts av Fredholm samt äro senare avvägda och i korthet beskrivna av Svenonius (St. Sjöf. I., sid. 553), som här urskilt fyra olika nivåer. Då han utförde sina mätningar med barometer, äro emellertid de av honom funna värdena naturligt nog ej fullt exakta. Genom noggranna, trenne gånger på olika linjer utförda spegelnivelleringar har jag erhållit nedanstående höjdsiffror för de nämnda strandlinjerna.

Emellan sjön och bergets fot finnes en liten embryonal erosionsstrandlinje på en nivå av 450,5 m. Den första tyd-

ligt utbildade strandlinjen träffar man emellertid först på 471 meters höjd (SVENONIUS' 474-meters nivå). Den är 5—20 m. bred, och dess fotlinje markeras av frisköljda och rullade stenar och block. Ovanför densamma ligger på 497 meters höjd den vackraste av dem. Dess plan är 10—20 m. brett, och strandlinjen fortsätter från fjällsluttningen 1 km. västerut mot terrasserna vid Ahos korso. Slutligen finnes en



Förf. foto. 16/6 1913.

Fig. 49. Bäckskärning i ackumulationsplatå ovanför Pietnesluokte.

otydlig strandlinje på fjällets övre del. Dess höjd har av mig genom barometeravvägning bestämts till 573 m. ö. h. — De tvenne mellersta terrasserna äro mycket tydligt synliga från sjön, varifrån man även kan se, att de kila ut på fjällets nordsida, som är nästan lodrät och saknar jordbetäckning. Vid närmare undersökning på platsen fann jag dock, att 497-meterslinjen fortsätter på andra sidan om fjället, där jordbetäckning på nytt uppträder, och att den där flerstädes är vackert utbildad. Den breder ut sig till smärre deltaplatåer omkring de bäckar, som flyta ned till Pietnesluokte. Den östligaste av

dessa har skurit ned en 10—15 m. djup fåra i deltaplatån, och särskilt i de översta fyra meterna visar skärningen vackert skiktat material (se fig. 49). — Jag har kunnat följa denna strandlinje ända till bäcken O om 870-meters-berget (se tavl. 10). Den är dock mångenstädes avbruten och deformerad genom jordflytning och bäckerosion samt överallt svagare utvecklad än vid Puollamtjåkko. Huruvida den även uppträder O om nämnda bäck, är mig obekant, emedan jag ej haft tillfälle att undersöka dalsidan mellan nämnda punkt och Svartevarats.

Langas-dalens norra sida är på långa sträckor mycket ogynnsam för uppkomsten av strandmärken. Sluttningarna äro ofta mycket branta och klädda med grovt blockmaterial. Emellertid har jag dock även här anträffat en erosionsstrandlinje och det överraskande långt åt O, nämligen nedanför Tapmok och Koinosatjåkko. Den har en längd av ungefär 5 km. och är överallt synnerligen praktfullt utbildad med ett ända till 12 m. brett plan, vars nivå jag genom tubnivellering bestämde till 495 m. Fotlinjen markeras av frisköljda block och bildar en skarp gränslinje mellan det synnerligen jämna planet och de ovanför liggande massorna av skarpkantiga block. Distalbranten består merendels av grova, mycket vackert rundsvallade block. — Anmärkningsvärt är att denna erosionsstrandlinje kunnat så väl utbildas så tätt intill isdelaren, vilken ju enligt vad jag ovan visat under istidens sista skede måste hava legat mellan Koinosatjåkko och Anutjåkko. Nu är det naturligtvis möjligt, att den oscillerat något och under den sista avtappningstiden varit förlagd något östligare. I alla händelser måste strandlinjen hava uppstått i dess omedelbara närhet, och det ligger därför nära till hands att misstänka, att den ej uppkommit i en issjö utan till följd av lateral isälvserosion. Emellertid kan den omöjligen hava bildats på sådant sätt, ty jag har följt den i hela dess längd och funnit den ligga fullständigt horisontellt. Att den utskulpterats nära iskanten, framgår emellertid av förhållandena vid dess östra ända, och som någon dylik strandlinje knappast förut torde hava anträffats

så nära isdelaren, kan det vara lämpligt att i korhet beröra dessa.

De första spåren av strandlinjen österifrån räknat anträffas nästan omedelbart nedanför Tapmoks högsta del. Den börjar som en rad stenar ursvallade ur moränen och nätt och jämnt frisköljda samt icke nämnvärt rundade, omgivande moränkullarna som en stenkrans, vars enda tydliga egenskap, som angiver, att den är en strandlinje, är, att den överallt ligger på samma nivå och kilar ut, där kullarnas sluttningar äro mycket svaga. Något längre västerut finner man ett litet plan nedanför densamma, samtidigt som kransen av frisköljda block blir något bredare. På samma gång uppträda små runda gropar i planet, tydligen uppkomna genom att sand och grus nedsvämmats omkring strandade isblock. Sannolikt har denna embryonala del av strandlinjen bildats i någon vik, som skjutit in från issjön mellan dalsidan och den fasta isen. Härpå tyda också de grus- och sandmassor, som från denna nivå längre i O ligga nedsvämmade längs dalsidan och troligen ditförts av den glaciomarginala eller submarginala älv, som från nämnda vik flutit ut ur sjön och utgjort ett av dess avlopp (se nedan sid. 200). V om nyssnämnda punkt börjar strandlinjen erhålla normal utbildning. Stenarna i haket bliva mera talrika och rundade. Det nedanför liggande planet uppvisar alltmera sorterat material samt blir allt bredare, och nedanför detsamma uppstår en distalbrant, vars höjd växer mot V samtidigt som planets bredd.

Denna strandlinje motsvaras av en annan visserligen svagt utbildad men dock fullt tydlig på Svartevarats nordvästra sluttning. Dess nivå har jag genom barometeravvägning bestämt till 497 m. Den kilar ut på bergets östliga branter men motsvaras längre österut av den lilla ackumulationsplatå, som jag anträffat på östra sidan av den från Aronjaure kommande bäcken och vars höjd barometerbestämts till 495 m. ö. h.

Lule-issjöns utveckling i Langas-dalen. Såsom redan anförts, är det möjligt, att Lule-issjön redan på det utveck-

lingsstadium, då de lägsta strandlinjerna i Vuojatädno-området och Alemus-dalen bildades, hade tvingat iskanten tillbaka O om Saltoluokte, i det de högsta grusanhopningarna O om Ahos korso kunna motsvara deras nivå (se issjökartans linje IV). Dock är detta ingalunda säkert. Möjligen äro de lokala bildningar, liksom den V om nämnda ravin befintliga 588-meters terrassen kan vara en sådan. Däremot torde den stora 577-meters platån tillhöra den stora issjön, på grund av den långa erosionsstrandlinje, som fortsätter densamma och som troligen motsvaras av den högsta strandlinjen på Puollamtjåkko. Till samma utvecklingsskede hör troligen också den vackra erosionsterrass, som jag funnit på sydvästra sidan av klippryggen mellan Seggok och Råtjajaure, och vars 10 m. breda plan enligt min barometeravvägning ligger på 551 meters höjd. Sannolikheten för att nämnda nivåer äro samtidiga framgår av att gradienten på detta sätt blir densamma som den för de västliga och centrala områdena. På detta stadium av isrecessionen, då iskanten låg minst så långt mot O som över Puollamtjåkkos östra del, torde alltså Lule-issjöns yta hava sänkt sig ungefär 70 m. under den lägsta passpunkten i V.

Efter denna period skedde en ganska kontinuerlig avtappning, avbruten av endast kortvariga pauser, från vilka de helt obetydliga erosionsmärkena vid Sjöfallet härstamma (se tab. 7). Sedan inträffade Langas-stadiets huvudperiod markerad av de mäktiga deltakäglorna vid Sjöfallet på 487—495 och vid Saltoluokte på 491—501 meters höjd samt av de kraftiga erosionsstrandlinjerna vid Tjäpores och Puollamtjåkko. Vid denna tid hade isranden ryckt tillbaka bakom Tapmok, vilket framgår av den vackra strandlinjen nedanför detta fjäll. Att den bildats samtidigt med de förut nämnda, är påtagligt till följd av överensstämmelsen i nivå och den å båda hållen storartade utbildningen. Nedanför denna huvudnivå anträffas inga utbredda deltakäglor. Avtappningen försiggick i det närmaste kontinuerligt med endast ett större avbrott, markerat av den obetydliga ackumulationen

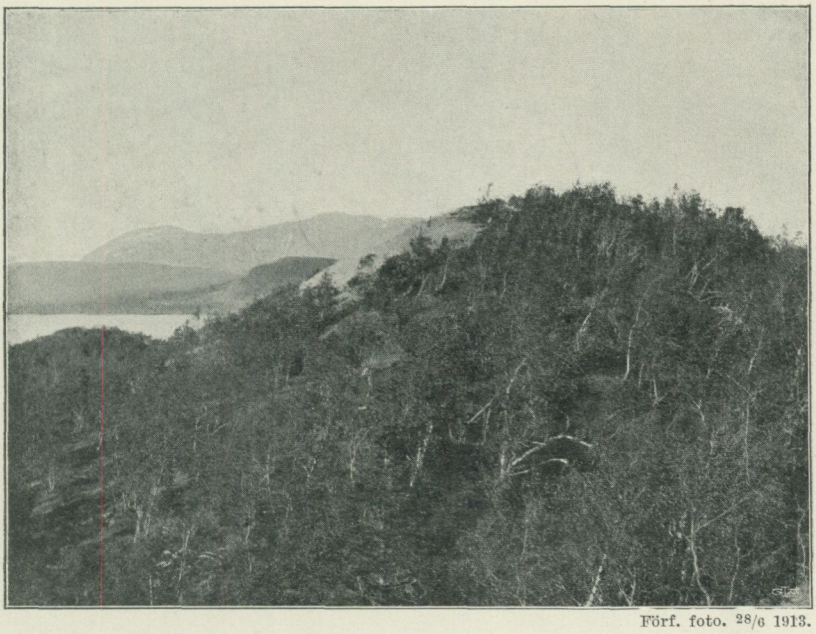
vid Alleb Kirkao och de vackra erosionsstrandlinjerna vid sistnämnda ställe på 463 m., vid Saltoluokte på 468 m. och vid Puollamtjåkko på 471 meters höjd. De övriga strandmärkena på ännu lägre nivå äro tydligen tillfälliga, lokala bildningar uppkomna under avtappningen. — Att den här givna tolkningen av strandmärkena är riktig och att utvecklingen alltså haft ovan antydda förlopp, bestyrkes av att varje annan kombinering av dem är omöjlig, dels därför att gradienten för de skilda nivåerna endast på detta sätt blir konform, dels emedan vertikalavståndet mellan de skilda nivåerna är för stort för att en omkombinering vore tänkbar (se tab. 7, sid. 188).

Strandlinjerna i förutnämnda område hava förut diskuterats av bl. a. HAMBERG. Han anser dem härröra icke från en sammanhängande issjö, uppdämd av en i dalens östra del kvarliggande inlandsis, utan från marginala issjöar, bildade mellan den i dalens mitt framglidande istungan och dalsidorna (Isafsmältn., sid. 414; Geom. u. Quart., sid. 742). Denna uppfattning är naturligtvis en konsekvens av hans ovan relaterade teori, att isdelaren mot avsmältningstidens slut flyttat tillbaka till högfjällen från det östra fjällområdet. Då strandlinjerna i Langas-området icke i hela sin utsträckning torde hava varit kända av honom, är hans ståndpunkt begriplig. Numera torde den emellertid icke kunna upprätthållas. Det är ju alldeles otänkbart, att en sammanhängande marginal issjö kunnat sträcka sig från St. Sjöfallet till Saltoluokte och därifrån runt Puollamtjåkko ännu en halv mil längre åt SO eller inalles cirka 20 km., utan att den härstädes smala glaciären samtidigt genom smältning blivit genomskuren och avsnörd. Ännu omöjligare blir denna ståndpunkt därigenom, att samma issjönivå även uppträder i Langas-områdets östra del och till och med på dalgångens motsatta sida. Vidare äro ett flertal av de här befintliga strandmärkena synnerligen väl utbildade. Deltaplatåerna äro så mäktiga och deras plan så jämna och ofta så föga lutande, att det är svårt att tänka sig, att de skulle vara bildade i ett så efemärt vattenbäcken som en mar-

ginal issjö. Och det kan icke gärna betecknas annat än såsom otänkbart, att de vidsträckta erosionsstrandlinjerna, av vilka de vid Tapmok och Puollamtjåkko hava ända till 20 m. breda plan, utskulpterade i delvis mycket grovt material, skulle kunnat bildas vid marginala sjöytor, vilka ju i en dalgång med Langas-dalens ringa bredd måste hava varit synnerligen smala. De kontrastera också i allra högsta grad mot de lokala erosionsstrandlinjer och strandvallar, som jag påvisat i Alemus-området, och som bevisligen äro glacimarginala bildningar samt utmärka sig för sin svaga utveckling. Härtill kommer, att marginala issjöar av samma längd som ifrågavarande strandlinjer på grund av isytans lutning väl knappast kunnat existera, särskilt om man med HAMBERG antager, att istungan rört sig i dalbottnens lutningsriktning.

Företeelserna vid Saltoluokte torde lämna några fasta hållpunkter för bedömandet av Petsaure- och Lule-issjöarnas inbördes ålder. Som nämnt ligger Ahos korsos mynning i nivå med det lägsta deltaplanet vid Saltoluokte. Petsaure-(Ausuts-)issjön, vars avlopp avsatt de trenne ackumulationsplatåerna därstädes, måste alltså hava existerat ännu mot slutet av Langas-stadiets huvudperiod, då Lule-issjön räckte ända ned mot Jaurekaska. Men kort efteråt avtappades Petsaure-issjön mot Rissajokk, antingen omedelbart eller efter att en kortare tid hava avrunnit genom passet mellan Kaska Kirkao och Alleb Kirkao, där en påbörjad ravin markerar, att tidigare en ansenlig vattenmassa under en kortare tid haft sin fåra. Petsaure-issjön kan nämligen icke hava existerat någon längre tid, sedan Langas-issjön sänktes under sin huvudnivå, ty i så fall skulle ravinen vara nederoderad under det nedersta deltaplanet. Icke heller kan den förstnämnda issjön hava urtappats, innan den senares yta ytterligare sänktes, ty nedanför Ahos korsos mynning på sluttningen ned mot Langas finnas ansenliga grusanhopningar, uppträdande som åsformiga kullar (se fig. 50), mellan vilka här och där finnas tydliga isgropar. Den genom Ahos korso kommande älven, som avsatt dem, måste hava haft en ansenlig vattenmängd, ännu då de bil-

dades. Men å andra sidan böra de hava avlagrats under en tämligen kontinuerligt sjunkande sjöyta, eftersom de ingalunda äro bundna till någon bestämd nivå utan förekomma ända ned till stranden av sjön. Detta visar, att Petsaure-(Ausuts-) issjön måste hava existerat under Lule-issjöns hela Langas-stadium, alldenstund de högsta strandmärkena vid Langas just äro deltabildningar av den förras avlopps-



Förf. foto. 28/6 1913.

Fig. 50. Dejektionskäglor nedanför Ahos korsos mynning.

älv, och denna sedan har avsatt dylika t. o. m. under Lule-issjöns allra sista avtappningsskede. Den långa tid, som den övre issjön sålunda existerat, gör det sannolikt, att isbarriären mellan Kaska Kirkao och Tjåpets, som betingade dess tillvaro, icke utgjordes av någon som dödis kvarliggande isrest. Ty en sådan skulle mycket snart hava sönderfrätts av vattnet eller åtminstone genom avsmältning hava lämnat sjön vägen öppen till det lägre passet mellan Alleb och Kaska Kirkao, långt innan terrasserna vid Saltoluokte hunnit bildas. Det är därför mera troligt, att den dämmande isvallen utgjordes

av en verklig glaciär, som genom ständig tillförsel av ny is mera var ägnad att vidmakthålla isdammen. Denna omständighet talar alltså för riktigheten av HAMBERGS uppgift, att vid slutet av avsmältningstiden en stor central ismassa med egen rörelse förefunnits mellan Vuores och Slugga (Geom. u. Quart., sid. 736). Och det skulle vara högst egendomligt, om den vore den enda av dylikt slag i högfjällsområdet. Tvärtom vill det av detta synas, som om nämnda forskares uppfattning, att högfjällsområdet visat en stark glaciation vid avsmältningstidens slut, är fullständigt riktig. Men eftersom Petsaure- och Lule-issjön enligt det ovan anförda avtappats ungefär samtidigt, torde det vara troligt, att det var en och samma klimatförbättring, som gjorde slut såväl på den sista östliga resten av inlandsisen, som på de stora ismassorna i högfjällen, och att den förra alltså kvarlåg fullt lika länge som de senare.

Beträffande förloppet av avsmältningen i Langas-området är vidare att märka, att såsom jag ovan å sid. 157 framhållit, isrecessionen synes hava gått hastigare i själva dalgången än på de ovanför belägna platåerna, i det att en ansenlig platåglaciär torde hava kvarlegat N om Langas mellan Koinosatjåkko, Kåberoive och Helka, sedan själva dalgången kanske ända ned till Jaurekaska blivit isfri. Detta innebär i själva verket intet överraskande. Såsom TARR genom sina ryktbara arbeten i Alaska visat, är nämligen en glaciär, som skjuter ut i en vattensamling, utsatt för starkare avsmältning än den som helt och hållet befinner sig på land. Detta gäller naturligen först och främst de i havet utskjutande jökeltungorna, som i hög grad måste påverkas av det salta vattnet (Jfr H. REUSCH, Bemerkn., sid. 5) och av tidvattensrörelsen, men såsom förstnämnda författare påvisat, kan en dylik inverkan spåras även på glaciärer, som mynna ut i floder, och han har beträffande Yakutat-glaciären lyckats fastställa, att denna regel ehuru ej i fullt så hög grad gäller, även då istungan mynnar ut i en insjö (Alaska, sid. 247). Detta torde nog endast vara vad man kan vänta, ty en dylik i en större in-

sjö utglidande glaciär påverkas utom av de faktorer, som på land framkalla smältning, även av vågerosionen och av växlingarna i sjöns vattenstånd. Än i dag växlar om somrarna vattenståndet i våra fjällsjöar ganska ansenligt i samma mån som temperaturen, och under avsmältningstiden, då glaciärerna voro mycket talrikare och större än nu, torde vid plötsligt inträffande värme insjöarna mycket hastigare än nu hava stigit. En sådan höjning av vattenståndet bör ganska lätt hava lösbrutit partier av de i sjöarna utskjutande istungorna, vilkas yttre delar vanligen i hög grad äro genomsatta av sprickor. En inlandsis, som övertvärar och uppdämmer en dalgång, bör därför i avsmältningsstadiet mycket hastigt sönderskäras av en issjö, i synnerhet om dess bräm flyter i denna, och isrecessionen torde då till stor del försiggå på så sätt att glaciären sönderbrytes.

Nivådeformationen.

Den tämligen rikliga förekomsten av strandmärken i Langas-området möjliggör ett ganska säkert bestämmande av den postglaciala nivådeformationen. Om härvid användes den nedersta serien strandmärken, som på alla punkter erbjuda fördelen av skarpt utpräglade erosionslinjer med tydliga fotlinjer, vilka av mig blivit omsorgsfullt nivellerade, så erhålles på den 14 km. långa sträckan mellan Alleb Kirkao och Puollamtjåkko en ökning i landhöjningen mot O på 8 m. (se tabell 7). D. v. s. gradienten blir 1 : 1 750 eller avsevärt större än i det västliga fjällområdet. Detta stämmer i själva verket med GAVELINS iakttagelser i Lycksele lappmark, där denna forskare även funnit, att gradienten växer från gränsområdet mot O. Emellertid är det anmärkningsvärt, att fastän landhöjningen i Luledalen tillväxer mot den östra glintlinjen, den sedan åter synes avtaga. Ty såsom jag redan framhållit, måste den utmärkt väl utskulpterade strandlinjen vid Tapmok på 495 meters höjd parallelliseras med den bäst utvecklade på Puollamtjåkko, vilken ligger 2 m. över den förra (se tab. 7). Vi erhålla alltså här inom urbergsområdet en väst-

Tabell 7. Strandmärkena i Luledalens Langas-sektion.

A = ackumulationsplatå. E = erosionsstrandlinje. Fetstil utmärker tubnivellerade, kursiv spegelnivellerade och de övriga barometerbestämda nivåer.

Lokaler.	Lule-issjöns Langas-stadium					
	Lokal nivå	Begynnelse-nivån (Nivå I)	Lokala nivåer	Huvudnivån (Nivå II)	Slut-nivån (Nivå III)	Lokala nivåer
Aronjokk	—	—	—	A 495	—	—
Svartevarats . . .	—	—	—	E 497	—	—
Tapmok—Koinosatjåkko	—	—	—	E **495**	—	—
Puollamtjåkko . .	—	E 473	—	E *497*	E *471*	E *450,5*
Saltoluokte	—	—	E *556* E *545,5*	—	E *468*	—
	A *588*	A *576—577*	—	A *491—501*	—	—
Tjäpores	—	E *577*	E *556*	—	—	—
Alleb Kirkao (St. Sjöfallet)	—	—	E **517** E **502**	—	E **463**	—
			A **510—517**	A **484—495**	A **458—466**	A **426**

lig gradient på 2 : 14 400 d. v. s. 1 : 7 200. Uteslutet är naturligtvis icke, att den kan vara något större, i det ju höjningsmaximum kan ligga något O om Puollamtjåkko. Denna nivådeformation i motsatt riktning mot den förra kan ju vara framkallad av lokala nivåförändringar inom området omkring de nedre Lulesjöarna. Men förhållandet kan också bero på att nämnda strandmärken äro belägna tätt intill isdelaren, och på ingen punkt i Norrland hava hittills sådana anträffats på den västra sidan så tätt invid densamma. Det låter sig nog tänkas, att höjningsmaximum i allmänhet icke sammanfaller med den sista isdelaren utan är något förskjutet emot en tidigare västligare, som sammanföll med nedisningens maximum och som därför torde haft större betydelse för landets olikformiga nedpressning, efter vilken den olikformiga landhöjningen ju i allmänhet anses vara en reaktion.

2. Företeelser som härröra från dränerings- och avtappningsprocesserna.

a. Väster om isdelaren.

Att döma av bristen på ihållande strandlinjer under 471-meters-nivån torde issjöns slutliga avtappning hava försiggått ganska raskt, kanske rent av katastrofartat. Därpå tyda företeelserna vid och på den klipptröskel, som sträcker sig tvärs över dalgången mellan Alleb Kirkao och Nieras, och som betingar St. Sjöfallets tillvaro. Denna bergrygg reser sig mera än 35 m. över Kårtjejaure och företer i hela sin längd en fullständig kalspolning (se kartan, tavl. 8 o. fig. 51). Man skulle a priori kunna vara böjd för att förklara dessa renspolningar på så sätt, att en dämmande isvall legat ovanför nämnda punkt, och att, då den slutligen genombröts av den bakom belägna issjön, de lössläppta vattenmassorna på sin väg över klippryggen frisköljt densamma. Men om man närmare tar kännedom om förhållandena på denna punkt av dalgången, blir det svårt att förklara företeelsen på detta sätt. Det är nämligen endast en obetydlig del av klipptröskeln, som stiger till nyssnämnda nivå. Den allra största delen av densamma reser sig endast 5—10 m. över den övre sjöns yta. (se kartan, tavl. 8). Och detta parti av tröskeln är så långt, att då de framstörtande vattenmassorna fördelade sig över detsamma, de icke kunnat nå någon nämnvärd höjd och frispola även det södra partiets högsta delar. Ty det är väl sannolikt, att vid en genom ett dylikt genombrott framkallad avtappning de framrinnande vattenmassorna framsläppts i viss mån successivt och omöjligen nedanför genombrottet kunnat uppträda i sådana mängder, att de fyllt den 2 à 3 km. vida dalen i hela dess bredd och till en höjd av 30 à 35 m. över dess botten. — Däremot kan den fullständiga kalspolningen ganska lätt förklaras, om isvallen legat nedanför klipptröskeln t. ex. i närheten av Jaurekaska. Den genom avtapp-

ningen successivt och i början kanske t. o. m. ganska långsamt fallande vattenytan kom slutligen att ligga i nivå med klippryggens översta del. Dels genom strömningar och nivåväxlingar i vattenmassorna, dels genom den på denna punkt mycket starka vågrörelsen rensköljdes då detta högsta parti. När sedan sjöns vattenstånd ytterligare sjönk, frispolades efter hand de nedanför liggande delarna på samma sätt som vid



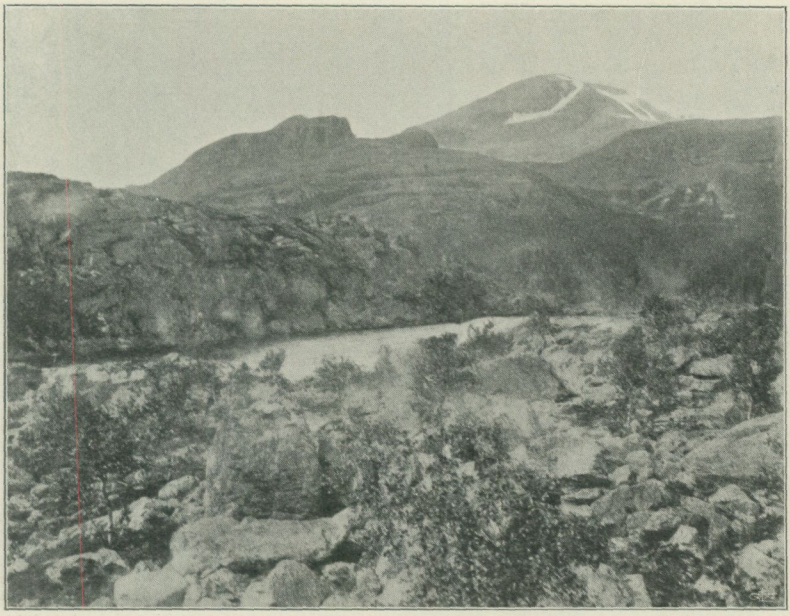
Förf. foto. 4/8 1912.

Fig. 51. Norra delen av klippryggen vid St. Sjöfallet. Till vänster det södra av de översta fallen. Till höger den från detsamma mot N förande klippkanalen.

våra havskuster branta klippsluttningar under landets långsamma höjning hava renspolats ända från högsta marina gränsen ned till den nuvarande vattenlinjen. Även förhållandena vid St. Sjöfallet stödja alltså uppfattningen om en stor sammanhängande issjö, uppdämd av en O om högfjällen belägen isvall.

Issjöns slutliga avtappning synes hava gått mycket hastigt. Då vattenytan fallit i nivå med ryggens nordliga lägre hälft, funnos säkerligen ännu icke de båda erosionsrännor, i vilka

de nuvarande fallen äro belägna, utan klippröskeln var fullständigt sammanhängande. Över dess östra brant störtade sig nu vattenmassorna och urholkade i den nedanför befintliga platån de rännformiga kolkar, som ännu finnas kvar, och av vilka den största utgöres av den smala klippkanal, som leder större delen av vattenmassorna från det södra övre fallet mot N (se kartan, tavl. 8 och fig. 51). En



Förf. foto. 15/7 1912.

Fig. 52. Kolksjö nedanför den norra delen av klippryggen vid St. Sjöfallet.

annan dylik kolk finnes strax NO om den norra tröskelhälftens högsta punkt nedanför en därstädes befintlig lång svacka i bergryggen (se kartan, tavl. 8). Den är ett fullständigt slutet klippbäcken, vars botten nu intages av en liten tjärn (se fig. 52). Dessa kolkrännor visa, att de från V kommande vattenmassorna torde hava varit ansenliga, även sedan issjöytan O om klippryggen sjunkit i nivå med dalbottnen, vilket ju också är förklarligt på grund av den stora areal, som de västra delarna av issjön intogo, utbredd som den var i köliområdets många breda dalgångar. Det torde alltså få antagas,

att då Lule-issjöns vattenyta sjunkit till en nivå något högre än klippryggens norra del, ägde det slutliga genombrottet av isvallen rum. Härigenom tömdes den smala Langas-dalen hastigt, och följden blev, att de från V framrusande vattenmassorna bildade ett brett fall över ifrågavarande parti av klippryggen. O om den nämnda kolkrännan är berggrunden täckt av betydande mängder grovt ändmoränmaterial. De



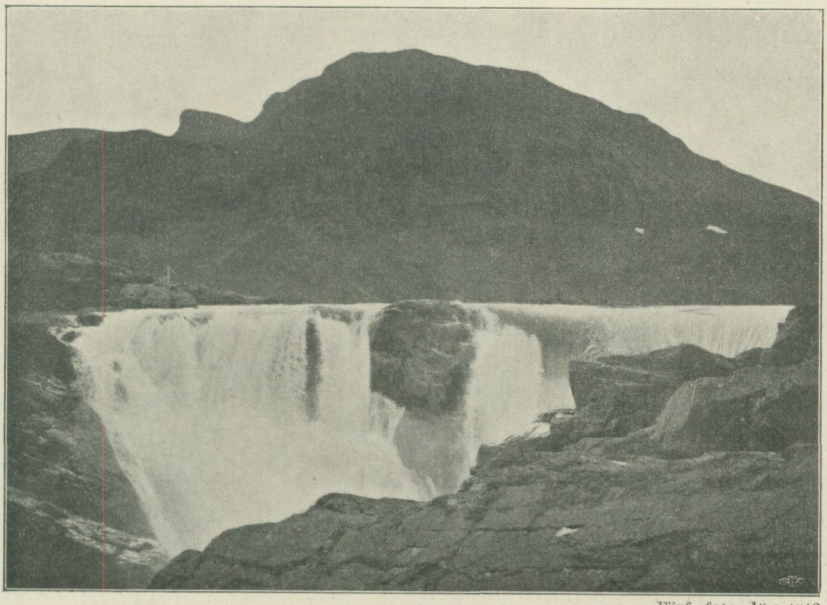
Förf. foto. 28/8 1913.

Fig. 53. St. Sjöfallsområdet. Fallbranten i det sydligaste av de döda fallen.

över denna platå framrusande vattenmassorna hava bortsköljt det finare materialet och utskulpterat erosionsbranter och strömrännor på olika nivåer, så att nu endast platåns allra översta topp SO om den lilla kolksjön uppvisar orörd morän (se kartan över St. Sjöfallet, tavl. 8).

Då den framströmmande vattenmängden avtog, torrlades större delen av klippryggen, och avloppet lokaliserades till de fyra lägsta punkterna på densamma, nämligen dels till de båda nuvarande övre fallen, dels till klipptröskelns norra och södra ändpunkter, där även fall uppstodo (se fig. 53). Båda

voro vattenförande så länge, att kolkar hunno utbildas i det fasta berget nedanför dem. Vid det norra finnes än i dag en liten kolksjö, helt och hållet anlagd i fast berg. Nedanför dessa fall utbildades erosionsbranter och strömrännor i det lösa materialet. De från det södra fallet kommande vattenmassorna synas sålunda hava fördelat sig på ej mindre än fyra armar, i det fyra tydliga strömrännor från detsamma föra ned till



Förf. foto. 18/7 1912.

Fig. 54. Sjöfallsområdet. Det översta södra fallets fallhuvud. I bakgrunden Alleb Kirkao.

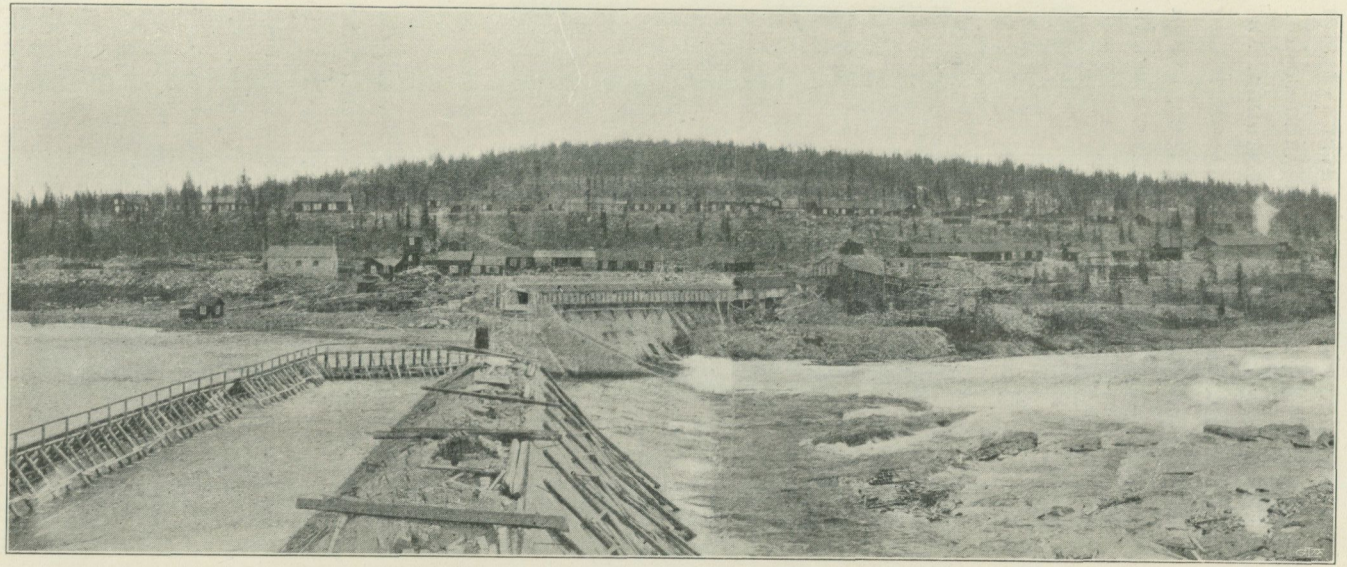
var sin vik eller bukt av Langasjaure (se kartan över St. Sjöfallet). Av dessa båda nu döda fall torde det av mig upptäckta nordliga längst hava varit vattenförande, ty passpunkten mellan detsamma och Kårtjejaure ligger ett par dm. lägre än mellan sjön och det sydliga, som först beskrivits av SVENONIUS (St. Sjöf. I., sid. 548). Av en eller annan anledning synes också erosionsprocessen hava fortsatt längre i N, innan den avbröts, ty där har fallet hunnit fullständigt genomskära själva klippbarriären, och fallhuvudet ligger nu V om densamma samt längre uppåt dalgången än i något av de

övriga, de nu vattenförande även inberäknade (se kartan över St. Sjöfallet).

Dels genom att den i dalen framflödande vattenmängden avtog, dels på grund av selektiv erosion torrlades småningom de båda sidofallen, och avloppen koncentrerades till tröskelns mitt, där nu det södra och vattenrikare av de båda återstående genomskurit klippryggen i en smal cirka 70 m. lång och 30 m. djup ravin, så att själva fallhuvudet nu har ryckt fram till stranden av Kårtjejaure eller t. o. m. några m. ut i nämnda sjö (se kartan och fig. 54).

b. Företeelser O om isdelaren som härröra från avtappningsprocesserna.

Såsom jag ovan visat, har Lule-issjön ända sedan sin sänkning under Salojaurepassnivån dränerats österut mot isdelaren, och att denna tidrymd varit relativt lång, framgår av att issjön under densamma intagit ej mindre än fem olika nivåer, markerade genom lika många serier av utbredda och väl utpräglade strandmärken. Det är ju anmärkningsvärt, att avloppet under så långa tider sålunda kan hava varit förlagt genom eller över själva ismassan, utan att denna omedelbart sönderskurits och issjön genast avtappats. Förklaringen härtill är ej lätt att finna, och förhållandena hava i detta hänseende tydligen varierat i skilda områden. Så har GAVELIN funnit, att den av honom beskrivna Gäuta-issjön avtappats jämförelsevis hastigt och kontinuerligt (Isdämda sjöar, sid. 55), medan i Skelleftedalen avtappningsprocesserna försiggingo i flera repriser, avbrutna av uppehåll, under vilka sjöytorna höllo sig tämligen konstanta (o. a. a., sid. 79). Möjligen kunna dylika pauser i avtappningen förklaras sålunda, att avloppen, som ofta torde hava varit marginala och följt dalsidorna, påträffat tillfälliga hak eller rännor i dessa, eller själva urgrävt lokala dylika, varigenom de för en tid blivit extramarginala. Först när dalsidan nedanför dessa



Förf. foto. 2/6 1913.

Fig. 55. Porjus från älvens motsatta sida. Byggnaderna t. v. och i mitten anlagda på ett terrassplan.

lokala flodbäddar blev isfri, kunde avloppet åter förläggas längs iskanten och långsamt genom sidoerosion förskjuta denna eller sänka sig ned under densamma, ända tills ett nytt hak i fast mark anträffades. Dessa frågor äro dock säkerligen mycket komplicerade och sammanhänga nog även med om avloppen förlagts sub- eller supraglacialt.



Förf. foto. 28/5 1913.

Fig. 56. Frispolade blockmassor på den nedersta Porjusterrassens distalbrant.

Avloppen hava emellertid givit upphov till en del ganska vidsträckta företeelser av betydelse t. o. m. för landskapets karaktär, och genom dessa kunna i vissa fall upplysningar vinnas om dräneringsvägarna under avsmältningstiden.

De glacifluviala bildningarna vid Porjus. Redan långt nedom fjällområdet anträffas dylika företeelser. Så omnämner HAMBERG en förmodad strandlinje på Nuorta Kirkåive vid St. Lule älv (Geom. u. Quart., sid. 734). Han tolkar den emellertid såsom uppkommen i en kantsjö (Isafsmältn., sid. 415). Då lokalen ligger ungefär 30 km. nedanför mitt eget arbetsområde har jag ej haft tillfälle att

besöka densamma, men det finnes ingen anledning att betvivla riktigheten av HAMBERGS uppfattning. — Mycket vackra dylika bildningar har jag emellertid anträffat vid Porjus. På Porjusvares nordvästra sida strax ovanför den punkt där älven störtar sig utför det översta fallet finnas några terrasser, av vilka den nedersta är synlig från dalgångens mot-



Förf. foto. 29/5 1913.

Fig. 57. Grovt, skiktat grus, överlagrat av morän, Porjus.

satta sida. Den ligger cirka 33 m. över älven och är i det närmaste horisontell samt markeras numera av en rad byggnader, som tillhöra Kraftverket och alla äro belägna på dess plan (se fig. 55, mitten och vänstra hälften). Den torde hava uppstått vid en issjö, som bildades mellan dalsidan och den istunga, som under senglacial tid norrifrån sköt ned genom dalen. På distalbranten av denna terrass finnes en ganska bred zon av stora, frisvallade och delvis rundade block (se fig. 56); den härstammar från glaciärens sista tid i denna trakt, då

den marginala sjön avtappats och en lateral älv framflöt ett 10-tal meter under dess forna nivå. — Ovanför nämnda terrass finnas ytterligare tvenne, av vilka den nedres nederkant är synlig å fig. 55. De ligga på cirka 10 meters vertikalavstånd från varandra och överensstämma däruti, att deras plan slutta med ungefär 1 m. på 10 från N till S. De äro alltså tydligen strömterrasser. Detta bestyrkes av att på bådas plan finnas



Förf. foto. 29/5 1913.

Fig. 58. Skiktad sand överlagrad av morän, Porjus.

mycket vackra ända till $2^1/_2$ m. djupa strömrännor, på det översta t. o. m. tvenne, av vilka den yttre (yngre) avskär en utgående bukt av den inre. — Alla tre terrasserna kila ut i söder mot Porjusbergets ganska starkt utskjutande sluttning, varest berggrunden på en stor sträcka är frispolad. På andra sidan om denna bergudde vidtager ett i sin övre del från dalsidan mot dalbottnen ganska starkt sluttande plan. Detta består särskilt nedtill av stundom ganska grovt rullstensmaterial, som nästan överallt är vackert skiktat (se fig. 57). Skiktningen är i allmänhet vackrast på $^1/_2$—$^3/_4$

meters djup. Bildningarna överlagras emellertid av mindre väl sorterade, stundom typiskt moränartade och starkt blockförande lager på några dm:s mäktighet (se fig. 57 och 58). På dagytan finnas dessutom ganska gott om grova block. En dylik överlagring av morän på rullstensmaterial anses ju i allmänhet visa, att en temporär framryckning av isen ägt rum, sedan området en gång blivit isfritt. Emellertid synes det knappast nödvändigt att här uppfatta företeelsen på sådant sätt. De skiktade grusmassorna torde nämligen kunna vara submarginala, avsatta av de laterala älvar, som bildade strömterrasserna längre i N, och som på sydsidan om det utskjutande klippnäset, där dalen åter vidgar sig och isens tryck mot dalsidan följaktligen blev svagare, togo vägen ned under iskanten och dit nedspolade det från klippryggen bortsköljda materialet. Detta avlagrades alltså submarginalt på den nedre dalsluttningen, och då glaciären bortsmälte, avsattes ovanpå detsamma dess sido- och innermorän. — Endast en kort sträcka längre ned åt älven upphör grusplatån. Men på andra sidan älvfåran, det s. k. Lillselet, begynner i stället ett åslandskap, vars material merendels består av skiktad fin sandmo. Det fortsätter raka vägen till Pakko-dalen på 1—2 km:s avstånd från älven (se översiktskartan, tavl. 10) och består av stundom skarpryggade åsar, här och där uppdelade i tvenne parallella ryggar och på somliga ställen utbredande sig till ganska ansenliga sandplatåer. I själva verket förefalla dessa bildningar att vara den subglaciala fortsättningen på de submarginala avlagringarna vid Porjus. De synas nämligen börja mitt emot de senare på älvens motsatta sida. N om denna punkt på västra sidan hava nämligen icke sådana bildningar anträffats. Detta hindrar naturligtvis icke, att en del av det subglaciala materialet kan härstamma från andra håll, men i icke ringa mån torde åsbildningarna dock kunna sättas i förbindelse med de ovanför liggande strömterrasserna och frispolningarna.

De nyssnämnda bildningarna äro naturligen jämförelsevis tidiga, eftersom denna punkt ligger på ganska stort av-

stånd från isdelaren. Att parallellisera dem med något visst skede i issjöarnas utveckling är tills vidare omöjligt, men säkert är, att den ovannämnda marginala älven icke kunnat hava något samband med de senglaciala issjöarnas avlopp.

Närmare isdelaren uppträda emellertid bildningar av liknande typ, som torde kunna sättas i förbindelse med issjöavloppen. Så anträffades dylika på SV-sluttningen av berget Nabrivare. Även här börja de i NV på relativt hög nivå såsom mot SO lutande strömterrasser. Icke mindre än sju dylika kunna urskiljas, den ena under den andra. På den överstas plan funnos vackra strömrännor. I SO övergå dessa bildningar i ett slags sluttande grusfält, som torde kunna betraktas som submarginalt. Slutligen uppträda även i detta fall längre ned åt dalgången verkliga rullstensåsbildningar, nämligen en grusrygg på stranden S om Nabriuornas och vidare V om Akkalavare en grusplatå, varifrån grusåsbildningar löpa ut i St. Lule vatten och bilda ett par av sjöns uddar. Ursprungligen sträckte de sig sannolikt betydligt längre ut i sjön men hava senare abraderats av densamma.

Även vid foten av Appovare hava dylika glacifluviala ackumulationer anträffats. De börja som en utbredd platå, som stöder sig mot berget, och fortsättas längre i SO av små grusåsbildningar vid sjöstranden samt även längre i S vid Tjålmevare.

Vid själva isdelaren finnas även dylika bildningar, och här är deras samband med issjöavloppet fullt tydligt. Strax O om den punkt, där den ovan (sid. 181) beskrivna erosionsstrandlinjen nedanför Tapmok kilar ut, uppträda små gruskäglor på något lägre nivå. De kunna närmast karakteriseras som ett slags sluttande platåer med planen starkt lutande ned mot dalbottnen. Längre österut uppträda de på lägre höjd och nå slutligen ned på själva dalbottnen. Här släppa de på ett och annat ställe dalsidan och stryka åsformigt ut över dalbottnen i sydöstlig riktning. De synas mig knappast kunna tolkas på annat sätt än såsom avlag-

ringar av den laterala älv, som här torde hava utgjort sjöns avlopp (se ovan sid. 181). Denna torde först varit marginal, men blev senare submarginal, varför också avlagringarna träffas på mot SO allt lägre nivåer. Slutligen torde älven hava blivit subglacial. På södra sidan om forsen vid Jaurekaska finnes nämligen typiskt rullstensgrus överlagrat av morän. Detta fortsätter längs sydvästra stranden av sjön fram till Petsesuolo, som helt och hållet består av åsmaterial. Därefter fortsätter detta på sjöns botten mot SO ned mot den lilla ösvärmen vid Pajkajokks mynning och ger upphov till den tydliga bank, som på längden delar detta parti av sjön i tvenne bäcken.[1] Det synes alltså, som om man även här skulle kunna härleda typiskt subglaciala bildningar från älvar, som börjat som laterala eller marginala. Däremot saknas tydliga bevis för att ända från den västra iskanten en subglacial dränering samtidigt ägt rum, utan issjön synes på detta stadium, d. v. s. då den nådde fram till Tapmok, huvudsakligen hava avrunnit marginalt.

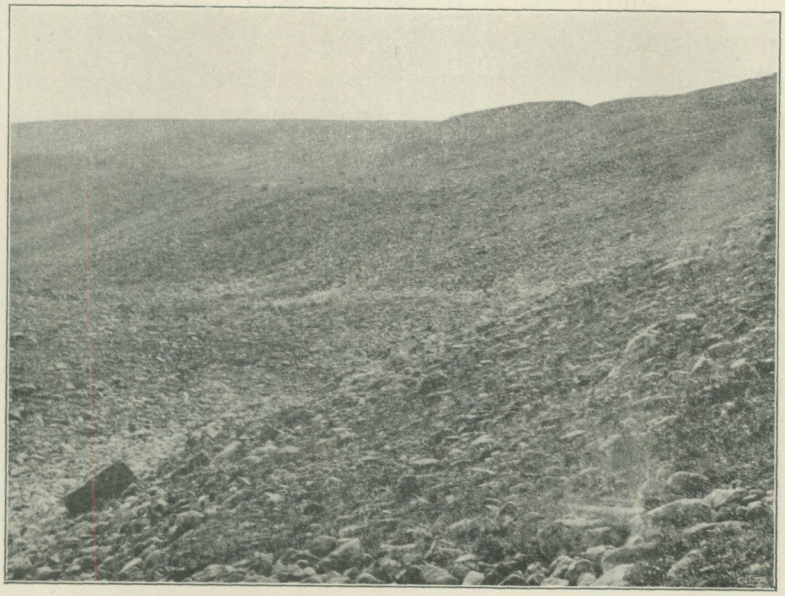
I själva verket tyckes det hava förhållit sig på samma sätt under ett tidigare skede. På Ultevis-fjällens nordöstra sida finnas nämligen hela serier av strandlinjer ifrån trakten av isdelaren och vidare ungefär 10 km. mot SO. De äro särskilt kraftigt utbildade omkring bäckarna, men uppträda även på större avstånd från dessa och ligga flerstädes på 2 à 3 nivåer ovanför varandra. Särskilt omkring Luspenoivebäcken och Kingelbäcken (SSV om Mattok) äro de vackert utbildade. Tyvärr kom jag ej i tillfälle att besöka dem utan måste nöja mig med att genom spegelsyftning från Mattok söka bestämma deras höjd. Sålunda fann jag, att den lägsta cirka 2 km. långa strandlinjen vid sistnämnda bäck torde ligga i nivå med Mattoks topp (708 m.) Omkring Luspenoivebäcken finnes ett ackumulationsplan, vars nivå torde överstiga Mattoks med ungefär 50 m. Dessa strandlinjer härröra med säkerhet från marginala issjöar, som uppstodo, då det östra

[1] Se djupkartan, tavl. 9.

urbergsområdets högsta partier började framsmälta ur ismassan omkring isdelaren. I viss mån av samma typ äro de företeelser, som anträffats längre i SO längs sidorna av Valle. Detta fjäll är i själva verket endast en från Ultevis utlöpande platå, och vid närmare undersökning av densamma anträffades fyra små erosionsdalar, som i stort sett äro parallella och huvudsakligen anlagda i fast berg. De genomskära platåns sydostspets från VSV till ONO, men alla hava de passpunkterna belägna tätt intill den västsydvästra mynningen och alltså ett gott stycke V om platåns höjdaxel. De hava tydligen uppkommit genom att en i Luosajokks dal kvarliggande ismassa uppdämt vatten mot fjällsidan och tvingat detta att stiga tills passpunkten mellan platån och iskanten nåddes, varefter erosionsdalarna urgrävdes genom bakåtgående erosion.

En ännu kraftigare utbildad dalgång av samma slag finnes NV om Valles högsta topp. Den är bortåt en km. lång och maximidjupet mera än 15 m. Egendomligt nog ligger passpunkten i densamma ej vid högslättens ena sida utan ungefär mitt i ravinen och sammanfaller alltså ungefärligen med fjällplatåns höjdaxel. Detta kan ej förklaras på annat sätt, än att uteroderingen försiggått växelvis från båda hållen. De båda å ömse sidor om platån belägna glaciärerna hava naturligtvis icke alltid intagit samma nivå i förhållande till varandra och säkerligen ej heller de kantsjöar, som att börja med bildades mellan dem och fjällsluttningen. Tidigast låg därför sannolikt den östra sjön högst, varför erosionsarbetet försiggick från detta håll, men senare blev förhållandet omvänt, och då flyttades passpunkten genom bakåtgående erosion från dalens östra ända till mitten. Den östra mynningen ligger nu cirka 10 m. lägre än den västra. Den är dessutom vidast, och där såväl som på passpunkten finnas frispolade klipphällar. — De marginala sjöar, som givit upphov till dessa bildningar, hava säkerligen varit mycket obetydliga. Några andra spår av dem än de här refererade finnas icke, och det vore kanske lämpligare att helt enkelt benämna dem uppdämt vatten.

Det torde av vad som anförts vara fullständigt tydligt, att kantsjöar funnits O om isdelaren och t. o. m. på ganska stort avstånd från denna. Såväl de vid Ultevis som de O om St. Lule vatten torde emellertid hava varit fullständigt lokala bildningar, och det finnes ingen anledning att antaga, att de på något sätt stått i förbindelse med Lule-issjöns avloppsälvar. Helt naturligt delar jag alltså även HAMBERGS uppfattning, att ifrågavarande strandlinjer äro belägna alltför



Förf. foto. 10/9 1913.

Fig. 59. Strömterrasslandskap på Valles östsluttning.

långt österut för att de skola kunna vara bildade i en av den sista isresten uppdämd sammanhängande issjö (Isafsmältn., sid. 415; Geom. u. Quart., sid. 735). Däremot kunna naturligtvis dessa strandlinjer icke anföras som argument för, att icke helt andra strandmärken, även de belägna O om högfjällen, kunna vara avsatta i stora sammanhängande, V om isdelaren uppdämda issjöar.

Om alltså de nämnda sjöbildningarna på sluttningarna av Ultevis med all sannolikhet icke stått i något direkt samband med Lule-issjön, så existerar dock i samma trakt

en del företeelser, vilkas uppkomst torde få ställas i förbindelse med densamma. HAMBERG har som bekant omnämnt, att han »funnit strandlinje-serier av samma beskaffenhet som i fjällen utmed hela sydöstsluttningen av Ultevis-fjällen ända till Aime, på Aimes och Valles östsluttningar samt på nordsluttningen av Apakes» (Isafsmältn., sid. 415). Trots ett flera timmar långt sökande har jag emellertid icke lyckats anträffa några strandlinjer på sistnämnda lokal. Den enda del av densamma, som jag då icke hade tillfälle undersöka, var syd- och sydvästsluttningen av Årjemuslulemus Apakes. Med strandlinjerna på Valles östsluttning förhåller det sig på följande sätt. Redan på ett avstånd av ett par km. O om densamma frapperas man av de stora grusmassor, som här äro utbredda, och i vilka djupa erosionsfåror äro nedskurna. De sträcka sig ända fram till platåns sida och även på denna finnas väldiga detritusanhopningar, huvudsakligen av mycket grovt material. Platåns sluttning företer en strandlinjeliknande kontur; terrassliknande avsatser synas överallt på densamma (se fig. 59), men vid närmare undersökning av dem finner man, att de icke äro horisontella. Deras plan slutta ofta mycket tydligt, och vanligen från NV till SO. De kunna därför icke vara strandlinjer utan måste tolkas som strömterrasser, d. v. s. de utgöra den ena sidan och bottnen i gamla marginala flodbäddar. Som jag förut nämnt, utgör Valle en utlöpare från Ultevis' stora fjällplatå, och det förstnämnda fjället torde hava lett det därstädes uppkomna smältvattnet i form av kantälvar vidare mot SO. I själva verket finnas dylika sluttande strömterrasser på Valles båda sidor, och de uppträda ofta på flera nivåer samtidigt, den ena ovanför den andra. Vid platåns södra del, där dess sidor böja av mera mot S, släppa åtskilliga av dem fjällsidorna och löpa ut från dem i form av tydliga, stundom långa åsar. Det är uppenbart, att emedan en tryckminskning av ismassan mot fjällsluttningen på detta ställe gjort sig gällande, så hava de marginala älvarna lämnat platåsidan och fortsatt vidare submarginalt i samma

riktning som ovanför denna punkt. Särskilt måste ett dylikt förhållande hava ägt rum vid platåns sydspets. Där finner man också, att strömterrasser från ömse sidor mötas och bilda ett antal från platån åsformigt utskjutande plan som trappstegsformigt nedstiga från fjällsidans övre del mot SO. Den nordöstra fjällsidans sålunda från NV kommande och åt SO på det nedanför belägna slättlandet utkilande strömterrasser äro tydligen av inbördes olika ålder. Den översta på sydspetsen torde vara äldst och den nedersta i NV är yngst. De utgjorde tydligen avloppen för de lokala isdämda sjöar, som på avsmältningstidens tidigare stadium funnos längre i NV i trakten av Mattok, och vilkas strandlinjer jag ovan har beskrivit. Dock är det ej gärna möjligt, att ensamt dessa lokala issjöar kunnat avgiva de väldiga vattenmassor, som tydligen en gång framrunnit i denna trakt. Nedanför de ovan beskrivna strömterrasserna, som även längre i NV stundom utlöpa åsformigt från fjällsidan, finnas nämligen i dalen mellan Valle och Kaltisvare oerhörda ditritusmassor, uppträdande terrass- eller åsformigt, ofta av ännu ansenligare dimensioner än de förra och sluttande mot SO. De äro ofta longitudinalt sönderskurna av recenta bäckar och sålunda uppdelade i ett ännu större antal ryggar än ursprungligen. Närmare bottnen av den ett par km. breda dalen mellan nämnda fjäll breda de ut sig till vida, skiktade sand- och grusfält, här genomskurna av bäckdalar. Mångenstädes uppträda isgropar, som visa, att grusplatån är bildad extramarginalt. — Det är antagligt, att här anträffats den viktigaste avloppsvägen för Lule-issjön på ett av dess tidigare stadier. Passpunkten i dalbottnen ligger på en höjd av 620 m., och tages den olikformiga nivåförändringen med i räkningen, torde issjön mycket väl kunnat dräneras denna väg ännu så sent som på den tid, då de stora erosionsstrandlinjerna vid Alemusjaure på 589 m. och vid Akka på 587 m. utbildades. Sedan vattnet på lateral och submarginal väg sökt sig fram hit, påträffade det här vid sidan av Valle den del av iskanten, där denna började slutta mot SO, och här blev därför erosio-

nen särskilt intensiv, varvid strömterrasserna utskulpterades. Senare blev hela dalbottnen isfri, och nu utsvämmades över densamma de av isälvarna från NV medförda ditritusmassorna. Passpunkten i denna dalbotten blev senare sannolikt under en tid bestämmande för Lule-issjöns avlopp, som här då kom att förlöpa extramarginalt, ända tills det genom istungans smältning kom att förläggas på östsidan av Kaltisvare, då en sänkning av issjönivån sannolikt ägde rum.

Grusplatåerna vid Valle hava mycket stor utbredning. De sträcka sig mot SO långt ned mot Luosajokks nedre del samt på andra sidan om densamma och täcka även den stora platån nedanför Juovakåbbo och Apakes, där även liknande strömrännor finnas.

Marginala och submarginala erosionsfenomen och extramarginala deltabildningar äro alltså synnerligen allmänna på sidorna om Luledalens Langas- och Lule vatten-sektioner. Däremot saknas dylika avlagringar i stor utsträckning på dalbottnen. Man skulle vänta, att därstädes finna mot de förra svarande submarginala deltabildningar. Med undantag av den lilla åsbildning, som finnes i Lule vattens nordvästra del och som i jämförelse med de förra är synnerligen obetydlig, saknas emellertid sådana ute på själva dalbottnen. Endast vid dalgångens sidor finnas, såsom jag ovan nämnt, smärre sådana. Denna disproportion mellan marginala och submarginala avlagringar å ena sidan och otvetydigt subglaciala å den andra, angiver ganska tydligt, att Lule-issjön icke dränerats av någon större central isälv utan huvudsakligen lateralt. De laterala älvarna, som senare blevo submarginala och slutligen subglaciala, höllo sig även på sistnämnda stadium av sin utveckling i dalsidans närhet. I själva verket har man ju även i södra Skandinavien funnit, att rullstensåsarna ofta uppträda på eller i närheten av dalsidorna. I södra Alaska har man emellertid vid studiet av de nuvarande glaciärerna gjort en iakttagelse, som överensstämmer med och lämnar en viss förklaring till ovannämnda egendomliga förhållande. Där har nämligen VON ENGELN

funnit, att visserligen de små smala glaciärtungorna uppvisa en central isälvstunnel, som utmynnar ungefärligen där glaciärens höjdaxel skär bräckan, men att däremot de stora och vida glaciärloberna aldrig dräneras av en dylik central isälv, utan av en eller två sidoälvar, som alltid utmynna i närheten av glaciärens sidomoräner (Glac. Drain., sid. 113—115).

Detta förhållande skulle ju kunna tänkas bero på, att trycket under de större glaciärernas centrala delar varit för stort för att älvarnas tunnlar skulle kunna hållas öppna. Men därjämte har HESS genom temperaturmätningar i glaciäris visat, att »die Temperatur im Inneren des Gletschers die den jeweiligen Druckverhältnissen entsprechende Schmelztemperatur des Eises ist» (Die Gletscher, sid. 152), och att alltså temperaturen i de undre lagren av mäktiga ismassor måste sjunka avsevärt under $\pm 0°$. Såsom VON ENGELN påpekat (Glac. Drain., sid. 119) torde därför på större djup framrinnande vatten genom frysning tillsluta de håligheter, som möjligen kunna bildas i glaciären genom isens rörelse, och som under andra förhållanden skulle ombildats till istunnlar, och härigenom omöjliggöres isälvarnas nedträngande under mäktigare istungor. Dessa dräneras därför huvudsakligen intraglacialt och submarginalt.

På grund av den forna Luledalsglaciärens storlek är det därför lätt förklarligt, att subglaciala avlagringar i nämnvärd omfattning icke bildades av densamma. Den lilla glacifluviala åsen i norra delen av St. Lule vatten har tydligen uppstått, först då glaciärens östra kant ryckt tillbaka nästan till isdelaren och jökeln reducerats till en obetydlighet. Luleissjöns definitiva genombrott och avtappning var då tydligen nära förestående. Ett märke efter denna slutkatastrof, som utgjort ändpunkten i issjöns historia, äro uppenbarligen de vidsträckta frispolningar, som förefinnas på dalbottnen O och NO om Mattok, alltså på en lokal, belägen omedelbart under eller intill den sista isdelaren.

IV.

Några bidrag till flytmarkens dynamik.

Flytmarkens utbredning i Luleområdet och några av dess viktigaste kännetecken.

Såsom redan i början av detta arbete blivit antytt (sid. 17) kännetecknas högfjällsområdet bl. a. av en viss marktyp, som där uppträder som den på stora sträckor förhärskande, nämligen flytjorden eller flytmarken. Visserligen finner man sådan även i de båda östligare zonerna, men endast helt sparsamt, och ännu då man nått fram till högfjällsområdet och stiger uppför de branta dalsidorna eller fjällsluttningarna, finner man sällan något särskilt påfallande i markens detaljkonfiguration eller konsistens, förr än man når upp till själva nederkanten av de stora fjällslätterna. Ej heller där inträffar alltid någon förändring i detta hänseende. I högfjällszonen kan man uppstiga till och över höjdkurvan för 800 m. utan att påträffa någon flytjord, särskilt om man befinner sig på en mot S vänd sluttning. Men då man beträder fjällslättens nedre delar, finner man ofta att marken börjar uppvisa en viss valkighet, i det att dess yta nu är uppdelad i avsatser eller små terrasser, som icke äro ordnade på bestämda linjer eller nivåer, utan äro placerade utan inbördes ordning. Deras konturer äro vanligen otydligt markerade, men man kan dock oftast urskilja en bestämt utbildad terrassbrant och ett ovanför liggande, nästan horisontellt plan. Vanligen företer detta en dragning till halvmånform, och

även för övrigt uppvisa företeelserna samma egenskaper, som SERNANDER så träffande skildrat från Härjedalen (Flytjord) och G. DE GEER angivit som det karakteristiska för flytjordsvalkarna på Oviksfjällen samt TANNER beskrivit från Finmarken (Finm. Glac., sid. 10—11). Kännetecknande för dessa längst ned anträffade flytvalkar är, att de äro täckta av vegetation, vanligen tillhörande ängsserien. Högre upp blir växttäcket allt mindre sammanhängande, och samtidigt bliva avsatsernas former skarpare och tydligare. Mångenstädes sammansmälta terrasserna nu till långsträckta vallar, och samtidigt som deras bräm växa i längd, tilltaga ofta planens bredd (se fig. 63). Först här får man också en livligare uppfattning av att marken verkligen är stadd i rörelse.

Denna flytmarkstyp, terrass- eller vallflytmarken, träffar man på fjällslätternas lägre nivåer överallt, där bergytan är tillräckligt jämn och jordbetäckningen nog mäktig för att tillåta dess uppkomst. Dess vertikalutbredning kan belöpa sig till ett hundratal m. och mera. Vid dess övre gräns bliva planen ofta bredare samtidigt som distalbranterna avtaga i höjd, och på så sätt övergår vallflytmarken småningom i de stora flytmarksfälten, där markens yta är i stort sett jämn och stadd i likformig flytning eller glidning samt i följd härav visar en jämn fördelning av de fenomen, som äro speciellt typiska för detta slags terräng. Det karakteristiska för denna marktyp är, att den på ytan visar en viss fluidalstruktur, förorsakad av flytningen. Är jordbetäckningen tillräckligt mäktig, saknas på markytan löst liggande flyttblock, i det att dessa mera eller mindre hava sjunkit ned i den mjuka marken och skjuta upp med endast en del av sin höjd. I detta avseende skiljer sig alltså detta slag av mark från den typiska moränmarken, liksom också däruti att alla oregelbundna ojämnheter saknas. Den mycket karakteristiska ojämna smågropighet, som utmärker den typiska bottenmoränens yta, återfinnes icke här. Där materialet huvudsakligen är fint,

ligga även de medelstora och mindre blocken nedsjunkna i den övriga massan. Består marken av grovt material t. ex. uteslutande av block, ligga dessa dock icke löst, oredigt hopade på varandra, utan liksom pressade och jämkade tillsammans, så att markytan blir i största möjliga grad jämn (se fig. 70, förgrunden). Ett plan, lagt genom ytblockens översta partier, skulle bilda en så gott som alldeles jämn yta. I detta hänseende är ju kontrasten mot moränmarken påtaglig. — Stundom antager denna blockflytmark formen av små tungor eller strömmar och påminner då i smått om de »stonerivers», som J. G. Andersson beskrivit från Falklandsöarna (Contributions). Här och där ersättas de jämna stenfälten av blockterrasser eller blockvallar med tydligt avsatta distalbranter (se nedan, fig. 64) och utgörande en tydlig motsvarighet till den ovan beskrivna i fint material utbildade vallflytmarken.

Flytjorden är den förhärskande marktypen på de stora fjällvidderna. Uppåt begränsas dess område av amfibolitmassivens branta sluttningar eller av rasmarken vid deras fot. Även i kölizonen är den en ganska vanlig företeelse. Den nedre gräns, ovanför vilken den är ett allmänt förekommande fenomen, ligger lägre här än i nyssnämnda område, samt sjunker oavbrutet mot V. Däremot uppträder flytjorden knappast så dominerande här som i högfjällsområdet, vilket torde bero dels på att stora flata fjällvidder äro sällsynta, dels på den mot V avtagande jordbetäckningen.

Flytmarkens dynamik.

Kort översikt av de viktigaste hittills framställda åsikterna.

Den rörlighet, som alltså karakteriserar ifrågavarande marktyp, är dock ingenting i och för sig anmärkningsvärt, ty detta är en egenskap, som man vanligen tilldelar större delen av den på jordytan befintliga lösa jordbetäckningen, i det att man anser, att densamma är stadd i ständig om också ytterst långsam rörelse från högre delar av jordytan till lägre (Davis, Physical Geogr., sid. 263, 267). Flytjorden

i egentlig och inskränkt mening skiljer sig från densamma endast däruti, att dess rörelse är så mycket hastigare, att den sätter sin prägel på markens struktur och väcker forskarens uppmärksamhet, i motsats mot den förra, vars långsamma glidning i allmänhet icke torde vara direkt påvisbar. Flytjorden är alltså i detta hänseende endast en variant av den förra, men som sådan en skarpt utpräglad ytterlighetsform. Problemet blir således att klargöra, vilka de faktorer äro, som framkalla denna jämförelsevis hastiga rörelse, och som alltså förefinnas beträffande denna marktyp i motsats till varje annan.

Den vetenskapliga forskningen har föga mera än ett decennium sysslat med dessa spörsmål, men likväl hava ett stort antal teorier angående dem redan sett dagen. W. Meinardus uppger sålunda, att endast beträffande den marktyp, som han benämner »Strukturboden», och som väsentligen torde vara bunden till flytmarken, hava ej mindre än 18 olika förklaringsförsök redan framställts (Charakt. Bodenf., sid. 18). — Den forskare, som först av alla lämnat en sammanhängande behandling av dessa problem och därigenom på dem riktat den internationella forskningens uppmärksamhet, har också lagt grunden till marktypens dynamik. Genom sin utredning av dess regionala utbildning har J. G. Andersson nämligen lyckats fastställa, att flytmarken huvudsakligen uppträder i subglaciala (polara, subpolara och alpina) klimat, (Solifluction, sid. 110). Och man torde nu vara ense om, att jordflytningen betingas av företeelser, som stå i samband med dessa. Beträffande arten av dessa företeelser, har han även klart och tydligt visat, att densamma sammanhänger med en abnormt stor vattenhalt i marken. (Contributions). Han anför också, att den genom jordflytningen åstadkomna hastiga borttransporteringen av det lösa materialet förutsätter en motsvarande nybildning av sådant, för att processen skall kunna fortgå, samt att just i sådana klimat en dylik nybildning försiggår genom den intensiva frostsprängningen (Solifluction, sid. 112). — Markens genom-

dränkning med smältvatten uppfattas även av SERNANDER som det förnämsta villkoret för jordflytningens uppkomst (Flytjord, sid. 45—46), och han opponerar sig därvid emot ett par tidigare uttalanden av G. DE GEER, vari denne framhåller den ständiga tjälens stora betydelse för jordflytningsprocessen och hävdar, att tjälytan därvid tjänstgör som glidplan. DE GEER menar dessutom, att ännu en faktor härvidlag gör sig gällande, nämligen regelationen, som skulle sätta marken i rörelse. (Yttrande, sid. 465; Quart. Niv., sid. 39).

DE GEERS teori har på sista tiden upptagits av B. HÖGBOM, som sökt göra gällande, att flytmarken i genetiskt hänseende är av två slag, nämligen 1) sådan som uppkommer genom vattengenomdränkning 2) regelationsflytjord, hos vilken även regelationen skulle bidraga att sätta marken i rörelse (Geol. Wirk.). Senare har även MEINARDUS ehuru med en viss reservation uttalat den åsikten, att regelationen spelar en viss roll för jordflytningen (Charakt. Bodenf., sid. 26 och 29). Slutligen har KARL SAPPER framhållit, att man kan hysa tvivel om regelationens betydelse för flytjordsfenomenets uppkomst, men att man såsom en av de viktigaste betingelserna för detsamma måste uppfatta tillvaron av den ständiga tjälen, icke så mycket på grund av att den skulle tjäna som glidplan, utan fastmera därför, att den hindrar smältvattnets nedsipprande i de djupare jordlagren (Über Fliesserde, sid. 11).

Då det gäller att undersöka, i vilken grad och på vilket sätt jordflytningen är klimatiskt betingad, har man alltså liksom beträffande så många andra regionala och av klimatet beroende fenomen, att taga hänsyn till tvenne komplex av klimatfaktorer, nämligen såväl temperatur-, som fuktighetsförhållandena, och särskilt gäller det att i detta fall undersöka, huru dessa modifierats av den i marken uppträdande tjälen. Det måste fastställas: 1) huruvida denna kan åstadkomma en mättning av vatten i de upptinade jordlagren, samt huruvida en sådan är tillräcklig att framkalla processen, 2) om tjälen även kan inverka modifierande på de ovanpå

belägna jordlagrens temperatur och aggregationstillstånd, samt om marken härigenom kan försättas i rörelse. B. HÖGBOM har nämligen framkastat den hypotesen, att tack vare den »i tjälen magasinerade kölden» temperaturen i de ovanför tjälytan befintliga jordlagren kan vara underkastad ständiga växlingar mellan + och — 0°, utan att därför lufttemperaturen behöver falla under fryspunkten (Geol. Wirk., sid. 44). D. v. s. vid minskad insolation skulle tjälytan höjas, oavsett om lufttemperaturen, eller rättare markens yttemperatur sjunker under ± 0°, och vid en ökning av värmeinstrålningen skulle tjälens yta åter sjunka.

Vidare har man att taga i betraktande en tredje grupp av faktorer, som kunna inverka antingen gynnande eller hämmande på jordflytningsprocessens förlopp. Hit hör frågan om tjälytans betydelse som glidplan. Ett annat dylikt spörsmål är vegetationens inflytande. J. G. ANDERSSON har sålunda framhållit (Contributions, sid. 28), att frånvaro av ett sammanhängande växttäcke, vilket ju i allmänhet anses utgöra ett utmärkt bindemedel för en alltför rörlig mark, underlättar jordflytningen. Häremot har egendomligt nog B. HÖGBOM opponerat sig (Geol. Wirk., sid. 46). Emellertid har SAPPER nyligen uttalat sig i samma riktning som den förstnämnde (Über Fliesserde, sid. 4).

Värmeomsättningen i flytmarken och regelationen.

Av de här ovan omnämnda åsikterna om jordflytningens uppkomst äro alla så till vida hypotetiska, som de icke baserats på verkliga empiriska undersökningar över förhållandena i ifrågavarande marktyp, varken beträffande temperatur eller vattenhalt. Ett undantag måste dock göras härifrån. J. G. ANDERSSON har nämligen på prov av flytjord från Falklandsöarna låtit verkställa undersökning över materialets mekaniska och kemiska sammansättning samt därvid erhållit till resultat, att denna vid lämplig vattenhalt gynnat markens övergång till en plastisk massa (Contributions, sid. 37—38).

Av de tvenne grupper av faktorer, med vilka man alltså i detta fall har att räkna äro temperaturförhållandena de så att säga lättast åtkomliga. Jag har för den skull företagit mig att efterse, vilken roll dessa spela för flytjordsbildningen, så mycket hellre som av de teorier, som uppställts angående jordflytningens uppkomst, regelationsteorien måste anses som den minst sannolika. För den händelse denna helt och hållet kan bortelimineras, vinner man ju dessutom, att endast *en* möjlighet återstår, nämligen att markens vattenhalt framkallar fenomenet.

För så vitt verkligen i våra fjälltrakter en mera eller mindre regelbunden regelation äger rum, som skulle kunna ha betydelse för jordflytningsprocessen, måste den tydligen på sätt B. HÖGBOM har angivit beträffande Spetsbergen, stå i samband med förefintligheten av mera eller mindre ständigt frusen mark under de i glidning stadda lagren men kan även tänkas sammanhänga med återfrysning uppifrån. Visserligen antyder nämnda författare, att dylik regelationsflytjord är bunden till polarklimatet, och att den saknas på lägre bredd, men så länge ingen utredning visat, att nämnda klimattyp lättare än andra framkallar regelation, finnes ingen anledning att fästa avseende härvid. Förekommer regelationsflytjord överhuvud taget, kan den alltså väntas uppträda på vilken bredd som helst. Vad man känner beträffande lufttemperaturen i Lappland på de nivåer, varom här är fråga, berättigar emellertid icke till den uppfattningen, att under sommaren någon återfrysning av marken uppifrån till följd av utstrålning till luften annat än undantagsvis äger rum i nämnda område (se tab. 8 och 9). Spörsmålet sammanhänger alltså intimt med frågan om ständigt frusen mark i vårt land, varom hittills ganska litet är känt.

Förekomsten av ständig tjäle i Luleområdet. Som bekant har A. HAMBERG framlagt vägande skäl för att ständig tjäle icke existerar i vårt land under den nivå, till vilken fasta bostäder i allmänhet anträffas. Något högre upp eller på 500 m:s höjd har han i Sarek somrarna 1902—1904 an-

träffat fullständigt upptinad mark. Däremot har han på ännu högre nivåer funnit tecken, som tyda på ständig tjäle. (Frusen mark, sid. 91—92)

De iakttagelser, som av mig gjorts i detta hänseende äro av följande beskaffenhet. Den 5 sept. 1912 undersöktes marktemperaturen på tvenne tätt intill varandra belägna platser på fjällslätten S om Alleb Kirkao på 700 meters höjd. På den ena fläcken, A, bestod marken av *Sphagnum*-torv, beklädd med ett sammanhängande växttäcke, som bestod av *Rubus chamæmorus* s.[1]; *Empetrum nigrum* s.; *Polytrichum* sp. t.; *Cladina rangiferina* t.; *Betula nana* e.; *Vaccinium myrtillus* e.; *V. uliginosum* e.; *V. vitis idæa* e. Den andra fläcken, B, utgjordes av stenig morän beklädd med *Cladina rangiferina* r.; *Empetrum nigrum* s.; *Stereocaulon paschale* s.; *Cetraria nivalis* t.; *Betula nana* e.; *Juncus trifidus* e.; *Vaccinium myrtillus* e.; *V. vitis idæa* e.; *V. uliginosum* e. Observationerna utfördes kl. 1 e. m. vid synnerligen kall väderlek (+ 1,5° lufttemperatur och snöstorm.) Som instrument användes en av A. Hamberg konstruerad och av mig förut beskriven marktermometer (J. Frödin, Beobachtungen, sid. 4—5). Följande resultat erhöllos:

Djup.	Lokal A.	Lokal B.
1 dm.	+ 1,2°	+ 1,9°
2 »	+ 1,0°	+ 2,5°
3 »	+ 0,7°	+ 3,0°
4 »	+ 0,4°	+ 3,3°
5,3 »	tjäle	—
6,4 »	»	+ 3,8°
7,5 »	»	+ 4,1°

Tjäle anträffades således i torvmarken. Då den förflutna sommaren hade varit ovanligt varm och tjäle det oaktat förefanns så nära markytan och så sent på hösten att något nämnvärt upptinande icke gärna vidare kunde äga rum, får man antaga, att den här är permanent. Moränmarken upp-

[1] Frekvensen är angiven enligt R. Hults beteckningssätt.

visade däremot en med djupet hastigt tilltagande värme, oaktat vädret under de närmast föregående dagarna varit mycket kallt. Den relativt höga temperaturen på det största djupet i denna serie gör det föga troligt, att tjäle överhuvud förekom på denna lokal. I så fall bör den övre tjälytan hava legat på avsevärt djup.

Liknande förhållanden anträffades den 17 sept. samma år i den förut omnämnda erosionsdalen mellan Ahos korso och Petsaure (se ovan sid. 173). Även här undersöktes två lokaler. Den ena, A, var en mosse belägen i passpunkten och alltså på 673 meters höjd samt klädd med ett sammanhängande växttäcke av följande sammansättning. Lägsta fältskiktet[1]: *Empetrum nigrum* s.; *Vaccinium vitis idæa* s.; *Andromeda polifolia* e.; *Betula nana* e.; *Carex saxatilis* e.; *Rubus chamæmorus* e.; *Vaccinium uliginosum* e. Bottenskiktet: *Polytrichum* sp. r.; *Lecanora tartarea* s.; *Cladina silvatica* t.; *Cetraria nivalis* e.; *Cladonia* sp. e.; *Loiseleuria procumbens* e.; *Nephroma arcticum* e. Den andra lokalen, B, låg uppe på krönet av den ändmoränrygg, i vilken erosionsdalen är nedskuren och således på cirka 700 meters nivå. Marken bestod alltså av morängrus, täckt av följande sammanhängande vegetation. Mellersta fältskiktet: *Aira alpina* e.; *Carex loliacea* e.; *Festuca ovina* e. Lägsta fältskiktet: *Hieracium alpinum* e.; *Luzula arcuata* e.; *Pedicularis lapponica* e. Bottenskiktet: *Salix herbacea* r.; *Cladina silvatica* t.; *Cladonia* sp. s.; *Stereocaulon paschale* t.; *Solorina crocea* e.; *Polytrichum* sp. t. Observationerna utfördes kl. 10,30—11 fm. vid en lufttemperatur av ± 0°.

Djup.	Lokal A.	Lokal B.	Djup.	Lokal A.	Lokal B.
1 dm.	+ 1,6°	+ 3,1°	5 dm.	+ 0,8°	+ 3,7°
2 »	+ 1,6°	+ 2,6°	6 »	+ 0,2°	+ 4,2°
3 »	+ 1,4°	+ 2,8°	7 »	— 0,07°	+ 4,4°
4 »	+ 1,2°	+ 3,2°	8 »	— 0,15°	—

[1] Skiktindelningen är enligt R. HULT.

Även här torde ständig tjäle finnas i mossen.

Till och med på så låg nivå som 376 m. anträffades vid samma tillfälle frusen mark i torv nere vid Langas (se nedan sid. 232). Tyvärr saknades lämpliga verktyg, varför jag icke lyckades nedtränga mera än 4 dm. i tjälen, men då temperaturen visade ett successivt avtagande ända till den på största djupet utförda observationen, torde knappast det frusna torvskiktet vara så tunt, att tjälen somliga år går ur detsamma, allra helst som den ifrågavarande sommaren varit] synnerligen varm. Emellertid återkom jag den 31 aug. påföljande år (1913) till samma plats och fann då vid min undersökning, att tjälytans nivå under markytan var den samma som föregående år.

Av de ovan meddelade temperaturserierna framträder alltså en tydlig motsats mellan den organiska och den oorganiska marken, i det att den förras temperaturkurva företer en invertering av den senares, beroende på kvarliggande tjäle i den förstnämnda. För så vitt icke sådan förefanns på stort djup även i den senare, torde denna olikhet hava framkallats av att bägge jordarternas ledningsförmåga under vintern till följd av frysningen är mera likartad än under sommaren, då det upptinade torvlagret utgör en ytterst dålig värmeledare och alltså hindrar uppvärmningen av den längre ned befintliga frusna torvmassan, medan sanden däremot ganska lätt leder den uppifrån instrålande värmen till större djup.[1] Det torde därför sannolikt förhålla sig så, att på gränsen till den överallt och ständigt frusna markens område finnes en zon, där tjälen under sensommaren och hösten går ur mineraljorden men är permanent i torven. Man bör därför kunna antaga, att då detta senare bälte anträffats på 400—700 meters nivå, den zon, där även den övriga marken är ständigt frusen, icke kan ligga så många hundratal m. högre. Det förfaller därför

[1] Om torvens förmåga att bibehålla tjälen se vidare KOUSENEFF, Phyto-formations, sid. 71 och följande.

sannolikt, att de stora fjällvidderna på cirka 1,000 meters höjd i våra lappmarker tillhöra detta senare område. Särskilt torde detta vara fallet med marken omkring och under de stora permanenta och halvpermanenta snölägena och även med en del andra i termiskt hänseende likvärdiga lokaler t. ex. nordsluttningar och fjällslätter invid nordbranter. I själva verket bör emellertid tjälens fullständiga permanens icke vara ett oundgängligt villkor för regelationen, ifall sådan verkligen förekommer. Redan vid en tjäle, som persisterar blott en större del av sommaren bör tjälytan förete de av B. Högbom omtalade oscillationerna, därest sådana företeelser i själva verket kunna äga rum, ehuru deras belopp bör vara mindre betydande.

Värmeomsättningen i flytmarken. Yttre anordningar vid undersökningarna. De temperaturmätningar i flytjord, som av mig verkställts under sommaren 1913, hava alla utförts på den stora fjällslätten mellan Rajvotjåkko och Svalaliesotjåkko N om Alemusjaure. För att ernå en noggrann kännedom om sambandet mellan värmevariationerna i marken och lufttemperaturens gång hade det varit önskligt, att observationer angående den sistnämnda samtidigt med de förra utförts på nämnda plats. Tyvärr hade jag intet instrument tillgängligt för detta ändamål, enär de trenne termografer, som stodo mig till buds voro stationerade i björkgränsen i andra delar av området i och för erhållandet av temperaturvärden för denna vegetationsgräns. De värden, som de närmaste av dessa apparater lämnat, torde dock vara representativa för temperaturkurvans allmänna gång även i den trakt, där tjälundersökningarna bedrivits. Jag har därför i tabellerna 8 och 9 bifogat de delar av nämnda temperaturserier, som härröra från ifrågavarande undersökningsperiod. Serierna hava erhållits medelst tvenne Jules Richards lufttermografer, som giva ett utslag av 1,5 mm. per grad C. och utrustats med cylindrar för 14 dagars gång. Båda hava stått uppställda i meteorologiska burar av den vanliga internationella typen med dubbelt spjälverk och tillverkade efter

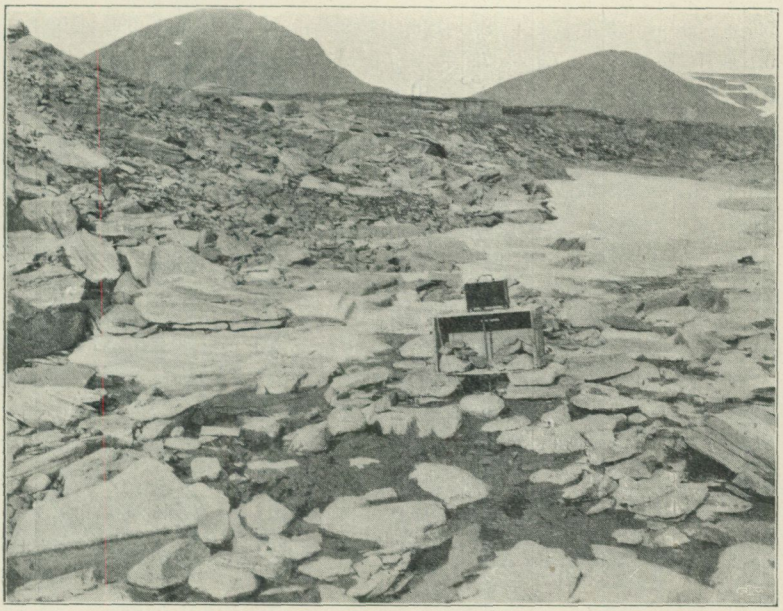
modell, som finnes vid Meteorologiska anstalten i Uppsala. Burarna hava varit placerade i fritt läge på provisoriska träställningar av fyra pålar och på en höjd av 1,5—1,6 m. över marken. Det västligaste av dessa instrument stod uppställt på sydsluttningen av Julletjåkko på en höjd av 725 m. ö. h. och på ett avstånd av 16 km. fågelvägen från Svalaliesotjåkko. Den andra närmast i O befintliga lufttermografen var stationerad på sydsidan av Puollamtjåkko ungefär 15 km. O om St. Sjöfallet och 46 km. från den plats där tjälundersökningarna bedrevos. Dess höjd ö. h. var 615 m. Alldenstund såväl tjälundersökningarna som de bägge nämnda instrumenten voro förlagda till sydsluttningar, böra ganska exakta värden för lufttemperaturen vid Svalaliesotjåkko kunna erhållas genom en kombination av de nämnda temperaturserierna, nämligen så att den västligas värden erhålla cirka tre gånger så stor giltighet som den östligas. Men eftersom tjälobservationerna utförts på en nivå, som med 3—400 m. överstiger de nämnda instrumentens, torde det vara nödvändigt att minska de sålunda erhållna värdena med 2,1°—3,0°, motsvarande en gradient för temperaturavtagandet mot höjden med 0,75° per 100 m., för att riktiga värden skola erhållas. De sålunda vunna siffrorna stämma också ganska väl med de enstaka termometerobservationer, som jag gjort på undersökningsplatsen.

För temperaturundersökningarna i flytmarken har använts en J. Richards marktermograf med fast lodrätt rör, vars cylinder roterar ett varv per vecka, och vars visare på diagrammet ger ett utslag på 2 mm. för varje grad C. Som detta emellertid föreföll mig väl litet, emedan det ju kunde antagas, att temperaturväxlingarna i flytjorden skulle vara ganska obetydliga, lät jag genom C. W. Schmidts Fysiska Etablissement i Göteborg å instrumentet anordna en utväxling, som åstadkom ett tre gånger så stort utslag som förut å diagrammet. De nyinsatta delarna förfärdigades av nysilver, vars utvidgningskoefficient ju är synnerligen obetydlig. Sedan ändringarna utförts, avprovades apparaten om-

sorgsfullt av firman. Efter dess framkomst till mitt arbetsfält i Lappland kontrollerades instrumentet likaledes av mig både med hänsyn till utslagets storlek och till dess allmänna gång. Härvid jämfördes detsamma med en av firman GRAVE i Stockholm kontrollerad termometer graderad i tiondels grader. Omedelbart före varje temperaturseries början justerades detsamma dessutom med hänsyn till 0-punkten genom att det värmekänsliga elementet nedfördes i smältande snö. Vid slutet av varje serie nedsattes den ovan nämnda marktermometern i marken tätt intill termografen och på samma djup som denna, och vid avläsningen av termometern kunde jag varje gång konstatera, att termografen fortfarande gav korrekta utslag.

Denna uppställdes första gången d. 4 aug. på fjällslätten mellan Rajvotjåkko och Svalaliesotjåkko. Den placerades några få m. nedanför nederkanten av ett snöläge (se kartskissen, fig. 62) på en höjd av 1,030 m. ö. h. Det sistnämnda värdet erhölls genom ett flertal barometeravvägningar. Marken, som på denna plats fullständigt saknade vegetation och var föga stenbunden, var så genomdränkt av vatten från den ovanför liggande snön, att den skakade eller gungade, då man beträdde densamma. Instrumentet monterades på följande sätt. En grop grävdes i marken ned till den frusna tjälytan, som här låg 1,75 dm. under dagytan. Därefter borrades i tjälen ett hål av tillräckligt djup och vidd för att kunna rymma termografens cirka 5 cm. långa temperaturkänsliga element, varvid det erbjöd stora svårigheter att hålla hålet rent från nedrinnande vatten och lera, tills instrumentet kunde uppställas. Över denna grop placerades en vanlig trälåda, i vars båda långsidor hål upptagits, på så sätt, att den undre långsidan låg parallell med markytan (se fig. 60). Instrumentets känsliga element nedfördes genom lådans väggar ned i gropen och i det i tjälen upptagna hålet, så att denna helt och hållet omgav detsamma. Härigenom kom termografen att vila på den övre långsidan av lådan, vars höjd över marken

noga avpassats så, att instrumentet icke skulle komma att stödja på röret. Den för ändamålet upptagna gropen igenlades, så att materialet i så hög grad som möjligt erhöll samma konsistens som förut. I det inre av lådan inlades försiktigt stora stenar, på det att den icke skulle kunna rubbas ur sitt läge eller på något sätt påverkas av storm (se fig. 60). Över instrumentet placerades en mindre låda



Förf. foto. 23/8 1913

Fig. 60. Marktermografen uppställd vid den nedre snöfläcken. Se diagramm III och tab. 10, serie III.

(borttagen å fig. 60) som hårt fastbands vid den större och stöttades med stenar och som skyddade apparaten mot nederbörd och direkt solbelysning. Härigenom erhölls säkerhet för att den av instrumentet åstadkomna kurvan icke i den ringaste mån påverkades av temperaturväxlingarna ovanför markytan.

Vid min återkomst den 10 aug. befanns det, att snöfläcken till stor del bortsmält (se kartskissen, fig. 62), och att snön

Tabell 8. Lufttemperaturens gång i skogsgränsen på Julletjåkko 1—25 aug. 1913.

Augusti 1913	2 a. m.	4 a. m.	6 a. m.	8 a. m.	10 a. m.	Middag	2 p. m.	4 p. m.	6 p. m.	8 p. m.	10 p. m.	Midnatt	Medeltemp.	Amplitud
1	+ 7,1	+ 6,9	+ 6,8	+ 7,1	+ 6,6	+ 7,5	+ 7,2	+ 7,2	+ 7,0	+ 6,5	+ 5,8	+ 5,7	+ 6,8	1,8
2	+ 5,2	+ 5,0	+ 4.9	+ 5,3	+ 5,4	+ 6,6	+ 7,3	+ 8,1	+ 7,8	+ 7,2	+ 6,9	+ 7,1	+ 6,4	3,2
3	+ 7,1	+ 7,6	+ 7.2	+ 6,8	+ 6,9	+ 6,7	+ 6,8	+ 6,7	+ 6,8	+ 6,5	+ 6,3	+ 5,9	+ 6,8	1,7
4	+ 5.7	+ 5,6	+ 5,8	+ 6,3	+ 7,2	+ 8,1	+ 8,5	+ 9,5	+ 8,2	+ 8,0	+ 6,9	+ 5,8	+ 7,1	3,9
5	+ 5,5	+ 5,1	+ 5,7	+ 6,9	+ 7,8	+ 7,9	+ 8,8	+ 9,1	+ 7,9	+ 7,5	+ 7,2	+ 6,3	+ 7,1	4,0
6	+ 5,8	+ 5,0	+ 5,7	+ 6,5	+ 7,2	+ 8,5	+ 10,2	+ 9,4	+ 8,0	+ 7,3	+ 6,8	+ 6,5	+ 7,2	5,2
7	+ 6,1	+ 5,9	+ 6,2	+ 6,7	+ 7,4	+ 6,7	+ 6,6	+ 5,2	+ 3,6	+ 2,5	+ 1,6	+ 1,2	+ 5,0	6,2
8	+ 1,3	+ 1,1	+ 2,1	+ 3,8	+ 3,3	+ 5,1	+ 6,5	+ 5,9	+ 5,5	+ 4,9	+ 3,6	+ 4,3	+ 4,0	5,4
9	+ 4,1	+ 4,0	+ 4,5	+ 5,9	+ 7,7	+ 8,2	+ 10,1	+ 9,7	+ 8,5	+ 6,8	+ 6,3	+ 6,2	+ 6,8	6,1
10	+ 5,6	+ 5,3	+ 6,3	+ 8,1	+ 9,4	+ 10,9	+ 12,4	+ 11,3	+ 9,5	+ 8,7	+ 7,1	+ 7,2	+ 8,5	7,1
11	+ 6,6	+ 6,4	+ 8,3	+ 10,2	+ 11,9	+ 13,7	+ 14,5	+ 15,3	+ 14,1	+ 11,8	+ 10,1	+ 9,9	+ 11,1	8,9
12	+ 8,8	+ 8,9	+ 10,5	+ 13,3	+ 14,4	+ 16,3	+ 17,0	+ 16,9	+ 16,4	+ 12,8	+ 11,5	+ 10,5	+ 13,1	8,2
13	+ 10,9	+ 9,8	+ 11,6	+ 13,0	+ 15,3	+ 15,9	+ 15,1	+ 15,8	+ 15,4	+ 13,6	+ 12,1	+ 11,4	+ 12,5	6,1
14	+ 10,2	+ 10,2	+ 10,5	+ 13,1	+ 14,7	+ 15,0	+ 15,3	+ 14,8	+ 13,9	+ 11,8	+ 10,6	+ 9,7	+ 12,5	5,6
15	+ 8,4	+ 7,7	+ 10,5	+ 11,6	+ 13,9	+ 15,4	+ 16,0	+ 14,8	+ 13,2	+ 10,0	+ 9,0	+ 8,6	+ 11,6	8,3
16	+ 8,1	+ 7,4	+ 10,6	+ 10,5	+ 12,4	+ 13,6	+ 13,7	+ 14,9	+ 14,3	+ 11,8	+ 11,0	+ 10,0	+ 11,5	7,5
17	+ 9,2	+ 8,9	+ 11,3	+ 11,8	+ 14,6	+ 15,9	+ 16,8	+ 15,7	+ 13,9	+ 13,1	+ 12,0	+ 11,1	+ 12,9	7,9
18	+ 10,6	+ 10,4	+ 11,2	+ 12,5	+ 11,6	+ 11,3	+ 13,2	+ 11,7	+ 9.5	+ 7,2	+ 6,8	+ 6,7	+ 10,2	6,5
19	+ 7,0	+ 6,8	+ 7,4	+ 8,5	+ 10,6	+ 12,1	+ 13,3	+ 13,1	+ 10,7	+ 9,3	+ 9,2	+ 7,9	+ 9,7	6,5
20	+ 6,5	+ 6,5	+ 8,1	+ 11,2	+ 12,8	+ 13,7	+ 14.3	+ 13,2	+ 11,1	+ 10,2	+ 9,3	+ 7,2	+ 10,3	7,8
21	+ 6,3	+ 6,6	+ 9,5	+ 10,6	+ 13,0	+ 12,7	+ 13,1	+ 11,9	+ 11,1	+ 10,2	+ 8,9	+ 7,9	+ 10,2	6,8
22	+ 7,8	+ 8,0	+ 9,5	+ 9,9	+ 12,4	+ 11,3	+ 11,5	+ 10,4	+ 8,4	+ 7,3	+ 5,6	+ 5,9	+ 9,0	6,8
23	+ 5,6	+ 6,0	+ 6,7	+ 7,0	+ 8,2	+ 8,7	+ 9,3	+ 9,3	+ 9,1	+ 8,6	+ 8,1	+ 8,2	+ 7,9	3,7
24	+ 6,8	+ 8,5	+ 9,4	+ 10,2	+ 10,6	+ 10,4	+ 7,8	+ 7,9	+ 7,5	+ 7,3	+ 7,2	+ 6,8	+ 8,4	3,8
25	+ 6,5	+ 6,6	+ 7,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
													Medelamplitud	5,8

försvunnit på de punkter, som lågo omedelbart ovanför instrumentet. Detta hade ej rubbats det ringaste ur sitt läge ej heller sjunkit, tack vare de flata stenar, på vilka den större lådan var placerad. Tjälytan hade nu sjunkit till ett djup av 32 cm. under dagytan. En granskning av diagrammet och instrumentet ådagalade, att det senare hela tiden fungerat oklanderligt.

Tabell 9. Lufttemperaturens gång i skogsgränsen på Puollamtjåkko 1—25 aug. 1913.

Augusti 1913	2 a. m.	4 a. m.	6 a. m.	8 a. m.	10 a. m.	Middag	2 p. m.	4 p. m.	6 p. m.	8 p. m.	10 p. m.	Midnatt	Medeltemp.	Amplitud
1	+ 7,4	+ 8,6	+ 9,7	+ 10,9	+ 11,3	+ 10,7	+ 10,3	+ 8,8	+ 6,9	+ 6,2	+ 6,1	+ 6,2	+ 8,5	5,2
2	+ 5,8	+ 6,6	+ 8,2	+ 9,9	+ 10,5	+ 12,1	+ 10,4	+ 10,3	+ 8,7	+ 8,3	+ 8,3	+ 8,5	+ 9,0	6,3
3	+ 8,6	+ 7,8	+ 10,0	+ 10,5	+ 10,3	+ 9,8	+ 8,1	+ 8,3	+ 7,4	+ 6,7	+ 6,4	+ 6,3	+ 8,4	4,2
4	+ 6,3	+ 6,7	+ 7,2	+ 9,3	+ 11,2	+ 12,1	+ 12,3	+ 12,2	+ 10,9	+ 8,8	+ 7,6	+ 6,7	+ 9,3	6,0
5	+ 6,2	+ 6,2	+ 5,9	+ 6,3	+ 7,5	+ 7,8	+ 8,2	+ 8,1	+ 7,9	+ 7,3	+ 6,5	+ 6,0	+ 7,0	2,2
6	+ 5,2	+ 5,2	+ 6,1	+ 7,0	+ 7,4	+ 7,2	+ 6,5	+ 6,1	+ 6,3	+ 5,4	+ 6,0	+ 6,2	+ 6,2	2,2
7	+ 5,6	+ 5,8	+ 5,4	+ 4,5	+ 4,4	+ 4,2	+ 3,5	+ 2,7	+ 1,9	+ 1,0	+ 1,1	+ 0,7	+ 3,4	5,1
8	+ 0,4	+ 0,4	+ 0,8	+ 1,3	+ 2,5	+ 3,4	+ 4,0	+ 4,4	+ 3,9	+ 3,2	+ 3,3	+ 3,7	+ 2,6	4,0
9	+ 3,8	+ 4,2	+ 4,6	+ 5,9	+ 6,6	+ 8,7	+ 11,1	+ 9,9	+ 8,8	+ 7,5	+ 6,0	+ 4,5	+ 6,8	7,3
10	+ 5,7	+ 5,8	+ 7,6	+ 10,5	+ 11,2	+ 13,1	+ 13,5	+ 11,3	+ 10,4	+ 8,2	+ 6,7	+ 6,6	+ 9,2	7,8
11	+ 5,6	+ 5,5	+ 8,0	+ 11,8	+ 13,3	+ 15,5	+ 16,2	+ 15,3	+ 13,4	+ 10,7	+ 9,8	+ 8,7	+ 11,2	10,7
12	+ 8,4	+ 8,7	+ 10,8	+ 13,2	+ 16,1	+ 16,4	+ 15,9	+ 15,8	+ 13,9	+ 10,9	+ 9,5	+ 9,2	+ 12,4	8,0
13	+ 9,0	+ 10,6	+ 13,6	+ 15,3	+ 16,2	+ 16,5	+ 17,2	+ 16,0	+ 13,6	+ 9,2	+ 7,8	+ 7,2	+ 12,7	10,0
14	+ 7,7	+ 9,1	+ 11,5	+ 13,6	+ 14,8	+ 14,6	+ 15,7	+ 15,0	+ 11,6	+ 7,2	+ 6,5	+ 6,4	+ 11,1	9,3
15	+ 6,2	+ 8,3	+ 11,6	+ 12,1	+ 12,5	+ 13,8	+ 13,7	+ 12,6	+ 10,2	+ 8,3	+ 7,9	+ 6,7	+ 10,3	7,6
16	+ 6,2	+ 8,0	+ 10,8	+ 13,4	+ 14,8	+ 15,5	+ 16,2	+ 14,4	+ 14,1	+ 12,0	+ 10,2	+ 9,5	+ 12,1	10,0
17	+ 8,4	+ 7,0	+ 7,9	+ 11,6	+ 14,3	+ 16,2	+ 17,7	+ 18,1	+ 16,0	+ 12,6	+ 12,1	+ 10,6	+ 12,9	11,1
18	+ 10,6	+ 10,7	+ 10,8	+ 11,7	+ 14,4	+ 14,1	+ 15,5	+ 14,0	+ 13,3	+ 10,0	+ 8,2	+ 7,1	+ 11,7	8,4
19	+ 6,8	+ 6,9	+ 7,5	+ 9,4	+ 12,0	+ 13,1	+ 15,5	+ 15,6	+ 13 9	+ 11,4	+ 9,2	+ 7,1	+ 10,7	8,8
20	+ 7,1	+ 4,5	+ 4,3	+ 5,7	+ 9,3	+ 10,5	+ 11,6	+ 13,2	+ 13,7	+ 13,0	+ 8,5	+ 6,2	+ 9,0	9,4
21	+ 6,2	+ 4,4	+ 6,3	+ 9,5	+ 10,3	+ 10,9	+ 13,7	+ 14,0	+ 11,6	+ 9,9	+ 8,8	+ 8,4	+ 9,5	9,6
22	+ 8,1	+ 8,2	+ 8,3	+ 8,3	+ 8,3	+ 8,3	+ 8,4	+ 8,3	+ 7,8	+ 6,8	+ 5,4	+ 5,9	+ 7,7	2,5
23	+ 5,9	+ 5,8	+ 6,0	+ 6,2	+ 7,0	+ 8,7	+ 8,7	+ 8,8	+ 9,3	+ 8,9	+ 8,4	+ 7,5	+ 7,6	3,5
24	+ 7,9	+ 8,4	+ 9,2	+ 9,5	+ 11,5	+ 10,5	+ 10,6	+ 9,3	+ 9,0	+ 8,7	+ 8,2	+ 7,8	+ 9,2	3,7
25	+ 6,9	+ 5,5	+ 8,6	+ 10,1	+ 12,0	+ 12,7	+ 13,5	+ 10,7	+ 9,2	+ 7,7	+ 7,5	+ 8,2	+ 9,4	8,0
													Medelamplitud	6,8

Apparaten flyttades nu till en plats nedanför den södra av de båda snöfläckar, som återstodo av det gamla snöläget, samt nedsattes på nytt i tjälytan, som här låg på 19 cm:s djup (se kartskissen). Vid mitt förnyade besök den 16 aug. hade på grund av den inträffade starka värmen (se tab. 8 och 9) all snö försvunnit, och tjälytan sjunkit till 42 cm:s djup, varför apparatens känsliga element befann sig 23 cm.

över densamma. Det upptinade jordlagret var dock fortfarande mycket vått och grötigt. — Termografen flyttades nu till ett något lägre snöläge, 1/2 km. längre åt S (se fig. 60.) Dess höjd barometeravvägdes till 995 m. ö. h. Snöläget var öppet mot SO, och strax bakom detsamma reste sig en cirka 6 m. hög klippbrant. Det var av betydande storlek, och marken nedanför detsamma översilades av smältvattnet samt var vegetationsfri och i hög grad stenbunden. På ett avstånd av 1 dm. från snökanten låg tjälytan 3 dm. under jordytan, men till följd av den rådande starka värmen (se tab. 8 och 9) var den frusna marken tydligen stadd i hastigt upptinande, ty tjälen var nästan degartad, och järnborren, som användes till åstadkommandet av den nödvändiga fördjupningen, nedfördes utan svårighet i densamma. Den känsliga delen av termografen nedsattes därför på ett djup av 40 cm. — Vid min återkomst den 23 aug. hade snökanten dragit sig tillbaka till ett avstånd av 16 m. från termografen, och tjälytan hade sjunkit till 81 cm:s djup. Marken, som fortfarande översilades av smältvattnet, var ungefär lika vattenhaltig som förut, ty vid grävning visade sig jorden flytande, och vatten framsipprade överallt.

Resultat. De diagram, som erhöllos av dessa undersökningar utvisa, att under hela tiden 4—23 aug. ingen som helst regelation ägde rum d. v. s., sedan tjälytan en gång sjunkit under det markskikt, vars temperatur inregistrerades av termografen, steg den aldrig åter till detsamma. Sedan nämnda lager en gång blivit upptinat, steg temperaturen i detsamma tämligen jämnt. Ett undantag härifrån bildar endast serien III, som visar en mycket stor temperaturstegring under de första 24—30 timmarna, vilket berodde på det då rådande abnormt varma vädret. Därefter blev emellertid uppvärmningen mycket långsam och jämn.

Det skulle ju emellertid kunna tänkas, att under de tre observationsperiodernas senare delar, då tjälytan redan avsevärt sjunkit under det värmekänsliga elementet, en regelation

kunnat försiggå på större djup, i det att den nattliga avkylningen av marken, som diagrammen utvisa, skulle kunnat nå ned till tjälytan och framkalla en svag höjning av densamma, även om nämnda stigning ej blivit så kraftig, att den nådde upp till det skikt, vari instrumentet var nedsatt. Av diagrammen (tavl. 5) framgår emellertid, att något sådant icke kan hava ägt rum. Diagram I utvisar ju, att dygnets regelbundna temperatursänkning på 1.75 cm:s djup började ungefär vid midnatt och därefter fortgick i 10 à 11 timmar. Men ehuru under seriens tvenne första dygn upptinandet försiggick så långsamt, att vid den tid, då temperaturavtagandet skulle begynna, markens temperatur under det första dygnet endast hade stigit till + 0,03° och under det andra till + 0,21° (se tab. 10), d. v. s. tjälytan ännu låg tätt under elementet eller omkring dess nedre del, så inträffade dock icke under den påföljande kritiska tidpunkten någon som helst temperatursänkning, d. v. s. icke ens den allra ringaste höjning av tjälytan ägde rum. Likväl inregistrerade de båda lufttermograferna en temperatursänkning i luften av cirka 5°, vilken siffra säkerligen överskreds på större höjd. Samma resultat ger diagram II, ehuru luftens dygnsamplitud då var betydligt större (se tabell 8 och 9). Så länge markens temperatur i närheten av tjälytan icke stigit nämnvärt över ± 0°, inverkar alltså icke den nattliga utstrålningen på densamma, förrän de övre skikten avkylts under fryspunkten. Det måste därför anses bevisat, att icke heller under seriernas senare hälfter, då tjälytan sjunkit till ett djup, på vilket de regelbundna insolationsväxlingarna ännu mindre kunde göra sig gällande, någon dylik periodisk höjning av tjälytan kan hava inträffat.

Emellertid är det ju tänkbart, att operiodiska höjningar av densamma kunde äga rum vid inträffande exceptionellt kall väderlek, såsom B. Högbom föreslår för Spetsbergen (Geol. Wirk., sid. 44). Även denna fråga belyses av de här bifogade diagrammen (tavl. 5). Ty under det dessa undersökningar pågingo, inträffade sommarens svåraste oväder

Tabell 10

Temperaturer i flytmark i grader C. på fjällslätten mellan Rajvotjåkko och Svalaliesoden för varje dygn inträdande maximitemperaturen och de båda

Augusti 1913	1 a. m.	2 a. m.	3 a. m.	4 a. m.	5 a. m.	6 a. m.	7 a. m.	8 a. m.	9 a. m.	10 a. m.	11 a. m.	Middag
												Serie I (Se
4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	+ 0,03	+ 0,03	+ 0,03	+ 0,03	+ 0,03	+ 0,03	+ 0,04	+ 0,05	+ 0,06	+ 0,07	+ 0,09	+ 0,1
6	+ 0,21	+ 0,22	+ 0,22	+ 0,22	+ 0,22	+ 0,22	+ 0,22	+ 0,22	+ 0,22	+ 0,23	+ 0,26	+ 0,3
7	+ 0,63	+ 0,63	+ 0,63	+ 0,63	+ 0,63	+ 0,63	+ 0,63	+ 0,63	+ 0,63	+ 0,63	+ 0,64	+ 0,64
8	+ 0,34	+ 0,33	+ 0,24	+ 0,23	+ 0,19	+ 0,15	+ 0,13	+ 0,13	+ 0,12	+ 0,13	+ 0,13	+ 0,17
9	+ 0,75	+ 0,75	+ 0,74	+ 0,68	+ 0,67	+ 0,67	+ 0,64	+ 0,63	+ 0,63	+ 0,62	+ 0,67	+ 0,84
10	+ 1,87	+ 1,8	+ 1,72	+ 1,64	+ 1,6	+ 1,55	+ 1,48	+ 1,47	+ 1,47	+ 1,47	+ 1,48	—
												Serie II (Se
10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
11	+ 0,1	+ 0,1	+ 0,1	+ 0,09	+ 0,09	+ 0,07	+ 0,07	+ 0,09	+ 0,15	+ 0,2	+ 0,3	+ 0,45
12	+ 1,15	+ 1,1	+ 1,03	+ 0,95	+ 0,9	+ 0,87	+ 0,87	+ 0,86	+ 0,86	+ 0,9	+ 1,13	+ 1,36
13	+ 2,48	+ 2,41	+ 2,36	+ 2,32	+ 2,26	+ 2,23	+ 2,2	+ 2,2	+ 2,2	+ 2,23	+ 2,43	+ 2,59
14	+ 3,0	+ 2,9	+ 2,8	+ 2,72	+ 2,64	+ 2,62	+ 2,6	+ 2,57	+ 2,58	+ 2,6	+ 2,72	+ 2,84
15	+ 3,32	+ 3,19	+ 3,06	+ 2,92	+ 2,8	+ 2,69	+ 2,65	+ 2,64	+ 2,64	+ 2,64	+ 2,65	+ 2,7
16	+ 3,1	+ 2,93	+ 2,74	+ 2,65	+ 2,52	+ 2,46	+ 2,41	+ 2,42	+ 2,43	+ 2,52	+ 2,73	+ 2,87
												Serie III (Se
16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
17	+ 0,03	+ 0,03	+ 0,04	+ 0,06	+ 0,1	+ 0,17	+ 0,23	+ 0,31	+ 0,4	+ 0,48	+ 0,6	+ 0,73
18	+ 2,86	+ 2,9	+ 2,97	+ 3,03	+ 3,07	+ 3,09	+ 3,1	+ 3,11	+ 3,12	+ 3,14	+ 3,16	+ 3,22
19	+ 3,67	+ 3,67	+ 3,67	+ 3,67	+ 3,67	+ 3,66	+ 3,66	+ 3,66	+ 3,60	+ 3,58	+ 3,54	+ 3,53
20	+ 4,08	+ 4,08	+ 4,09	+ 4,09	+ 4,1	+ 4,09	+ 4,08	+ 4,07	+ 4,07	+ 4,07	+ 4,06	+ 4,07
21	+ 4,46	+ 4,46	+ 4,47	+ 4,47	+ 4,47	+ 4,46	+ 4,45	+ 4,45	+ 4,44	+ 4,44	+ 4,4	+ 4,36
22	+ 4,82	+ 4,84	+ 4,87	+ 4,88	+ 4,88	+ 4,88	+ 4,88	+ 4,88	+ 4,87	+ 4,87	+ 4,86	+ 4,86
23	+ 5,1	+ 5,12	+ 5,12	+ 5,12	+ 5,12	+ 5,11	+ 5,1	+ 5,09	+ 5,09	+ 5,07	+ 5,03	—

med en ovanligt stor temperatursänkning. Lufttermogrammen angiva, att natten mellan den 7 och 8 aug. inträffade den absoluta minimitemperaturen för tiden 10 juni — 2 sept. Det oväder, som stod i förbindelse med temperatursänkningen, var mycket våldsamt och räckte flera dagar. På Julletjåkko

(se tavl. 5).

tjåkko den 4—23 aug. 1913. Amplitudsiffrorna utmärka medeldifferensen mellan närmast före och efter densamma inträffande minimitemperaturerna.

1 p. m.	2 p. m.	3 p. m.	4 p. m.	5 p. m.	6 p. m.	7 p. m.	8 p. m.	9 p. m.	10 p. m.	11 p. m.	Midnatt	Amplitud.
diagram I)												
—	—	± 0,00	± 0,00	+ 0,01	+ 0,03	+ 0,03	+ 0,03	+ 0,03	+ 0,03	+ 0,03	+ 0,03	—
+ 0,12	+ 0,13	+ 0,17	+ 0,19	+ 0,2	+ 0,2	+ 0,2	+ 0,2	+ 0,2	+ 0,2	+ 0,2	+ 0,21	—
+ 0,38	+ 0,46	+ 0,55	+ 0,58	+ 0,59	+ 0,61	+ 0,62	+ 0,63	+ 0,63	+ 0,63	+ 0,63	+ 0,63	—
+ 0,64	+ 0,64	+ 0,65	+ 0,65	+ 0,66	+ 0,66	+ 0,66	+ 0.6	+ 0,53	+ 0,45	+ 0,4	+ 0,36	—
+ 0,36	+ 0,53	+ 0,58	+ 0,69	+ 0,7	+ 0,75	+ 0,75	+ 0,75	+ 0,75	+ 0,75	+ 0,75	+ 0,75	0,38
+ 0,95	+ 1,3	+ 1,55	+ 1,9	+ 2,03	+ 2,1	+ 2,11	+ 2,11	+ 2,11	+ 2,11	+ 2,05	+ 1,93	1,06
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
diagram II)												
—	—	—	± 0,00	+ 0,05	+ 0,08	+ 0,09	+ 0,1	+ 0,1	+ 0 1	+ 0,1	+ 0,1	0,07
+ 0,56	+ 0,73	+ 0,93	+ 1,07	+ 1,26	+ 1,28	+ 1,28	+ 1,28	+ 1,29	+ 1,29	+ 1,26	+ 1,23	0,82
+ 1,63	+ 1,87	+ 2,12	+ 2,36	+ 2,5	+ 2,58	+ 2,58	+ 2,58	+ 2,58	+ 2,59	+ 2,58	+ 2,56	1,05
+ 2,8	+ 3,0	+ 3,17	+ 3,3	+ 3,3	+ 3,3	+ 3,3	+ 3,31	+ 3,3	+ 3,29	+ 3,2	+ 3,12	0,9
+ 2,95	+ 3,09	+ 3,24	+ 3,34	+ 3,51	+ 3,5	+ 3,51	+ 3,52	+ 3,52	+ 3,53	+ 3,51	+ 3,44	0,93
+ 2,77	+ 2,86	+ 3,0	+ 3,14	+ 3,33	+ 3,33	+ 3,36	+ 3,36	+ 3,35	+ 3,35	+ 3,34	+ 3,27	0,83
+ 3,06	+ 3,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
diagram III)												
—	—	—	—	—	—	± 0,00	± 0,00	± 0,00	+ 0,01	+ 0,02	+ 0,02	—
+ 0,9	+ 1,06	+ 1,2	+ 1,29	+ 1,51	+ 1,54	+ 1,70	+ 1,97	+ 2,22	+ 2,43	+ 2,62	+ 2,74	—
+ 3,23	+ 3,23	+ 3,3	+ 3,35	+ 3,4	+ 3,46	+ 3,52	+ 3,59	+ 3,61	+ 3,66	+ 3,67	+ 3,67	—
+ 3,53	+ 3,53	+ 3,53	+ 3,53	+ 3,52	+ 3,52	+ 3,67	+ 3,74	+ 3,88	+ 3,93	+ 4,0	+ 4,05	—
+ 4,08	+ 4,08	+ 4,08	+ 4,09	+ 4,09	+ 4,09	+ 4,19	+ 4,27	+ 4,36	+ 4,4	+ 4,43	+ 4,45	0,31
+ 4,33	+ 4,3	+ 4,29	+ 4,27	+ 4,28	+ 4,33	+ 4,46	+ 4,53	+ 4,61	+ 4,68	+ 4,75	+ 4,77	0,30
+ 4,87	+ 4,87	+ 4,88	+ 4,92	+ 4,96	+ 4,98	+ 4,99	+ 5,0	+ 5,04	+ 5,06	+ 5,07	+ 5,09	0,30
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

föll temperaturen nästan oavbrutet under ett dygn ända ned till + 1,1° och på Puollamtjåkko till + 0,4° (se tab. 8 och 9). Man torde därför få beräkna den samtidiga temperaturen vid Rajvotjåkko till + 0,9 på motsvarande nivå, och 300 m. högre upp vid marktermografen bör den hava sjunkit till

— 1,5°, om gradienten beräknas till 0,8°, vilket värde torde ganska väl motsvara verkligheten, enligt vad mina samtidiga observationer från andra lokaler angiva. Att lufttemperaturen på fjällregionens 1,000-meters-nivå måste hava varit synnerligen låg, framgår för övrigt även därav, att på de ställen, där nysnö föll, densamma kvarlåg 2 à 3 dagar ända ned på 800-meters nivån. Men eftersom temperaturamplituderna i markytan i regel äro större än i det ovanpå befintliga luftlagret (RAMANN, Bodenkunde, sid. 398), torde temperaturen i det översta markskiktet vid marktermografen, där intet snöfall ägde rum, hava nedgått åtskilliga grader under fryspunkten. Då därtill instrumentet endast tre dagar tidigare monterades i en tjälyta på obetydligt djup, samt någon större upptining eller sänkning av tjälytan, enligt vad diagrammet utvisar, icke sedan dess försiggått, så torde förhållandena hava varit exceptionellt gynnsamma för påvisandet av en eventuell regelation nedifrån. Det visar sig dock, att en sådan icke ägt rum. Temperaturen omedelbart ovanför tjälytan sjönk icke lägre än till + 0,12° från + 0,66°, och denna avkylning torde huvudsakligen hava uppkommit genom ledning uppåt (= avkylning uppifrån). Det får dessutom tilläggas, att även om temperaturen omkring det värmekänsliga elementet nedgått betydligt under ± 0°, så hade detta dock icke bevisat, att en återfrysning ägt rum, ty enligt vad RAMANN (Bodenkunde, sid. 402) påpekat, kan fuktig jord uppvisa en betydlig underkylning — dess temperatur kan sjunka ända till — 3° utan att frysning inträder.

Om sålunda någon regelation nedifrån icke kan äga rum i våra fjälltrakter under högsommaren, så kan detta tänkas bero på att den låga temperaturen, som tidigare kunnat vara rådande i den tjälade jordmassan, småningom genom långsam ledning uppifrån kan hava ersatts av en högre. Det vore därför tänkbart, att tidigare på året, under våren och försommaren, omedelbart efter markens barläggning, och medan det upptinade skiktet ännu är synnerligen

tunt, en avsevärt låg temperatur kan förefinnas i tjälen, och att detta vid starka insolationsväxlingar kan framkalla regelation nedifrån. Tyvärr har jag av andra viktiga arbeten

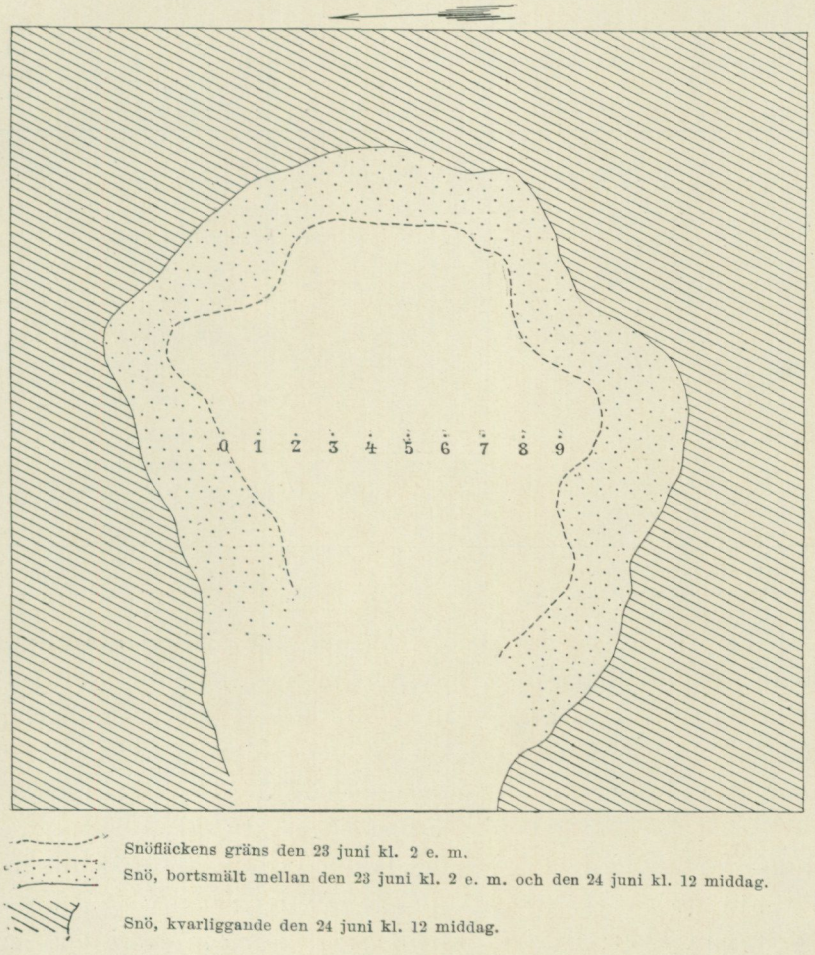


Fig. 61.
Snöläge på Skejatjåkko 820 m. ö. h. den 23—24 juni 1913. Skala 1: 100.

varit hindrad, att på ovan beskrivna sätt undersöka, huru därmed förhåller sig. Det är dock min avsikt, att under den kommande sommaren fullfölja undersökningarna i detta hänseende. Emellertid gjorde jag sommaren 1912 några observationer, som torde kunna belysa även denna punkt av problemet.

Tabell 11.

Tjällossningens förlopp på Skejatjåkko den 23—24 juni 1912. Tjälytans nivå under markytan i cm.

Datum.	Klockan.	Stationer.										Medeldjup cm.
		0.	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	
23/6	2 e. m.	2,5	4	5	6	6	7	7	6	5,5	5	5.4
»	4 »	3,5	4,5	6,5	6,5	7	8,5	8	7,5	7	7	6,6
»	6 »	4,5	5,5	6,5	6,5	8	8,5	8	8	7,5	7	7,0
»	8 »	5	6	6,5	7	8	8,5	8,5	8,5	8	8	7,4
»	10 »	6	6,5	7	7,5	8	8,5	9,5	9	9	9	8,0
»	Midnatt	6,5	6,5	7	8	8	8.5	9,5	9,5	9	9	8,2
24/6	2 f. m.	7	7	8	8	8,5	9	9,5	9,5	9	9	8,5
»	4 »	7	7	8	8,5	9	9	10	9,5	9,5	9	8,7
»	6 »	7	8	8,5	9	9	9,5	10	10	10	9,5	9,1
»	8 »	8	8,5	9	9	10	10	10	10,5	10	10	9,5
»	10 »	9	9,5	9,5	10	10	10,5	10	10,5	11	11	10,1
»	Middag	9	9,5	10	10,5	10,5	11	11,5	11,5	12	11	10,7
Den under dygnet upptinade massans mäktighet . . .		6,5	5.5	5	4,5	4,5	4	4,5	5,5	6,5	6	5,3

På fjället Skejatjåkko NV om Råtjajaure anträffades den 23 juni nämnda år på 820 meters höjd ett stort snöfält, statt i avsmältning. Mitt i detsamma fanns en barlagd fläck, vari marken var alldeles genomdränkt av smältvattnet från de omgivande snömassorna. Jordbetäckningen var grötartad och företedde ett snöläges typiska egenskaper. Ytan var klädd av en gles vegetation av följande beskaffenhet: Lägsta fältskiktet: *Luzula confusa* t.; *Festuca ovina* e.; Bottenskiktet: *Anthelia nivalis* s.; *Cladina alpestris* t.; *Saxifraga oppsitifolia* t.; *Solorina crocea* t.; *Stereocaulon paschale* t.; *Cassiope hypnoides* e.; *Cetraria islandica* e.; *Cladonia* sp. e.; *Juncus biglumis* e.; *Polytrichum* sp e.; *Sagina intermedia* e.

Mitt över denna bara fläck upplades en rad små stenmärken med 1/2 meters mellanrum, och vid vart och ett av dem mättes för varannan timma under det kommande dygnet tjälytans nivå under markytan. Härvid användes det spet-

siga järnrör, som tillhör den ovan omnämnda marktermometern. Det nedfördes aldrig flera gånger på en och samma punkt, utan alltid iakttogs, att det för varje gång nedsänktes i fullständigt orörd mark. På så vis erhöllos ovanstående värden uttryckande tjälytans djup under dagytan i cm. Siffrorna å stationerna referera sig till den här bifogade kartskissen fig. 61.

Vädret var hela tiden mycket klart, och nästan fullständig vindstilla rådde ända till den 24 kl. 8 f. m., då en frisk bris blåste upp. Luftens temperaturamplitud var också ovanligt stor för att vara vid midsommar, då solen i dessa trakter står uppe över horisonten hela dygnet; den uppgick nämligen till ej mindre än 12,6° (se nedan, tabell 12 sid. 235). De erhållna värdena visa, att tjälytan sjönk mycket hastigt; det upptinade markskiktets mäktighet växte under dygnet med 100 %! Någon tydlig paus i tjälytans sjunkande har icke inträtt oaktat den starka växlingen i insolationen, och ännu mindre har någon regelation eller höjning av tjälytan inträffat. Endast ett avtagande i upptinandet kan spåras under den kallare delen av dygnet. Med fästat avseende vid att verkningarna av insolationsväxlingarna på det djup, varom här är fråga, inträffa några timmar senare än på ytan, kan man nämligen såsom den kallare delen betrakta tiden mellan kl. 10 e. m. och 6 f. m. Man finner då av tabellens värden, att under den varma perioden kl. 2 e. m.—10 e. m. upptinade i medeltal ett skikt av 0,325 cm. per timme och under den likaledes varma tidrymden kl. 6 f. m.—12 middag 0,266 cm. per timme eller i medeltal för båda perioderna 0,3 cm. per timme, medan under förstnämnda kallare del av dygnet upptinandet endast försiggick med en hastighet av 0,138 cm. i timmen eller mindre än hälften av det förra värdet. Medelhastigheten för hela dygnet var 0,24 cm. per timme.

De ovan refererade observationerna utfördes på en tidpunkt, då den varma årstiden nyss begynt och marken i allmänhet varit täckt av snö ända till en vecka före undersökningarnas början. Det förefaller alltså, som om icke ens på våren någon regelation nedifrån skulle kunna försiggå i

det här behandlade området. Men eftersom marktemperaturen härstädes om vintern torde vara synnerligen låg, kan nog det ovannämnda förhållandet icke förklaras på annat sätt än att denna låga temperatur hastigt utjämnas på våren. Detta förklaras av att den frusna marken torde vara en jämförelsevis god värmeledare. När på våren solljuset träffar den frusna markytan, fortplantas värmet ganska hastigt genom ledning till de djupare lagren. Först när dessa uppvärmts så mycket, att deras temperatur närmar sig ± 0°, börjar tjällossningen i ytan. Men så fort det översta skiktet upptinat, försvåras värmetillförseln till de undre frusna delarna av marken, emedan den våta massan är en dålig värmeledare. Det torde därför vara vanligt, att uti områden med ständigt frusen jord temperaturfördelningen i marken under den varma årstiden förhåller sig på det sätt, att temperaturen i det övre upptinade skiktet mycket hastigt avtager mot djupet ända till tjälytan. Under denna sjunker temperaturen däremot mycket långsammare, ja stundom nästan omärkligt. Ett vackert exempel på sådana temperaturförhållanden fann jag vid Saltoluokte den 17 sept. 1912. I en liten torvmosse vid stranden av Langas verkställdes grävningar, varvid tjäle påträffades på ett djup av 5,8 dm. Marken kläddes av en sammanhängande vegetation bestående av: Lägsta fältskiktet: *Empetrum nigrum* r.; *Andromeda polifolia* t.; *Betula nana* t.; *Arctostaphylos alpina* t.; *Vaccinium uliginosum* t. Bottenskiktet: *Cetraria nivalis* e.; *Cladina silvatica* s.; *Lecanora tartarea* r.; *Polytrichum* sp r.; *Hylocomium* sp r. — Med den förut omtalade marktermometern anställdes mätningar i densamma kl. 3—5 e. m. vid en lufttemperatur av + 3,5°, varvid följande värden erhöllos:

Djup i dm.		Djup i dm.	
1	+ 4,0°	5,8	tjälytan
2	+ 3,2°	7	± 0,0°
3	+ 2,5°	8	— 0,05°
4	+ 1,7°	9	— 0,1°
5	+ 0,8°	10	— 0,12°

Differensen i temperaturavtagandet mellan de båda skikten torde visserligen icke under den varma årstidens förra hälft vara fullt så stor som den här bifogade serien utvisar, ty man får alltid antaga, att någon uppvärmning av den frusna massans inre genom ledning ägt rum under sommaren. Detta bekräftas t. ex. av de svenska undersökningarna vid Kap Thordsen, utav vilka framgår, att temperaturen i slutet av aug. stigit cirka 2,5° i den frusna marken på 2 meters djup, alltsedan markytan upptinade ungefär $2^1/_2$ månad tidigare. (Sv. Nordpol. St., sid 245). Men det torde dock vara ganska visst, att redan vid tjällossningens början temperaturen i de djupare skikten så föga understiger ± 0°, att man knappast kan anse den låga temperaturen i och för sig på dessa nivåer som det väsentliga hindret för tjälytans hastiga tillbakaträngande mot djupet. Den hastighet, varmed densamma sjunker, torde i stället bero på huruvida den uppifrån kommande värmen är tillräcklig att förvandla det frusna vattnet uti flytande form. Det är till denna process, som stora mängder värme åtgå. Å andra sidan fordras det för att tjälytan åter skall kunna stiga, att de omedelbart ovanför densamma befintliga upptinade massorna lida en så betydlig värmeförlust, att de kunna övergå från flytande till fast form. Enligt vad som påpekats är det tämligen omöjligt, att en sådan kan uppstå endast genom ledning till de närmaste frusna skikten, emedan deras temperatur ligger så nära fryspunkten. Den skulle då framkallas genom ledning uppåt. Men på grund av att temperaturunderskottet i tjälens inre är så obetydligt, kräves det, att värmeförlusten genom ledning till markytan blir mycket stor. — En oscillation av tjälytan förutsätter alltså ganska betydliga temperaturväxlingar i det upptinade markskiktet, i det att värmeomsättningen i detsamma måste vara så kraftig, att amplituden t. o. m. omedelbart ovanför tjälytan komme att omfatta åtminstone ett par grader på båda sidor om ± 0. Termografundersökningarna vid Svalaliesotjåkko visa emellertid, att icke ens under perioden 10—16

aug. då enl. tab. 8 och 9 luftens dygnsamplituder voro mycket stora (minst 12° sannolikt 14 à 15°), amplituden på två decimeters djup översteg 1°. — Under månadens första fjärdedel uppgick den blott till $^1/_3$°. Och på ett djup av 4 dm. uppnådde amplituden aldrig detta senare belopp (se tabell 10). Särskilt äro temperatursänkningarna, som ju skulle framkalla återfrysningen, svaga — i regel endast $^1/_3$—$^1/_4$ av de kraftigaste amplituderna. — Nu torde man kunna invända, att termografvärdena i detta fall kunna vara något otillförlitliga, emedan instrumentets övre del i någon mån hindrat den direkta solbelysningen på den undersökta fläcken. Emellertid var apparaten placerad på sådan höjd över marken och f. ö. på sådant sätt, att en dylik beskuggning blott en mycket kort tid av dygnet kunnat göra sig gällande, och f. ö. torde den ha kompenserats genom ledning från kringliggande partier av jordmassan.

En serie observationer, utförda med marktermometern på Skejatjåkko den 23—24 juni 1912 på 820 meters höjd giva f. ö., såsom tabell 12 å nästa sida visar, ett liknande resultat. Marken bestod av flytjord, å vilken fanns en icke sluten vegetation av *Salix herbacea*, *Salix polaris*, *Cassiope hypnoides*, *Lycopodium Selago* och *Polytrichum* sp.

Tabell 12.

Värmeomsättningen i flytmark på Skejatjåkko $^{23}/_6$—$^{24}/_6$ 1912.

	5 e. m.	7 e. m.	9 e. m.	11 e. m.	1 f. m.	3 f. m.	5 f. m.	7 f. m.	9 f. m.	11 f. m.	1 e. m.	Amplitud.
Lufttemperaturen	+11,5	+10,5	+ 9,3	+8,0	+8,5	+8,7	+10,5	+13,9	+17,8	+20,6	+19,0	12,6
Marktemperaturen på ett djup av 1 dm.	+13,4	+11,3	+11,4	+9,0	+8,25	+7,0	+ 7,6	+ 8,8	+11,1	+12,6	+13,6	6,6
Marktemperaturen på ett djup av 2 »	+ 9,4	+ 9,1	+ 9,4	+8,9	+8,2	+6,6	+ 5.2	+ 6,1	+ 6,8	+ 8,0	+ 9,0	4,2
Marktemperaturen på ett djup av 3 »	+ 5,6	+ 6,8	+ 6,7	+6,6	+6,1	+4,8	+ 3,6	+ 3,2	+ 4,6	+ 5,2	+ 5,4	3,4
Marktemperaturen på ett djup av 4 »	+ 3,1	+ 3,5	+ 3,5	+3,7	+3,5	+3,2	+ 3,0	+ 3,1	+ 2,9	+ 3,2	+ 3,6	0,8

Här var alltså amplituden på 4 dm:s djup endast 0,8°, ehuru luftamplituden var 12,6°. Av tabellen framgår alltså amplitudernas hastiga avtagande mot djupet. Vid tjälytan, som torde hava legat på ett djup av ungefär 5,5 dm. böra temperaturvariationerna hava varit minimala. Att dessa värden dock äro något högre än de som erhållits genom termografen, torde delvis bero på att marken på denna lokal å Skejatjåkko icke alls var översilad av smältvatten.

Flytmarkens vattenhalt och dess betydelse för jordflytningsprocessen.

Av större betydelse än regelationen torde markens vattenhalt vara för jordflytningen. Redan på grund av att de vackraste flytjordsfenomenen vanligen anträffas nedanför permanenta och halvpermanenta snölägen, är man berättigad till en sådan slutsats.[1] I våra östliga lågfjällsområden, där marken blir snöfri jämförelsevis tidigt, och där permanenta snölägen knappast finnas, men där temperaturväxlingarna på grund av det mera »kontinentala» klimatet äro störst, äro flytjordsbildningar mycket sällsynta, ehuru förutsättningen här om någonstädes borde finnas för uppkomst av regelation. Däremot anträffas jordflytningsföreteelserna oftare ju längre västerut man kommer, vilket tydligen står i samband med att markens vattenhalt under större delen av den varma årstiden här är mycket stor, något som i sin ordning torde bero dels på att snösmältningen är långsammare, dels på att luftfuktigheten är större, så att markens upptorkning försiggår mindre hastigt. Däremot äro temperaturamplituderna obetydligare och följaktligen betingelserna för uppkomsten av regelation ringare. — I den första flytjordsundersökning, som utförts i vårt land, framhålles också markens vattenhalt som den utslagsgivande

[1] Jfr. HOBBS, Char. Ex. Glac., sid. 94.

faktorn (SERNANDER, Flytjord) och samma omständighet har J. G. ANDERSSON betonat för de arktiska och antarktiska områdena (Contributions, sid. 28). Emellertid torde enbart den rikliga tillförseln av smältvatten icke annat än undantagsvis kunna framkalla jordflytning. Ty den jordart, i vilken den försiggår, utgöres väl oftast av morän eller vittringsjord. Dessa jordtyper äro till sin sammansättning synnerligen heterogena, och endast relativt sällan torde de från början till någon övervägande del hava den ringa kornstorlek, som kräves för att marken skall hava förmågan att uppsuga och kvarhålla så stora vattenmängder, att densamma blir grötartad eller plastisk (se J. G. ANDERSSON, Contributions, sid. 37—38). På helt annat sätt förhåller det sig naturligtvis med de skiktade bildningar av finkornigt material, issjöterrasser, strandvallar o. d., som kunna finnas i dylika områden. Men utbredningen av sådana torde vara ringa.

Det förefaller emellertid, som även de ovannämnda heterogena bildningarna i detta avseende skulle kunna undergå en viss förändring. Flerstädes har jag vid grävning i flytjord, där denna icke företett några spår, som tytt på att materialet ursprungligen varit sedimentärt, dock i detsamma funnit antydningar till en viss sortering, och det synes ganska säkert, att en sådan försiggår i flytmarken. En annan egendomlighet för den heterogena flytjorden är, att materialet i densamma oftast är finare, än vad ytan tyckes ange. Mångfaldiga gånger har jag vid grävning funnit, att t. o. m. då det översta lagret är mycket grovt, själva huvudmassan i de djupare partierna dock är mycket finkornig. I många flytmarksfält kan man sålunda finna, att grundmassan numera består av verklig jäslera i sådan utsträckning att det måste betraktas som fullständigt uteslutet, att densamma, som ursprungligen bildats antingen som morän eller vittringsjord, i primärt skick haft denna finkornighet. Man får tänka sig förklaringen till detta förhållande sålunda, att på grund av den ständiga tjälen vattnet i det upptinade lagret hindras att nedsjunka till större djup, även där materialet är synner-

ligen grovt. Under den varma årstiden kommer därför gruset att beständigt genomsättas av vatten, och detta i förening med de starka temperaturväxlingarna i början och slutet av den varma årstiden, då en hastig växling i aggregationstillståndet äger rum, torde kunna ganska hastigt sönderdela materialet och åstadkomma den nämnda finkornigheten.

Emellertid måste det medgivas, att flytjorden långt ifrån som regel i någon större utsträckning har jäslerans förmåga att uppsuga och kvarhålla smältvattnet. Den stora vattenhalten måste då bero på en annan orsak. Ty icke ens nedanför de stora snölägena är översilningen alltid så stark, att icke vattnet snart skulle nedtränga i de djupare markskikten, och de övre sålunda dräneras, om icke såsom nyss påpekades, den i närheten befintliga tjälen förhindrade detta. På så sätt uppkommer närmast tjälytan ett vattenledande lager, varifrån de övre skikten vid starkare vattentillförsel mättas med vatten. Tyvärr har det varit mig omöjligt att rationellt undersöka, huru denna process försiggår. Ty även där marken i stort haft jäslerans konsistens, har den dock varit uppblandad med sten och grus i den utsträckning, att det varit omöjligt att erhålla med säkerhet typiska jordprov i de små lufttäta kärl, som jag medfört. Och lika omöjligt har det varit mig att in loco företaga analyser av vattenhalten. Vid grävning i dylik mark har jag dock ofta funnit mycket stor vattenmängd, som i regel tilltagit mot djupet. Och detta var t. o. m. fallet med mark, som i ytskiktet var fullkomligt torr eller åtminstone var fullständigt fast. Gropar upptagna i sådan mark fylldes hastigt med vatten, även om tjälen låg på ett djup av 8—10 dm. I många fall ägde detta rum på så sätt, att gropens väggar som en grötartad massa gledo ut i och fyllde densamma.

Det torde kunna antagas, att flytmarkens vattenhalt växlar avsevärt under den varma årstiden. Under den starkaste snösmältningen och i närheten av snölägena är hela jordmassan vattenmättad från tjälen upp till ytan. Senare avtager vattenmängden, först på ytan och längre fram även i de djupare skikten. Men man torde kunna utgå ifrån att överallt,

där ständig tjäle finnes, existerar även under sensommaren och hösten ett lager av vattenmättad mark närmast tjälytan, ehuru detsamma är tunnare. Detta framgår av BODMANS intressanta undersökningar i Sydpolarområdet (Sv. Sydpol. St. III, sid. 64—65). Han fann där, att endast de nedersta lagren av det under sommaren upptinade markskiktet hade en vattenhalt, som nämnvärt översteg 25 %, d. v. s. var tillräcklig att ge marken en grötartad konsistens (Jfr. J. G. ANDERSSON, Contributions, sid. 37). Uppåt avtog vattenmängden, så att den vid ytan endast uppgick till 8 %. Dessa undersökningar verkställdes emellertid på vintern, då hela jordmassan var frusen, och deras resultat återgiva alltså icke förhållandena under våren och försommaren, då snösmältningen är starkast, utan de representera markens vattenhalt under hösten vid avtagande temperatur och reducerad snösmältning och bestyrka alltså min ovan framställda uppfattning.

Att sålunda det vattenmättade skiktet avtager i mäktighet, allt eftersom den varma årstiden framskrider, torde bero på tvenne omständigheter, nämligen dels på att vattentillförseln uppifrån småningom avstannar och efterträdes av avdunstning och torkning, dels sammanhänger det med att tjälytan successivt sjunker, varigenom möjlighet uppstår för smältvattnets nedträngande till allt större djup.

Det torde emellertid vara detta vattenmättade lager, som bildar förutsättningen för flytjordens rörlighet. Intet berättigande finnes nämligen för det antagandet, att den fasta, hårda tjälytan som sådan skulle genom att tjänstgöra som rutschplan framkalla den ovanpå liggande jordmassans glidning. Däremot är tjälen en indirekt orsak till flytningen, så till vida, som den framkallar en anhopning av vatten i det närmast ovanför befintliga lagret, och det torde vara detta, som, sedan det mättats, tjänstgör som glidplan. Det grötartade skiktet verkar så att säga som rullar under den ovanpå liggande torrare massan. Först när detta plastiska lager blir för obetydligt i förhållande till den övre fastare, transporterade massan, torde glidningen upphöra. Av stort intresse vore det

att fastställa minimimäktigheten av det förra för att en rörelse skall komma till stånd. Av allt att döma torde den emellertid kunna vara ganska liten. Härvid spela naturligtvis även andra faktorer in, såsom markens lutningsvinkel, förefintligheten av grövre fastare partier inom glidskiktet och tjälytans lutningsvinkel i förhållande till markytans.

Sänker sig tjälytan hastigt under den senare innebär naturligtvis detta, att den fasta, transporterade massan hastigt växer i mäktighet i förhållande till sitt glidskikt och därmed också i svårrörlighet. Vid en starkt sjunkande tjälyta måste därför gränsen för jordmassans rörlighet snart anträffas. Det är därför av vikt att fastställa tjälytans lutningsvinkel.

Denna betingas av ett par faktorer, nämligen dels av snösmältningens hastighet, dels av insolationens intensitet. På de punkter, där marken tidigast blivit snöfri, ligger tjälytan djupast och stiger därifrån i stort sett likformigt mot det kvarliggande snötäckets kanter. När detta under sommaren blivit upplöst i isolerade snöfläckar, sänker sig kälytan utåt från dessa mera eller mindre likformigt.

Den å fig. 62 meddelade kartan över ett snöläge på fjällslätten mellan Rajvotjåkko och Svalaliesotjåkko torde framställa ett typiskt exempel på avsmältningsförhållanden vid ett sådant på de högre fjällslätterna. Under de båda avsmältningsstadier, som där finnas återgivna, sluttade tjälytan skarpast invid snökanten eller ungefär med 1 på 10. Lutningsvinkeln avtog utåt med det växande avståndet från snön, så att tjälytan 10, 12 à 15 m. från denna sluttade med 1 på 20 à 1 på 25. Detta beror givetvis på att det upptinade lagrets isoleringsförmåga tilltager med mäktigheten, och att därför tjälens upptiningshastighet avtager på samma gång som avståndet från snön växer. En sammanställning av de å kartan meddelade värdena ger vid handen, att det upptinade lagrets mäktighet på följande sätt inverkade på upptiningshastigheten.

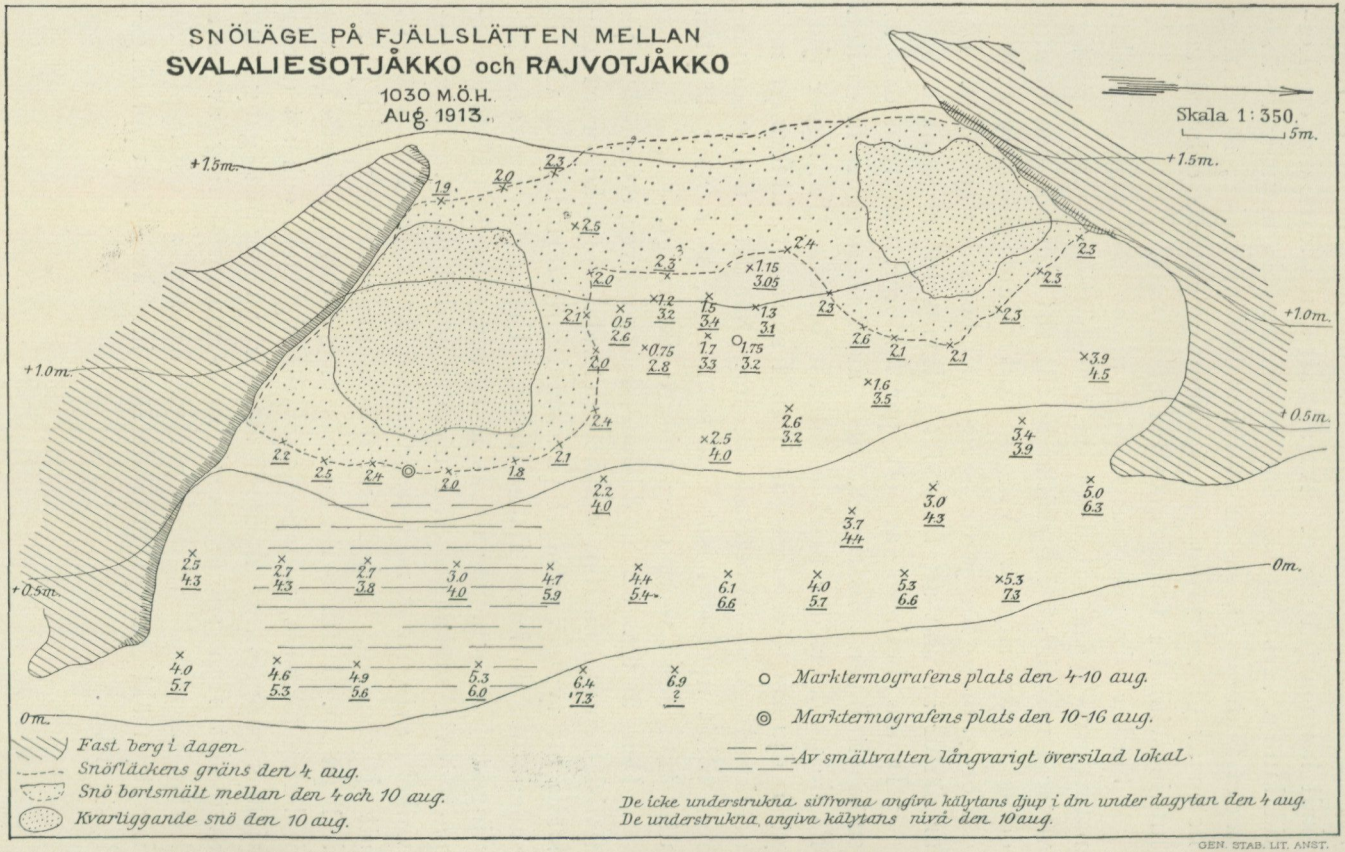

SNÖLÄGE PÅ FJÄLLSLÄTTEN MELLAN
SVALALIESOTJÅKKO och RAJVOTJÅKKO
1030 M.Ö.H.
Aug. 1913.
Skala 1:350.
5m.
+1.5m.
+1.0m.
+0.5m.
0m.
Fast berg i dagen
Snöfläckens gräns den 4 aug.
Snö bortsmält mellan den 4 och 10 aug.
Kvarliggande snö den 10 aug.
Marktermografens plats den 4-10 aug.
Marktermografens plats den 10-16 aug.
Av smältvatten långvarigt översilad lokal
De icke understrukna siffrorna angiva kälytans djup i dm under dagytan den 4 aug.
De understrukna angiva kälytans nivå den 10 aug.
GEN. STAB. LIT. ANST.

Fig. 62.

Antal mätningar	Det upptinade lagrets mäktighet i dm. den 4/8	Det under tiden 4/8—10/8 upptinade lagrets mäktighet i dm.	Upptinandets hastighet per dygn i dm.
24	0,0—0,9	2,2	0,37
8	1,0—2,4	1,81	0,3
12	2,5—4,0	1,13	0,2
10	4,1—6,4	0,99	0,17

Ett liknande resultat gåvo också mätningarna på Skejatjåkko år 1912 (se tab. 11). Upptinandet går alltså fortare vid snölägenas kanter än på större avstånd från dem, oaktat marken vanligtvis på de förstnämnda lokalerna översilas med kallt smältvatten. Att detta i och för sig utövar en fördröjande inverkan på upptiningsprocessen, framgår av att tjälytan på lokaler med lika avstånd från snökanten sjunker långsammare, där en sådan översilning äger rum (se kartan, fig. 62).

Eftersom alltså tjälytans lutning med växande djup blir mindre, kan man antaga, att det på densamma vilande glidskiktet har en ganska stor utbredning nedanför snölägena och att endast ett helt obetydligt tillskott av vatten ännu på stort avstånd från dem kan vara tillräckligt för att framkalla rutschningen av hela den upptinade jordmassan. Att det sålunda är växlingar i markens vattenmängd och icke i temperaturen eller aggregationstillståndet, som framkallar jordflytningen framgår också direkt av de här bifogade diagrammen (tavl. 5).

Det instrument, med vilket dessa erhållits, är såsom nämnts försett med ett 1 m. långt mässingsrör, som innesluter de hävstänger, vilka överföra det värmekänsliga elementets utslag till den ovan markytan befintliga plåtlådan med cylindern. Röret är fastskruvat vid dennas botten, men vid även jämförelsevis svagt sidotryck på detsamma inverkar detta på hävstängerna så, att en svag oscillation av stiftet äger rum på cylindern. Så fort jordmassan, i vilken röret är nedsänkt, försättes i rörelse, måste alltså denna av stiftet

återgivas på diagrammet i form av ett hak i temperaturkurvan. Sålunda kan man på denna avläsa, om och när jordmassan under observationstiden kommit i rörelse. På alla tre diagrammen förekomma dylika hak, som uppträda periodiskt. På de tvenne första finner man samlingar av sådana, överallt där kurvorna äro i stigande. Man skulle därför möjligen kunna föranledas till den slutsatsen, att den rörelse i marken, som sålunda inregistrerats, framkallats av markens uppvärmning, och att t. o. m. växlingarna i gränsskiktets aggregationstillstånd likväl härvidlag spelat en roll.

De närmare omständigheterna visa emellertid, att så icke varit fallet. Ty dessa störningar inträda överallt på samma tid av dygnet. Hade rubbningarna framkallats av tjälens upptinande genom instrålningen eller i övrigt genom temperaturväxlingar i gränsskiktet, skulle rutschningarna hava ägt rum vid för varje dag allt senare klockslag inom varje observationsserie. Tjälytans sänkning under dagytan med 100 % på varje lokal (se ovan sid. 222) måste nämligen hava medfört, att dygnets regelbundna temperaturväxlingar för varje dag träffat tjälytan allt senare (jfr tabell 12). Tidpunkten för rutschningarnas början skulle då under varje dygn hava förskjutits från middagstiden fram emot aftonen eller de första timmarna av natten, i stället för att de nu infallit under samma del av dagen.

En bekräftelse på att det icke är dessa temperaturväxlingar, som framkallat rubbningarna i marken, finner man av diagram III. Dess temperaturkurva härrör från dubbelt så stort djup som de båda förra. Icke heller här hava temperaturväxlingarna vid tjälytan haft det ringaste inflytande på rutschningarna, ty under observationstiden sjönk densamma från observationsskiktet (4 dm.) till ett djup av 8,1 dm. (se sid. 222), medan rutschningarna oberoende härav konstant inträffade vid samma tidpunkt på dygnet, nämligen då kurvan för 4 dm:s djup visade minimum, medan den i de båda förra fallen inträffade vid stigande kurva eller i maximum. Härav framgår, att värmeomsättningen i marken icke hade

något som helst direkt inflytande på processen i fråga. En jämförelse mellan alla tre diagrammen lämnar emellertid en värdefull upplysning för lösningen av spörsmålet. Vare sig man finner rutschningshaken på kurvornas stigande och lägsta partier såsom å diagram I och II eller på de lägsta sektionerna såsom på diagram III, så uppträda de dock för varje dag regelbundet omkring kl. 12 middagen och fortsätta sedan under 4 à 6 timmar. De framkallas alltså av en dagligen på samma tid uppstående faktor, och denna utgöres i själva verket av den under förmiddagen och middagen inträffande snösmältningen, som tillför marken ett överskott av vatten och på så vis medgiver en utlösning, i form av en rutschning, av de tryckförändringar och spänningar, som under det gångna dygnet uppstått. Detta förklarar, varför dessa rubbningar inträffa just mellan kl. 12 middag och kl. 6 e. m. ty under denna del av dygnet är i allmänhet tilloppet av smältvatten störst. Härmed överensstämmer också, att haken på diagram II äro mycket kraftigare i dess förra hälft än i den senare, ty under denna observationsserie bortsmälte snön helt och hållet, och tillflödet av smältvatten upphörde därför fullständigt under de sista tvenne dagarna. Vidare framgår av diagram I, att den enda dag mellan $^4/_8$ och $^{10}/_8$, då någon rörelse i jordmassan icke inregistrerats, var den $^7/_8$, i det kurvan för nämnda dag företer en fullständigt jämn, rät linje. Orsaken härtill var tydligtvis, att det var under denna dag, som det omnämnda svåra ovädret begynte, vilket rasade i ett par dagar, och på nämnda plats yttrade sig som en under närmare ett dygn pågående temperatursänkning, varunder ingen snösmältning ägde rum; tillflödet av smältvatten inställdes alltså denna dag.

Det är på grund av ovanstående påtagligt, att jordflytningen under normala förhållanden är en process, som försiggår så att säga i pulserande form. Under tiden för den egentliga snösmältningen, då tjälytan ännu ligger nära dagytan, äro »pulsslagen» kraftigare, men torde knappast

heller då omfatta större delen av dygnet. Senare på sommaren, då tjälytan sjunkit och vattentilloppet under den varma delen av dagen minskats, avtager sannolikt beloppet av de genom rutschningarna åstadkomna förflyttningarna, men frekvensen av »pulsslagen» torde bliva ungefär densamma, så länge snö finnes i tillräckligt låg nivå, för att den skall smälta. — De snödrivor, nedanför vilka mina undersökningar verkställts, voro obetydliga och synnerligen reducerade, och det torde därför få anses avgjort, att den pulserande jordflytningen fortgår med märkbar intensitet, så länge ännu den allra ringaste snö kvarligger och smältning av densamma pågår. Men ännu återstår att utforska, inom vilken rayon från snölägena räknat vattentillflödet verkligen ger upphov till en rubbning i de upptinade lagren och åtskilliga andra, med denna sammanhängande företeelser.

Jordflytningen och dess natur i andra flytmarksområden.

De stora dragen av flytmarkens regionala utbredning har för första gången klarlagts av J. G. Andersson (Solifluction, sid. 104 och följ.). Härigenom får anses konstaterat, att denna marktyp är en för polarområdena karakteristisk företeelse. Kanske är den rent av den dominerande markformen i somliga områden på högre bredd, medan den i andra med hänsyn till utbredning naturligtvis står efter den ständiga snö- och ismarken. — Huru det i detta hänseende förhåller sig i lägre breddgraders alpina regioner, är ännu mycket svårt att avgöra. De uppgifter, som föreligga därom, äro ännu synnerligen fragmentariska (se Sapper, Erdfliessen, sid. 2). Tills vidare torde man få stanna vid den ståndpunkten, att en motsvarighet därstädes finnes till högre breddgraders flytmark, om den än till följd av de avvikande klimatförhållandena är av åtskilligt annan beskaffenhet.

Ännu saknas emellertid direkta empiriska undersökningar över de processer, som i de skilda klimatområdena betinga jordflytningens uppkomst, och som försiggå inom flyt-

marken samt därigenom giva upphov till dess olika former. Att såsom hittills skett endast genom att beskriva och inbördes jämföra dessa sistnämnda söka vinna någon ledning för bedömandet av deras uppkomst och fastställa jordflytningens natur kan icke lämna några resultat av mera bestående värde.

På samma sätt är det naturligtvis mycket svårt att avgöra, huru stor giltighet de här ovan refererade undersökningarna kunna hava för polarområdena, särskilt som jag, i motsats till de flesta andra, som behandlat flytjordsproblemen, aldrig haft den stora förmånen av en på egen erfarenhet grundad kännedom om dessa trakter. Det synes dock, som om man på grund av de observationer, som föreligga från dem, skulle vara berättigad till vissa slutsatser angående naturen av den därstädes pågående jordflytningen.

Som bekant har B. Högbom framställt den åsikten, att densamma icke endast betingas av vattengenomdränkning av det upptinade markskiktet, utan även genom regelation av detsamma (Geol. Wirk.). Emellertid hava ännu inga på direkta mätningar baserade bevis företetts för denna åsikt, varför den tills vidare får betraktas som en lös hypotes. Det enda skäl, som föranlett dess framställande, synes vara, att jordflytning på Spetsbergen förekommer även i mark, som består av grovt material t. ex. terrasser »die aus Kies bestehen und bei welchen im Inneren feinere sekundäre Verwitterungsprodukte oder dergleichen nicht vermutet werden können» (o. a. a., sid. 48). Så länge inga verkliga undersökningar utförts över den inre sammansättningen av sådan mark, kan dock intet avseende fästas vid dylika uttalanden. Det händer nämligen icke sällan, att man vid en närmare efterforskning i dylika bildningar gör överraskande upptäckter. Så har J. G. Andersson om så grovt flytjordsmaterial som »the stonerivers» på Falklandsöarna gjort följande erfarenhet: »I removed several of these big blocks to examine their bedding and I always found them to rest upon the stony mud, never upon a basement of other blocks or solid rock.»

(Solifluction, sid. 100). Och samma iakttagelse har jag flerfaldiga gånger gjort i de svenska fjälltrakterna.

För bedömandet av huruvida jordflytningen i polarområdena betingas av andra processer och alltså är av annat slag än i de skandinaviska fjällen, äro de meteorologiska observationer, som f. n. föreligga, av avsevärt intresse. A priori kan man icke vänta, att nämnda områden skola erbjuda alltför stora olikheter i klimatiskt hänseende, eftersom ju även övre Lappland ligger inom polcirkeln och dess något lägre geografiska bredd bör kompenseras av fjällslätternas större höjd ö. h. Så uppger A. HAMBERG, att årsmedeltemperaturen för Kvikkjokk är — 1,4° (Frusen mark, sid. 90). Den fjällslätt, å vilken mina undersökningar bedrivits, ligger 700 m. högre. Beräknas gradienten för årsmedeltemperaturens avtagande mot höjden till 0,5° per 100 m. (se HANN, Meteorologie, sid. 129), blir alltså årsmedeltemperaturen för nämnda fjällslätt —4,9° eller endast obetydligt lägre än Spetsbergens, som vid Kap Thordsen är —6,2° (B. HÖGBOM o. a. a., sid. 42), och Nowaja Semljas, som uppgår till ungefär —6,6° (Ryska Pol. St., sid. 147). Det är därför knappast berättigat att uppfatta de svenska högfjällens klimat på 1,000-metersnivån såsom nämnvärt mildare än ett antal marginala polarområdens.

För frågan om regelationen är, såsom jag ovan framhållit, temperaturen i det skikt, som under sommaren förblir fruset, av stor vikt. Nedanstående siffror belysa, huru därmed förhåller sig i polarområdena.

Ryska Polarstationen vid lilla Karmakul på Nowaja Semlja 1882—1883 (o. a. a.)

1883	4 dm.	8 dm.	16 dm.
Den $^{31}/_{1}$	— 11,05°	— 14,6°	— 14,0°
» $^{29}/_{5}$	— 0,70°	— 2,5°	— 7,1°
» $^{16}/_{7}$	+ 4,75°	+ 0,6°	— 1,4°

Under vintern var alltså temperaturen synnerligen låg även på det största undersökta djupet, men ungefär sam-

tidigt med den senare genom insolationen åstadkomna uppvärmningen av ytlagren steg också temperaturen i de djupaste skikten. Den 29 maj, då luftens medeltemperatur var + 4,5° och marken började upptina på ytan, (dennas temperatur var då + 1,18°), hade det djupaste skiktets temperatur stigit med 7°, och i mitten av juli, då tjälytan torde hava sjunkit till en nivå av cirka 7 dm., var temperaturen 9 dm. djupare ej lägre än — 1,4°,

Liknande värden hava erhållits från andra polarområden.

Den Svenska Polarstationen vid Cap Thordsen 1882—1883.

	5 dm.	10 dm.	15 dm.	20 dm.	Diff.
28/6 . .	— 0,99°	— 2,72°	— 3,81°	— 4,95°	3,96°
31/7 . .	— 0,34°	— 1,63°	— 2,55°	— 3,54°	3,20°
30/8 . .	— 0,08°	— 1,26°	— 2,05°	— 2,84°	2,76°

Den Svenska Sydpolarstationen på Snow Hill 1902—1903.

1902—03	3 dm.	5 dm.	10 dm.
1/9 . . .	— 22,68°	— 20,78°	— 20,0° (?)
1/12 . . .	— 2,19°	— 4,40°	— 5,0° (?)
7/2 . . .	+ 1,99°	— 0,03°	— 1,60° (?)

Av de anförda värdena torde framgå, att den åsikten icke är riktig, att nämnvärd köld skulle hava magasinerats sedan vintern i de oupptinade jordlagren. Ty redan vid upptiningsprocessens början har temperaturen i tjälens djupare skikt stigit så mycket, att temperaturunderskottet därstädes är skäligen obetydligt och ej gärna kan framkalla någon regelation nedifrån av den upptinade marken. Vidare visa de anförda siffrorna från Cap Thordsen, att differensen mellan temperaturen på 5 och 20 dm. djup under den varma årstiden endast avtog med 1,2°, och det är ej vidare troligt, att denna »köldavgång» skulle kunna räcka till för att framkalla en regelbundet för varje dygn åter-

kommande tillfrysning av ett skikt av nämnvärd mäktighet ovan tjälytan. Ja, ej ens en operiodisk sådan är sannolik, om man tager med i räkningen den underkylning, som ofta uppträder i marken.

Denna fråga sammanhänger dock med den genom insolationsväxlingarna under dygnet framkallade värmeomsättningen i det upptinade markskiktet. Detta har också observerats av B. HÖGBOM, som yttrar därom (Geol. Wirk., sid 44): »Es ist indessen offenbar, dass die Zone für 0°, d. h. die Fläche der gefrorenen Erde, so oberflächlich zu liegen kommt, dass sie von den Temperaturschwankungen von oben verhältnismässig stark beeinflusst wird.» Innan ännu några som helst mätningsresultat kunna företes, torde det dock vara alltför tidigt att uttala något avgörande omdöme i denna fråga. Men eftersom det förefinnes en bestämd relation mellan luftens och markens värmeförhållanden, torde de förra kunna i viss mån vara upplysande även i denna sak.

Man kan ju vänta, att såväl de periodiska som de operiodiska temperaturväxlingarna under den varma årstiden skola bliva mycket små så långt norrut som på 78:e breddgraden. Också fann man vid Cap Thordsen 1883, att luftens dygnsmedelamplitud för juni månad icke steg till mera än 3,47° och för juli till 3,56° (Sv. Nordpol. St., sid. 123). Amplituden var alltså endast cirka hälften så stor därstädes som den jag funnit i Lule lappmark på 1,000 meters höjd (se ovan tab. 8 och 9). Men på fjällslätten vid Svalaliesotjåkko erhöll jag på 2 dm. djup en maximiamplitud av endast 1°, och på 4 dm. djup översteg den aldrig $^1/_3$° (se tab. 10), och man kan redan därav sluta till, att värmevariationerna i det upptinade lagret på Spetsbergen böra ligga mellan mycket snäva gränser. Denna slutsats stödjes f. ö. av vad man känner från Nowaja Semlja. Medan luftens medelamplitud därstädes för juni 1883 uppgick till 3,31° och för juli till 4,69° och alltså nära överensstämde med Spetsbergen, var medelamplituden på 4 dm:s djup för den

förra månaden 0,35° och för den senare 0,68°, vilka obetydliga variationer ingalunda torde kunnat framkalla regelation. Och detta bekräftas också på annat sätt av samma på 4 dm:s djup utförda mätningar. Ty av dessa framgår, att sedan den under sommaren successivt sjunkande tjälytan den första juni nått ned till denna nivå, fortsatte den sedan oavbrutet att sjunka; sedan en gång temperaturen i marken nått upp till och över fryspunkten, nedgick den därefter aldrig under densamma (Ryska Pol. St., sid. 106—107). Och Bodmans för varje svensk forskare så lätt tillgängliga siffror från 3-dm:s nivån vid Snow Hill tala ett liknande språk (Sv. Sydpol. St. I, sid. 310), ehuru luftens för ifrågavarande månad observerade dygnsmedelamplitud t. o. m. uppgick till 5,3°. Den erfarenhet, som jag genom mina mätningar i Sv. lappmarken gjort, nämligen att sedan tjälytan en gång sjunkit under ett visst skikt, den ej åter under den varma årstiden stiger upp till detsamma, synes alltså gälla även för polarområdena.

Frågan blir då huruvida, man kan antaga någon allmännare regelation uppifrån till avsevärt djup. I detta hänseende äro de ryska observationerna på Nowaja Semlja upplysande, emedan man därstädes utfört mätningar på själva jordytan. Emellan den 12 juni och 31 aug. 1883 — d. v. s. under mera än $2^1/_2$ månad — sjönk icke markytans temperatur under fryspunkten mera än tre gånger, och dess absoluta minimitemperatur under denna tid var — 1° (Ryska Pol. St., sid. 92—93). Även under själva våren, före och efter den $^1/_6$, voro fallen av återfrysning förvånansvärt få, och de därvid observerade köldgraderna voro synnerligen obetydliga. Det synes därför vara alldeles uteslutet, att regelationen uppifrån kunnat göra sig gällande på något större djup än högst ett par cm., och det är föga sannolikt, att förhållandena i detta hänseende skola vara annorlunda ännu närmare polerna, där insolationen är ännu jämnare. På grund av polarområdenas egenartade insolationsförhållanden finnes det alltså åtminstone t. v. ingen

som helst grund för B. Högboms uttalande, att jordflytningens stora utbredning i Polarländerna visar, att regelationen spelar en viktig roll för densamma (Geol. Wirk., sid. 46). I stället torde den motsatta slutsaten ligga närmast till hands.

Om sålunda regelation icke kan väntas inträffa under den varma årstiden på lägre nivå i närheten av polerna, torde den däremot med all säkerhet uppträda i alpina regioner närmare ekvatorn. Eftersom dygnets amplitud växer med avtagande bredd, är det ganska visst, att på tillräcklig höjd över havet en regelbunden och mycket stark återfrysning skall äga rum på större avstånd från polerna. Till och med inom Skandinavien skall säkert en differens i detta hänseende kunna påvisas. I norra Lappland äro nattfroster även på fjällslätterna ingalunda vanliga företeelser under högsommaren, och de torde ej vara synnerligen starka (se tab. 8 och 9). Däremot har jag vid flera tillfällen i Härjedalen och södra Jämtland under denna årstid iakttagit starka nattfroster på motsvarande nivå, vilka täckt vattensamlingarna med centimetertjock is, medan temperaturen under dagen stigit till + 20° och mera. — Huruvida detta på lägre bredder framkallar någon regelation nedifrån, är emellertid ovisst, ty vår kännedom om temperaturförhållandena i marken på högre nivåer är ännu alltför fragmentarisk för att man bestämt skall kunna yttra sig härom.

Med det visserligen mycket bristfälliga material, som ännu föreligger, synes det alltså för närvarande icke vara möjligt att använda regelations-teorien som förklaring till de storslagna jordflytningsprocesserna i Polarländerna. Men ännu är det ej heller visat, att det är nödvändigt. I ett arbete av A. G. Högbom (Jäslera) har framhållits, vilken omfattning jordflytningen kan antaga även i varmare trakter, om förhållandena äro gynnsamma. Det får därför anses följdriktigt att först efterse, om ej i Polarområdena tillräckliga grunder föreligga att förklara fenomenet enbart på denna väg. Det är så mycket större skäl att göra detta, som den

enda systematiska undersökning, som hittills utförts över flytmarkens uppträdande och natur i dessa områden (J. G. ANDERSSON), just har klarlagt vattenhaltens och vattentillförselns stora betydelse. Det gäller nu att bygga vidare på den sålunda vunna grunden.

Den ständiga tjälens stora betydelse för flytjordsprocessen är numera allmänt erkänd. Enklast torde densamma just förklaras så, att det är den fasta tjälmassan, som genom att förhindra vattnets nedträngande betingar den stora vattenhalt i de upptinade lagren, vilken framkallar flytningen. Härigenom vinnes också en förklaringsgrund till variationerna i fenomenets utbredning under olika tider. Under i övrigt lika förhållanden får man ju tänka sig, att en allmän temperaturnedsättning bör medföra en regional utbredning av den ständigt frusna marken till nya områden, varigenom markens vattenhalt därstädes ökas, liksom man omvänt kan förklara jordflytningens upphörande i trakter, där nämnda marktyp nu endast är fossil, genom den ständiga tjälens försvinnande därifrån. — Endast genom av snösmältning framkallad vatteninfiltration torde processens stora utbredning på högre bredder ej kunna förklaras, ty om detta vore den egentliga orsaken, skulle jordflytning i mycket högre grad än vad som faktiskt är fallet uppträda vid stark snösmältning även i lägre bredders låglandsområden.

Då flytmarksforskningen inom Polarländerna en gång kommer att föras vidare, torde väl densamma komma att taga formen av systematiska mätningar av de processer, som försiggå inom denna marktyp. Man kan tänka sig dessa mätningar utförda så att säga längs trenne olika linjer. Först och främst gäller det att fastställa flytningens förlopp. Det bör ej möta oöverkomliga svårigheter att konstruera ett självregistrerande instrument, med vilket det upptinade markskiktets glidningshastighet kan mätas. Genom att på olika avstånd nedanför ett större snöläge uppställa minst tvenne dylika, fast och djupt förankrade i den frusna tjälmassan, men uppskjutande genom det upptinade skiktet, bör man kunna er-

hålla samtidiga kurvor för rörelsehastigheten inom det senare och härigenom bl. a. få svar på den viktiga frågan, inom vilken utsträckning från snön smältvattnet åstadkommer rubbningar i den lösa marken. På samma gång böra oavlåtliga mätningar utföras över tjälytans nivå. — För det andra böra undersökningar utföras över växlingarna i markens vattenhalt. Detta är en svårare uppgift. Att i dylik heterogen och grötaktig mark uttaga jordprov, som äro belysande för hela massans konsistens torde vara synnerligen vanskligt. Att hemtaga sådana och å dem verkställa analys å vattenhalten samt å deras kornstorlek torde vara nästan fullständigt värdelöst, så vida proven ej äro mycket stora och synnerligen många till antalet från samma begränsade lokal. Och de kunna ändock icke giva upplysning om variationerna i jordmassans vattenhalt under olika tider och i olika skikt. — Beklagligt nog, lär det dock vara en mycket svår uppgift att framställa ett självregistrerande instrument, som i form av en kurva återgiver växlingarna i markens vattenhalt. Men kanske är den dock ej alldeles olöslig.

Slutligen gäller det, att definitivt fastställa värmeomsättningen i flytmarken. Minst tvenne instrument böra härvid samtidigt användas, båda av samma beskaffenhet som det jag använt eller kanske av en något bekvämare modell. Om det enas värmekänsliga element placeras i tjälytan samt dag för dag tillpassas intill denna, under det att det andras hålles nedsänkt i mitten av det ovanpå befintliga upptinade skiktet, skulle fullständig visshet kunna ernås, huruvida regelation verkligen förekommer i polarområdenas flytmark, samt huruvida denna regelation är en uppifrån eller nedifrån verkande företeelse. Genom jämförelse med den förut omnämnda inregistrerade rörelsehastigheten skulle visshet kunna erhållas om betydelsen av denna eventuella regelation för jordflytningen. — Utom dessa spörsmål skulle naturligen en hel mängd andra komma att belysas av dylika undersökningar.

Flytmarkens former.

Liksom varje annan marktyp företer flytmarken en ganska växlande konfiguration. Stundom äro dess ytkonturer synnerligen egendomliga, och de hava därför, t. o. m. innan den egentliga flytmarksforskningen tog sin början, ådragit sig stor uppmärksamhet. Många försök hava också särskilt på sista tiden gjorts att genetiskt förklara de olika flytmarkstyperna, t. ex. av TH. WULF (Bot. Beobacht.), B. HÖGBOM (Geol. Wirk.), E. BERGSTRÖM (Rutmark), W. MEINARDUS (Charakt. Bodenf.) och andra. De kunna emellertid icke uppfattas såsom verkliga resultat, så länge icke arten och intensiteten av de processer, som försiggå inom flytmarken själv, ens äro till sina grunddrag exakt utforskade. Visserligen har MEINARDUS nyligen trott sig kunna visa, att en del av flytmarkens former äro bildade oberoende av jordflytningen (o. a. a., sid. 27). Men om så också vore fallet, är det väl ändock tydligt, att båda slagen av företeelser äro produkter av ett och samma allt för litet utforskade klimat och härröra så att säga från olika sidor av detta.

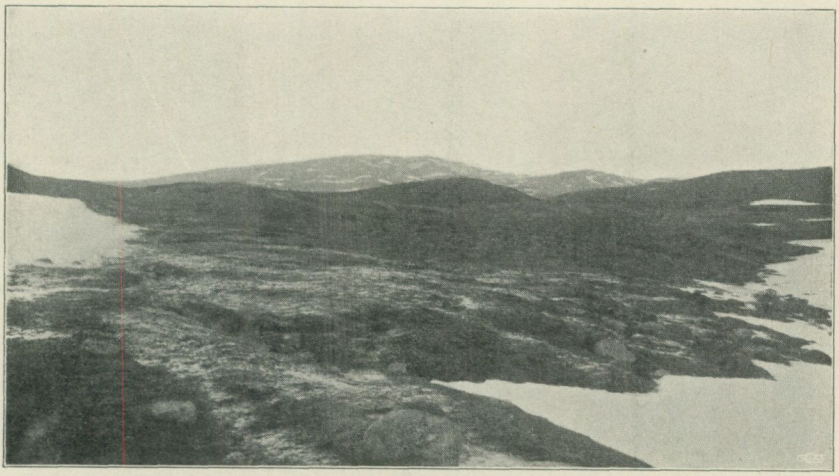
Då jag ej varit i tillfälle att i de skilda flytmarksformerna utföra några mätningar för utrönandet av deras uppkomst, anser jag det riktigast att inskränka mig till att göra några uttalanden angående det sannolika sambandet mellan dem och de processer, som varit föremål för mina ovan relaterade undersökningar, på samma gång som jag i korthet lämnar en framställning av de skilda typer, som iakttagits i Luleområdet.

De flytjordsföreteelser, som ehuru sällsynt förekomma i skogsregionen, torde skilja sig från fjällslätternas flytmark i en ganska viktig punkt. Det förefaller nämligen, som om de huvudsakligen skulle uppträda katastrofartat, vilket däremot sällan eller aldrig synes inträffa på de stora fjällvidderna. Eller rättare sagt i de senare områdena försiggår fenomenet som en regelbundet för varje dygn återkommande serie av små-katastrofer, på lägre nivåer däremot som mycket säll-

synta, men däremot synnerligen våldsamma sådana. På tvenne ställen har jag iakttagit spår efter dylika, båda i de egendomliga grusåsar på Nieras och Alleb Kirkao, som jag förslagsvis tolkat som submarginala bildningar. De synas hava förorsakats av, att ett djupare skikt i dejektionskäglan vid någon stark snösmältning mättats med vatten, antingen till följd av att dess material varit mycket fint eller på grund av förefintligheten av en underliggande tjälyta. Längs det sålunda uppkomna glidskiktet har en katastrofartad utrutschning ägt rum av hela den överliggande massan, varvid växttäcket sönderslitits (se ovan fig. 43). En del av det utglidna partiet kvarligger ännu i sänkan nedanför, men större delen har avlägsnats av det rinnande vattnet. I den nischformiga fördjupningen, som uppstod genom skredet och där nu det skyddande växttäcket saknas, har det framsipprande grundvattnet jämte ytvattnet urgrävt vackra erosionsfåror. Sålunda uppkomma företeelser, som slående likna dem som SAPPER nyligen skildrat från tropiska områden (Abtragung, sid. 16).

I den egentliga flytjordsregionens ytterkanter anträffas, såsom ovan nämnts, en mycket framträdande flytmarksform, nämligen terrass- eller vallflytmarken (se fig. 63). Dess uppkomst torde kunna förklaras på följande sätt. På dessa relativt låga nivåer går tjälen ur marken hastigare än längre upp. Tjälytans lutningsvinkel i förhållande till markytan blir därför här mycket stor. Från kanten av en kvarliggande snödriva stupar alltså tjälytan starkt utåt, och följden blir såsom jag ovan antytt (sid. 239), att det upptinade markskiktets mäktighet mycket hastigt tilltager i denna riktning. På grund härav avtager markens rörlighet från snökanten. Om markytan sluttar starkt, och tillförseln av detritus från snökanten är ansenlig, blir följden en stockning och valk- eller terrassbildning. I skyddet av vallkanternas distalbranter kunna sedan nya drivor bliva liggande under påföljande år och giva upphov till nya valkar nedanför de förra (se fig. 63). Sålunda kunna flytvalkslandskap uppstå. Det får tills vidare anses oavgjort, om själva valkarna äro rörliga. Stundom

finner man, såsom även SERNANDER framhållit (Flytjord), att terrasserna äro täckta av ett sammanhängande växttäcke. Detta torde visserligen bidraga till att binda jordflytningen, men å andra sidan behöver ej dess tillvaro visa, att processen här avstannat, ty vad SAPPER kallar en subsilvin jordflytning (Abtragung, sid. 15) d. v. s. glidning under vegetationstäcket kan mycket väl äga rum. En dylik har även antagits av THORE C. E. FRIES (Bot. Unters., sid. 256). Det är därför ingalunda säkert, att flytningen har avstannat på en



Förf. foto. 24/6 1912.

Fig. 63. Oregelbunden vallflytmark på NO-sluttningen av Skejatjåkko, 750 m. ö. h.

lokal, där marken blivit täckt av sammanhängande vegetation, inte ens om denna består av fjällhed. Icke ens björkbestånd behöva härvidlag vara absolut bindande (se A. G. HÖGBOM, Centr. Jämt. Issj., s. 24). Däremot är det naturligtvis att gå till en motsatt ytterlighet, om man i likhet med B. HÖGBOM söker hävda, att vegetationstäcket intet inflytande utövar på jordflytningen (Geol. Wirk., sid. 46). Vilkendera av dessa båda företeelser, jordflytningen eller regelationen, som bestämmer den andras utbredning, är en synnerligen komplicerad fråga, emedan den sammanhänger med ekologiska och växtfysiologiska problem av sådan räckvidd, att

deras lösning torde kräva långvariga systematiska undersökningar. Med största sannolikhet förhåller det sig emellertid så, att de tvenne företeelserna utöva en ganska stark växelverkan på varandra i hämmande riktning.

Ovanför terrass- och vallflytmarkens bälte, som tillhör jordflytningsregionens marginala områden, finner man ofta, att markens yta, i synnerhet där den består av övervägande fint material, är ganska jämn. Där lokala hinder förefinnas



Förf. foto. 22/8 1913.

Fig. 64. Blockflytmark på fjällslätten nedanför Svalaliesotjåkko.

för flytningsprocessen, kunna däremot verkliga terrasser eller vallar även här förekomma. Å fig. 64 synes i bakgrunden den meterhöga distalbranten av en dylik blockterrass, vars plan emellertid icke framträder å bilden, emedan man ser detsamma i alltför stor förkortning. T. v. nedanför branten synas skikthuvudena av några anstående nästan stupande skifferlager, vilkas fortsättning längre åt höger är fullständigt begraven under den framvältrade blockvallen. Att denna icke består av material, som lösvittrat in situ, bevisas av att blocken ut-

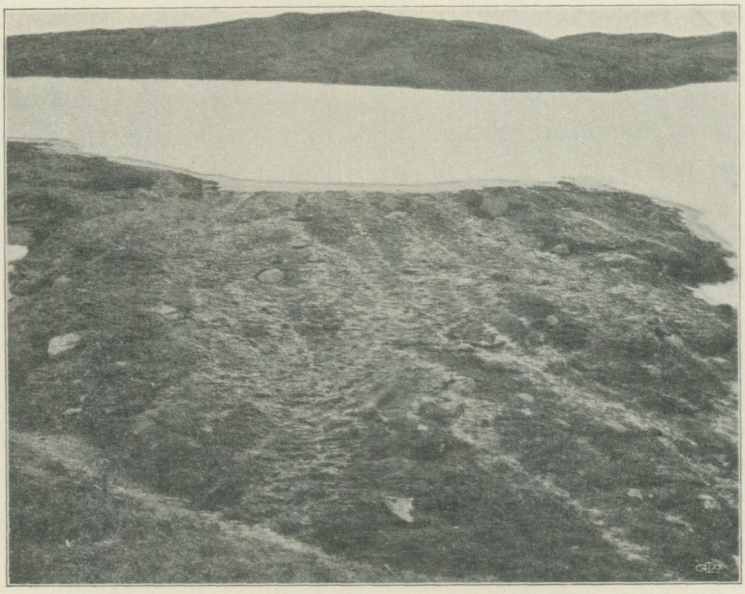
göras av andra bergarter och därför på det skarpaste till sin form kontrastera mot de tavelformiga skifferblocken i förgrunden. Icke heller kan vallen vara något slags ändmorän, ty sådana finnas f. ö. icke på denna lokal, och dessutom är bildningen mera terrass- än vallformig. Vid foten av distalbranten finnes en zon av skifferlager, vilka nu äro sönderbrutna genom frostsprängning, men vilkas material dock fortfarande ligger in situ. Nedanför denna zon äro emellertid de flata skifferblocken flyttade ur sitt läge och bilda här en i det stora hela ganska jämn blockström.

Huruvida i blockvallen eller den nedanför belägna blockströmmen någon rörelse numera kan tänkas försiggå, är mera än jag kunnat avgöra. Jag hade nämligen vid mitt besök på platsen icke tid att närmare undersöka deras inre sammansättning. Möjligen har glidningen avstannat till följd av, att det fina materialet, som eventuellt funnits i större mängd och »på sin rygg burit» det grövre, senare blivit till stor del bortspolat.

Där inga dylika hinder förefinnas varken i form av uppskjutande föremål eller på grund av det upptinade markskiktets utåt hastigt tilltagande mäktighet, är flytmarkens yta vanligen jämn. Den kan dock hava ett i hög grad varierande utseende. Där de inbördes parallella mark- och tjälytorna hava stor lutningsriktning, finner man stundom nedanför snölägena, att den grötaktiga marken på sätt och vis liknar en glaciär i miniatyr. Visserligen är fenomenet icke så väl utbildat här som på Beeren Eiland, där J. G. Andersson funnit flytjord i form av verkliga slamströmmar eller -tungor (Sv. Exp. Beeren Eiland, sid. 443, Solifluction, sid. 94). Men själva ytstrukturen är dock tydligen glaciärens med den klart markerade bågböjda tvärstrieringen (se fig. 65.) Denna typ av jordflytning förekommer huvudsakligen i det västra köliområdet, där klimatet på grund av grannskapet till Atlanten är fuktigare. Verkliga till formen och ej endast till ytstrukturen glaciärliknande slamströmmar har jag däremot iakttagit i Norge, nämligen i Tyin i

Jotunheimen på 1,000—1,200 meters höjd. Villkoret för deras uppkomst synes vara ett mera oceaniskt klimat än det svenska i förening med ständig tjäle.

Ett annat slag av ytstruktur har anträffats på fjällslätten nedanför Svalaliesotjåkko på de därstädes befintliga issjöterrasserna. Materialet var här homogent och mycket fint (moartat). Ytan företedde en struktur i form av små rännor



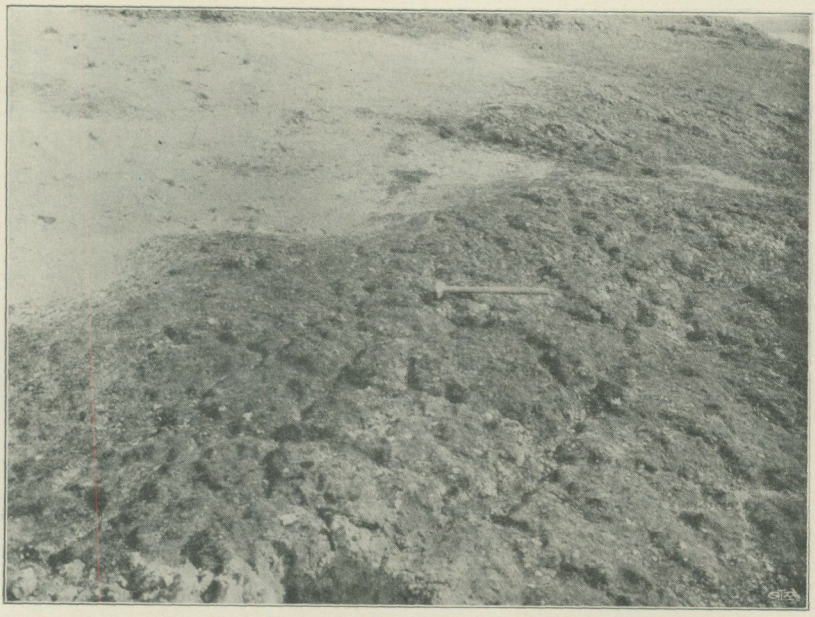
Förf. foto. 10/7 1913.

Fig. 65. Glaciärflytmark på Ridduolki's nordsluttning, 630 m. ö. h.

ordnade i oregelbunden nätform (se fig. 66). Loberna mellan dem voro delvis klädda med avdöda mossbålar jämte levande *Polytrichum* t-s.; *Stereocaulon paschale* t.; och *Solorina crocea* t. I rännorna var vegetationen mera riklig: *Polytrichum* r.; *Solorina crocea* r.; *Trisetum spicatum* e.; *Oxyria digyna* e.; *Cerastium alpinum* e.; *Gnaphalium supinum* e. Rännorna hava uppenbarligen uppstått på så sätt, att marken vid snösmältningen, då tjälen ännu låg på ringa djup under markytan, mättades med vatten. Sedan snön på denna lokal bortsmält och tjälytan sjunkit, torkade materialet, varvid jord-

massan starkt hopsjönk och systemet av rännformiga sprickor uppstod. Dessa äro alltså intet annat än torksprickor, vilket också visade sig vid grävning i jordmassan. Jag fann nämligen därvid, att rännorna fortsattes av ett stort antal sprickor, som trängde ända till $1^1/_2$ dm. ned under rännornas botten.

På andra lokaler, där marken likaledes består av fint, men icke nödvändigtvis homogent material, ofta täckt av ett

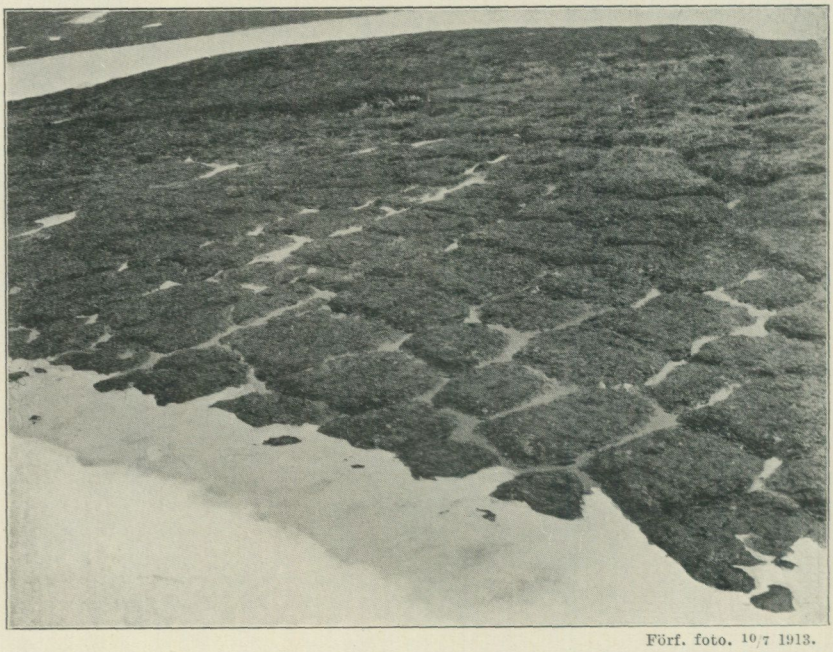


Förf. foto. 18/3 1913.

Fig. 66. Flytmarksstruktur på issjöterrass på fjällslätten nedanför Svalaliesotjåkko. I bakgrunden t. v. flygsand.

torvlager, har verklig rutmark anträffats (fig. 67). Polygonstrukturen uppkommer sannolikt till följd av kontraktion genom torkning. Sedan fyllas torksprickorna under vintern med snö. Under dagsmejorna påföljande vår övergår denna småningom till is (se fig. 67), och härigenom hållas sprickorna öppna trots den begynnande genomdränkningen av marken med vatten. Nedanför snöläget cirkulerar smältvattnet i spricksystemet (se fig. 67) och fryser i detsamma under eventuella nattfroster. Härigenom hållas sprickorna öppna och

vidgas ännu mera. B. Högbom (Geol. Wirk.) har i likhet med Th. Wulf (Bot. Beobacht.) omnämnt dylika företeelser från Spetsbergen. Medan den senare anser, att de äro uttorkningsfenomen, tillgriper den förra frostteorien utan någon annan tydlig motivering än att rutmark även förekommer i torvlager »wo ein Austrocknen niemals stattfindet» (Geol. Wirk., sid. 56). Motiveringen är emellertid knappast övertygande,



Förf. foto. 10/7 1913.

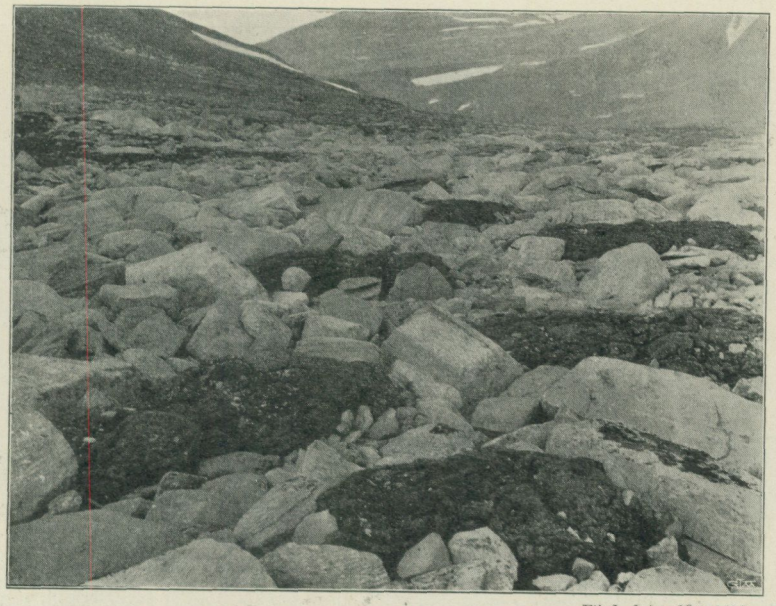
Fig. 67. Polygonmark på nordsluttningen av Ridduolki vid Numirjaure, 610 m. ö.h. Markytan sluttar från snöfläcken i förgrunden till sjön i bakgrunden.

och det torde vara riktigare att förklara fenomenet på samma sätt som på lägre bredd, tills tvingande skäl föreligga att ändra ståndpunkt.

Däremot omnämner Sapper (Erdfliessen, sid. 9) delvis med stöd av Spethmanns (Bodenbeweg.) iakttagelser från Island, fenomen, som möjligen kunna bero på frostens inverkningar.

Slutligen förekommer på Luleområdets fjällslätter den till sin genesis kanske gåtfullaste av alla flytmarkstyper, näm-

ligen den som MEINARDUS (Charakt. Bodenf.) kallat »Strukturboden», d. v. s. runda eller ovala jordanhopningar, omgivna av stenkransar eller stenfält. Den ena ytterligheten av typen ter sig som några fåtaliga runda små jordfläckar, här och där utströdda i de stora blockhaven. Den andra ytterlighetsformen utgöres av huvudsakligen fint material med en i bullformiga polygoner, rundlar eller ovaler uppdelad yta.



Förf. foto. 18/8 1913.

Fig. 68. Strukturflytjord på fjällslätterna mellan Rajvotjåkko och Svalaliesotjåkko, 1,050 m. ö. h.

Upphöjningarna omgivas av sparsamma stengirlander. Mellan dessa båda ytterlighetsformer finnas otaliga övergångar (se fig. 68 och 69). Alla synas i själva verket vara bundna till flytmarken. Visserligen omnämner MEINARDUS (o. a. a., sid. 27), att företeelsen uppträder på fullkomligt horisontell mark, hos vilken knappast kan konstateras någon tendens till rörelse. Men någon undersökning av huruvida marken verkligen är orörlig har aldrig utförts.

Vid grävning i dylik mark har jag aldrig lyckats anträffa någon verklig sortering, utan i det inre av de på ytan

stenfria små ovalerna eller jordöarna är materialet vanligen lika stenigt som närmare kanterna.

Ett stort antal teorier hava uppställts till förklaring på strukturmarkens uppkomst. (Se SAPPER, Erdfliessen). Ganska sannolikt äro åtskilliga av dem berättigade, i det flera olika faktorer kunna ge upphov till ett och samma slag av företeelser. — Dock synes det mig icke möjligt, att frosten



Förf. foto. 18/8 1913.

Fig. 69. Flytmarkslandskap mellan Suolokajokk och Rajvotjåkko.

kan hava någon större del i denna marktyps utbildning, åtminstone för så vitt detta skulle innebära, att något större antal fall av regelation inträffade per år, ty dels tyda de hittills utförda observationerna icke på att sådan verkligen existerar, dels är det högst osannolikt, att den skulle kunna göra sig gällande på det djup under markytan, till vilket sorteringen enligt uppgift förekommer (MEINARDUS o. a. a., sid. 8) eller 50—60 cm.

Jordflytningen som denudationsfaktor.

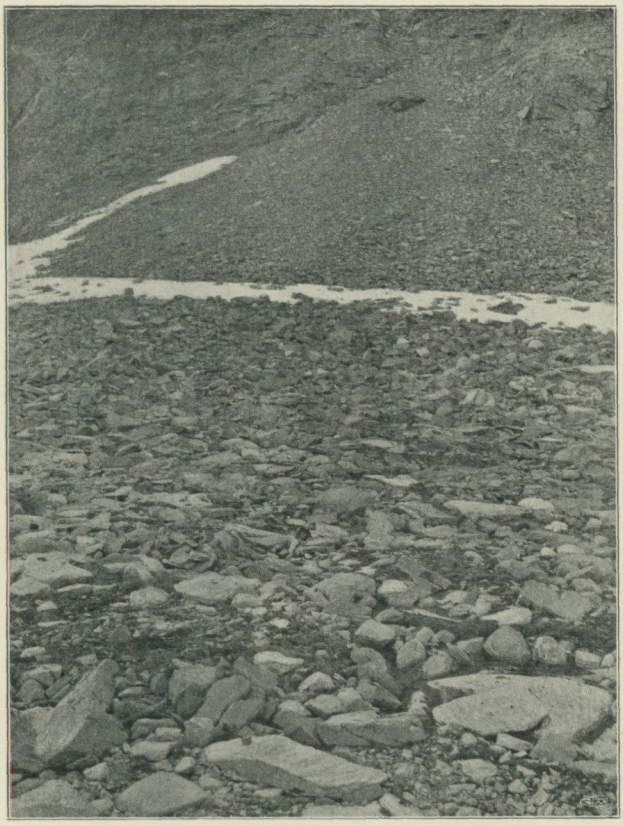
Jordflytningens betydelse för denudationsprocessen kan naturligen icke avgöras, förrän man utfört ett tillräckligt antal pålitliga mätningar över markens rörelsehastighet på lokaler av olika valör. Tills vidare kunna blott indirekta bevis anföras för fenomenets betydelse. — Man kan ofta på de stora fjällslätterna iakttaga, att trots förekomsten av stora mängder smältande snö rinnande vatten saknas i anmärkningsvärd utsträckning. De bäckar som finnas äro små och obetydliga, för så vitt man bortser från dem, som komma från de högre nivåernas glaciärer ovanför fjällvidderna. Och ej heller dessa synas utöva något inflytande på de senares ytkonfiguration. Sällan eller aldrig finner man, att ens de största glaciärälvarna utskulpterat några djupare raviner i fjällslätterna, icke en gång vid dessas ytterkanter, där på grund av den vidtagande stora fallhöjden erosionsförmågan borde vara ansenlig. Särskilt äro dessa förhållanden framträdande på högslätterna mellan Alemusjaure och det längre norrut belägna amfibolitmassivet.

Det finnes alltså uppenbarligen en faktor, som verkar i konserverande riktning på de gamla denudationsytorna, och denna är jordflytningen. Arten av dess verksamhet kan med fördel studeras mellan övre Suolokajokk och Rajvotjåkkos i V belägna flera hundra m. höga amfibolitvägg. Mot dennas nedre delar stödja sig mycket ansenliga raskäglor, bestående av material, som genom frostsprängning (regelation) lösgjorts från fjällets övre delar. Sorteringen här är merendels sådan man i allmänhet finner den i rasmark, med det finaste materialet överst och därifrån en nedåt tilltagande grovlek ända till den stora gördel av blockmark, som sammansätter bildningens nedre del. Men man saknar här alldeles på den nedanför belägna jämna ytan den svärm av jättestora klippblock (se fig. 70), som man finner på andra håll, t. ex. vid foten av Luleb Kirkao, och som tack vare sin storlek kunnat passera hela rasmarken och rullat ut över den ne-

danför belägna jämna ytan. Ej ett enda sådant block finnes här. I själva verket har man här ett exempel på huru jordflytningen tager rasmarkens material om hand för att föra det vidare.

På åtskilliga ställen kan iakttagas, att rasmarkens nedre partier förete en ovanligt svag lutningsvinkel, och att dess yta ofta är svagt bågböjd. Det torde vara dessa förhållanden, som förorsaka, att de största blocken ej nå ned till den plana terrängen nedanför. I stället synas de hava långsamt sjunkit ned i den övriga massan, och detta i förening med de båda nyssnämnda omständigheterna antyder, att den nedre delen av rasmarken är underkastad jordflytning. Detta kan synas egendomligt, eftersom ju just rasmarkens nedre del består av grova block, men i själva verket torde densamma ej vara så homogen i det inre som på ytan. Man finner nämligen ganska ofta under blocken mängder av fint material, som torde hava uppstått genom frostsprängning av ytblocken, varefter detsamma sedan av smältvattnet nedspolats i springorna mellan de senare. Hela terrängen nedanför rasmarkens nederkant består av blockmark, men blocken ligga icke löst och oredigt hopade om varandra, utan ligga inpressade och infogade intill varandra, så att markytan blir så jämn som med det grova materialet är möjligt. Detta är tydligen material, som från rasmarken glidit ut på den jämna terrängen utanför. — Först cirka 50 m. nedanför rasmarken börjar en viss sortering att visa sig på ytan. Små oregelbundna fläckar uppträda här och var, vilka skilja sig ifrån omgivningen däruti, att ytan endast består av småsten eller ännu finare material (se fig. 70). Där det senare är fallet, klädes marken vanligen av lever- och bladmossor. Längre ned bliva fläckarna talrikare och antaga en mera deciderat rund form. Högre växter hava nu ofta invandrat på dem t. ex. *Ranunculus glacialis*, *R. nivalis* och *R. pygmæus* samt diverse *Saxifraga*-arter. De runda fläckarna äro nu omgivna av kransar av grova block, och där dessa utgöras av flata skifferskärvor, äro de

ofta resta på kant (se fig. 69). Blockmassorna dominera nu ej så mycket som förr; ju längre man kommer från rasmarken, desto mera tyckas de försvinna i en underliggande mjukare massa.



Förf. foto. 17/8 1913.

Fig. 70. Övergång mellan ras- och flytmark vid västra foten av Rajvotjåkko. I förgrunden begynnande ytsortering. 1,100 m. ö. h.

Sannolikt försiggår sålunda en mera eller mindre oavlåtlig glidning från fjällslättens högre delar ned mot de lägre, d. v. s. till de på densamma framflytande vattendragen, som sålunda oupphörligen tillföras nytt material. (Jfr. J. G. Andersson, Bären Insel, sid. 37 och B. Högbom Isfj. kvartärgeol., sid. 54.) På många ställen t. ex. vid Suoloka-

jokk hava älvens stränder flytvalkform, vilket visar, att erosionen icke alltid kan hålla jämna steg med jordflytningen, d. v. s. denna tillför älven mera material, än den på alla punkter kan borttransportera.

Genom att sålunda tillföra floderna nya detritusmassor torde jordflytningen inverka fördröjande på erosionsarbetet. Det rinnande vattnets arbete på att nedskära unga dalar i anslutning till den nuvarande basnivån och de gamla denudationsytornas uppdelande i fristående sektioner försenas. Jordflytningsprocesserna bidraga alltså indirekt till de gamla fjällviddernas bibehållande. De äro t. o. m. ägnade att utvidga dem. Ty på grund av att detritusbildningar och raskäglor genom jordflytningen äro underkastade en ständig reduktion, förhindras uppkomsten av en alltför mäktig vittringsmantel på fjällsidorna, vilken, sedan den nått en viss mäktighet, ofelbart skulle förhindra frostens sönderbrytande arbete. Jordflytningen möjliggör alltså en oupphörlig förstöring av de över fjällslätterna uppskjutande massiven genom frostsprängning och medverkar till deras avhyvlande i nivå med de förra. Det är sålunda tänkbart, att de äldsta denudationskomplexen, som höja sig över Tuipal-slätten, huvudsakligen genom jordflytningen skulle kunna reduceras och avjämnas, innan de lägre nivåernas denudationsprocess — floderosionen — kunnat angripa och nämnvärt förminska de stora fjällvidderna. Ty dessa tvenne olika slag av denudationsprocesser äro till sin intensitet fullständigt oberoende av varandra och betingas av inbördes olikartade faktorer. Jordflytningen är ju inskränkt till ett visst klimat, och det är sannolikt, att det är den subglaciala (subpolara) klimattypen, som framkallar den största intensiteten hos denna process. En svagt sluttande högslätt, om än av ringa omfattning, bör alltså, om den ligger på en nivå, som ger upphov till ett jordflytningsklimat, tack vare denna process med stor hastighet utvidgas på de angränsande högfjällens bekostnad. På detta sätt skulle man kunna tänka sig, att slätter uppstode, som man skulle kunna kalla för

klimatiska, emedan de äro klimatiskt betingade, på samma sätt som man talar om tektoniska slätter, som äro betingade av markens struktur. Men liksom de senare knappast torde kunna uppkomma, utan att basnivån genom en nivåförändring bringas att sammanfalla med de tektoniska planen, så kunna de förra näppeligen tänkas komma till stånd, utan att förut denudationsytor finnas, från vilka processen kan utgå, och till vilkas nivå den kan avjämna de kringliggande höjderna.

Det torde alltså knappast föreligga någon fara för, att genom jordflytningen helt och hållet falska denudationsytor skulle kunna uppkomma, vilka skulle kunna framkalla antagandet av denudationsperioder, vilka aldrig existerat. Men däremot blir det omöjligt att med ledning av denudationsytornas inbördes areal beräkna de skilda periodernas relativa längd. Ty visserligen medför en sänkning av den basnivå, intill vilken en denudationsslätt genom serpentinisering (horisontalerosion) utbildas, att utvidgningsarbetet avbrytes, men det kan under en långt senare period återupptagas av en helt annan denudationsprocess, jordflytningen, vilken arbetar fullständigt oberoende av den allmänna basnivån, blott de för densamma gynnsamma klimatiska betingelserna inträda.

Anmärkningar till tavlor och textfigurer.

Tavla 5. **Diagram över temperaturens gång i flytmark.**

Dessa diagram äro reproduktioner i naturlig storlek av de originaldiagram, som erhållits å fjällslätten mellan Rajvotjåkko och Svalaliesotjåkko med det å sid. 219 omnämnda instrumentet. Kurvorna äro graverade för hand på stenen och så väl utförda, att icke den ringaste skillnad mellan originalen och reproduktionerna är märkbar för blotta ögat. Granskar man dem med lup torde naturligtvis alltid någon olikhet kunna påvisas. De i tab. 10 meddelade siffrorna, som erhållits genom sorgfällig lupavläsning å originaldiagrammen torde därför här och där kunna avvika med en och annan hundradels grad från de å tavlan återgivna kurvorna.

Tavla 6. **Djupkarta över Virijaure.**

De lodningar, som ligga till grund för denna karta, hava utförts av teknologen R. BJUKE, som under en månad sommaren 1902 vistades vid sjön i och för avrinningsmätningar för Kraftverkets räkning. Lodningsarbetet verkställdes med ledning av instruktioner, som meddelats av mig, och vid detsamma användes en i m. omsorgsfullt graderad hamplina, som noggrant kontrollmättes före och efter varje gång den kom till användning. Härigenom kunde varje djupsiffra korrigeras med hänsyn till lodlinans krympning. Lodningarna utfördes från vanlig roddbåt och avstånden mellan dem uppmättes genom räkning av årtagen. Tyvärr hava profillinjerna (mätningssektionerna) i allmänhet förlagts i sjöns längdriktning. Den genom avdriften uppkomna oregelbundenheten i lodskottens läge torde likväl vara synnerligen obetydlig, emedan arbetet, enligt vad BJUKE meddelat, endast pågått vid fullständigt lugnt väder. Kanske just med anledning härav medhanns beklagligtvis icke upplodningen av sjöns nordöstligaste vik Arasluokte, vid vars mynning det största djupet påträffades. Omöjligt är därför icke, att ännu något större djup i den icke upplodade delen av sjön skulle kunna anträffas.

Tavla 7. **Karta över issjöterrasserna mellan Snjuttjotes och Akka.**

Primärkartan utgöres av trenne mätbordsblad i skalan 1 : 4,000. Den har uppgjorts med tillhjälp av mätbord och tublinjal. Nivåerna hava bestämts medelst en Tesdorphs tub och spegel. Terrassernas absoluta höjd fastställdes genom en tubnivellering från den cirka 8 km. avlägsna Luoktanjarkajaure vars höjd ö. h. är bestämd genom Generalstabens avvägningar.

Terrängen mellan sjön och terrasserna är emellertid synnerligen besvärlig, i det att den på långa sträckor består av videbevuxna myrar, varför en felavvägning på några dm. icke torde vara alldeles utesluten.

Tavla 8. **Karta över St. Sjöfallsområdet i Lule lappmark.**

Kartan är uppmätt i skalan 1 : 2,000, och vid dess uppgörande användes samma hjälpmedel, som omnämnts beträffande föregående karta. Från Langasjaure framdrogs en avvägningslinje upp till den bakom liggande klippryggen och därifrån till terrasserna i S. Från nämnda linje tubnivellerades sedan sekundära linjer åt sidorna. Från de sålunda erhållna fixpunkterna uppmättes därefter höjdförhållandena i terrängen med tillhjälp av Elfvings spegel. Alla å kartan markerade punkter hava inmätts med tublinjal och mätbord.

Tavla 9. **Djupkarta över sjöarna i St. Lule älvs dalgång.**

Som redan är nämnt i förordet, upplodades Lulesjöarna av mig under somrarna 1910 och 1911. Härvid begagnades lodlina och lod, som tillsänts mig från Sveriges Geologiska Undersökning. Linan var noggrant graderad och kontrollmättes av mig före och efter varje användning, varigenom korrektioner för linans krympning kunde införas. De vunna djupsiffrorna torde därför i allmänhet vara riktiga på metern. Lodningarna utfördes från roddbåt och avstånden bestämdes genom räkning av årtagen. Arbetet pågick endast vid lugnt väder, och enär profillinjerna i allmänhet lades tvärs över de jämförelsevis smala sjöarna, torde inga nämnvärda ojämnheter i lodskottens inbördes läge hava uppstått. Sålunda erhöllos cirka 1,500 djupsiffror tämligen jämnt fördelade över sjökedjans alla sjöar. Naturligtvis hade det varit önskvärt, att pejlingarna på åtskilliga punkter lagts ännu tätare än vad som blev fallet, men uppgiftens omfattning och min bristande tid lade hinder i vägen härför. Med stöd av de sålunda vunna djupsiffrorna uppgjordes kartor i skalan 1 : 50,000 över sjöarnas djupförhållanden, varvid isobater med 15 meters ekvidistans utlades. Att sålunda ett avstånd av 15 m. mellan djupkurvorna begagnats, torde kanske icke överensstämma med vad som är vanligt, men jag anser, att en likformighet för olika sjöområden i detta hänseende är av mindre betydelse i jämförelse med att det i varje speciellt fall lämpligaste vertikalavståndet mellan djuplinjerna kommer till användning. Detta bestämmes av ifrågavarande sjöbäckens konfiguration och maximidjup, av de tillgängliga djupsiffrornas täthet och av kartskalan. — De sålunda uppgjorda djupkartorna, som nu finnas i S. G. U:s arkiv, visade sig alltför vidlyftiga för att i oförändrat skick kunna reproduceras. De sammanställdes därför till en enda karta, å vilken endast det största djupet i varje depression utsattes.

Tavla 10. **Karta över issjöarna i Stora Lule älvs dalgång.**

Å denna, som även är avsedd att tjäna som översiktskarta, hava endast de strandmärken, som tillhöra issjöarnas huvudstadier utlagts. Till följd

av att på ett flertal lokaler strandmärken, tillhörande olika nivåer finnas hopade tätt intill varandra, visade sig kartans skala alltför liten, för att de alla skulle kunna utsättas. Sålunda har så gott som alla strandlinjer härrörande från nunatakksjöar och lokala issjöar uteslutits. — Issjöarnas gränser hava här utlagts med hänsyn endast till topografien och alltså oavsett, om i vissa dalgångar och depressioner under längre eller kortare tid döda isrester kvarlegat. — De markerade israndslägena avse icke, med undantag av det med I betecknade, att utmärka bestämda iskantlägen i förhållande till issjöarnas utveckling och de olika issjönivåernas utbredning utan endast att illustrera den allmänna gången av isrecessionen. Av förbiseende har randläge II utdragits över Teusadalen, ehuru arbetet ej berör de O om Autajaure belägna delarna av densamma. — I fråga om räfflorna hava endast de av mig anträffade utlagts. Dylika hava emellertid även påträffats inom området av FREDHOLM, SVENONIUS och HAMBERG, men då jag ej kunnat exakt bestämma läget för de av dem funna räfflorna, får jag nöja mig med att beträffande dessa hänvisa till nämnda forskares arbeten.

Fig. 14, sid. 52, och fig. 31, sid. 111. **Kartskisserna över Salojauredalens västligaste del och över Suorkedalens nordvästra del.**

Dessa kartskisser avse endast att återgiva topografiens allmänna drag inom respektive område. Avstånden äro utlagda endast med ledning av den tid, som åtgick för att med jämn gång passera områdena i olika riktningar. Höjderna och konfigurationen i övrigt äro utsatta efter ögonmått. Skisserna göra alltså ingalunda anspråk på att riktigt återgiva landskapets detaljer, utan blott att utgöra tillräckligt underlag för de å dem utsatta höjdsiffrorna. De av dessa, som äro försedda med decimal äro nivelleringssiffror, de övriga hava erhållits genom barometeravvägning.

Fig. 61, sid. 229. **Snöläge på Skejatjåkko.**

Läget för de å skissen markerade stationerna är bestämt med måttband.

Fig. 62, sid. 240. **Snöläge på fjällslätten mellan Svalaliesotjåkko och Rajvotjåkko.**

Punkternas inbördes läge är bestämt med tillhjälp av kompass och måttband. Höjdlinjerna äro dragna med ledning av spegelsyftningar.

Förteckning över tavlor, textfigurer och tabeller.

Tavlor.

Tavla 1. St. Sjöfallet, södra fallhuvudet.
» 2. Fjällslätt, tillhörande Tuipalnivån, på nordsidan av Alemusjaure.
» 3. Vuojatädnos dal från Luoktanjarkajaure.
» 4. Tappa korso från OSO.
» 5. Diagram över temperaturens gång i flytmark.
» 6. Djupkarta över Virijaure.
» 7. Karta över issjöterrasserna mellan Snjuttjotes och Akka.
» 8. » » St. Sjöfallsområdet i Lule lappmark.
» 9. Djupkarta över sjöarna i Stora Lule älvs dalgång.
» 10. Karta över issjöarna i Stora Lule älvs dalgång.

Textfigurer.

			Sid.
Fig.	1.	Fjällhed vid Saltoluokte	15.
»	2.	Stora Lule älvs fåra nedanför Lilla Porjus-selet	27.
»	3.	» » klippravin mellan Harsprånget och Pakkoselet	28.
»	4.	Rautikårtje (mellersta Porjusfallet), från V	32.
»	5.	Harsprånget	33.
»	6.	Denudationslandskap NV om St. Lule vatten, sett från Mattok	41.
»	7.	Denudationslandskapet på nordsidan av mellersta Langas, sett från Puollamtjåkko	43.
»	8.	Vietusjokks dalgång från Alleb Kirkao	45.
»	9.	Topp med fjällslättrest på Akkas västsida	46.
»	10.	Salojauredalens tvärprofil vid passpunkten, sedd från V	48.
»	11.	Recent flodränna i Salojauredalen V om Numirjaure	49.
»	12.	Åbmatsjokks recenta klippravin strax ovanför älvens utlopp i Rikkiälven	50.
»	13.	Typiskt denudationslandskap inom kölizonen. Utsikt från Julletjåkko mot SV	51.
»	14.	Karta över Salojauredalens västligaste del	52.
»	15.	Salojauredalens västända	53.
»	16.	Seggokjaures västra ända med över sjöytan uppskjutande moränryggar. I bakgrunden St. Seggok	59.
»	17.	Söndervittrat flyttblock en km. V om norska gränsen vid Numirjaure	67.
»	18.	Glimmerskifferlandskap V om norska gränsen vid Numirjaure	68.
»	19.	Suolokajokk	69.

Sid.

Fig. 20. Glaciärslipad häll, sönderfallande i syenitens bägge förklyftningsriktningar. Stranden av Alemusjaure . . . . . 70.
» 21. Vakotavare från Suorvajaure . . . . . 73.
» 22. Klippstrand på Vuoksanjarka . . . . . 74.
» 23. » » sydsidan av Skitnjanjarka . . . . . 75.
» 24. Klippformation vid foten av Napal . . . . . 76.
» 25. Kubformigt flyttblock av syenit, kluvet genom frostsprängning. Sundet mellan Alemusjaure och Luoktanjarkajaure 77.
» 26. Blockmoränlandskap i syenitområdet. Vuoksanjarka . . . 77.
» 27. Strandbrant vid Luoktanjarkajaure. Materialet av köliskiffermorän med närmast vattenytan frisköljda block . . 78.
» 28. Utsikt från Åbmatsjaureluspen (Kalavarats) mot SO. I bakgrunden en falsk fjorddal mellan Littak och St. Seggok . . . . . 84.
» 29. Norra passet i Salojauredalen sett från V . . . . . 108.
» 30. Södra Suorkedalen sedd från passpunkten vid Tappa korso 109.
» 31. Karta över Suorkedalens nordvästra del . . . . . 111.
» 32. Tappa korsos övre del från V . . . . . 112.
» 33. Utsikt genom Tappa korso åt V mot den nedanför liggande norska fjorddalen . . . . . 113.
» 34. Issjöterrasserna vid Kisuris. Den nedersta platåns distalbrant och den yttre delen av dess plan . . . . . 128.
» 35. Akka-terrasserna från NO . . . . . 130.
» 36. Erosionsstrandlinje vid mynningen av Sepirjokk . . . . . 139.
» 37. Häll med stötsida och räfflor N om Järtajaureälvens norra utlopp i Kårtjejaure . . . . . 147.
» 38. Glaciärslipad häll med räfflor S om Järtajaureälvens utlopp i Kårtjejaure . . . . . 148.
» 39. Parti av blockmassorna på Koinosatjåkkos sluttning mot Langas . . . . . 154.
» 40. Östligaste moränbågen mellan Juovapokvarats och Koinosatjåkko på passpunkten mellan Langas och Satisjaure . . 155.
» 41. Suolokajokks skärning i deltakägla på 761 meters höjd . . 160.
» 42. Utsikt från östra foten av Alleb Kirkao över de submarginala dejektionsåsarna. T. h. ett plan tillhörande huvudnivån av Lule-issjöns Langas-stadium . . . . . 169.
» 43. Jordflytning i submarginal dejektionskägla på Nieras' södra sluttning . . . . . 171.
» 44. Erosionsdal utskuren i morän av Ausuts-issjöns avloppsälv 173.
» 45. Parti av Ahos korso . . . . . 174.
» 46. Övre delen av terrasslandskapet vid Saltoluokte . . . . . 175.
» 47. Terrass och strandlinje vid Saltoluokte . . . . . 176.
» 48. Profil genom nedrutschad erosionsstrandlinje på dalsidan nedanför Tjäpores . . . . . 177.
» 49. Bäckskärning i ackumulationsplatå ovanför Pietnesluokte . 179.
» 50. Dejektionskäglor nedanför Ahos korsos mynning . . . . . 185.
» 51. Norra delen av klippryggen vid St. Sjöfallet . . . . . 190.
» 52. Kolksjö nedanför den norra delen av klippryggen vid St. Sjöfallet . . . . . 191.

Sid.

Fig. 53. St. Sjöfallsområdet. Fallbranten i det sydligaste av de döda fallen . . . . . 192.
» 54. St. Sjöfallsområdet. Det översta södra fallets fallhuvud . 193.
» 55. Porjus från älvens motsatta sida. I bakgrunden terrassplan 195.
» 56. Frispolade blockmassor på den nedersta terrassens distalbrant, Porjus . . . . . 196.
» 57. Grovt skiktat grus överlagrat av morän, Porjus . . . . . 197.
» 58. Skiktad sand överlagrad av morän, Porjus . . . . . 198.
» 59. Strömterrasslandskap på Valles östsluttning . . . . . 203.
» 60. Marktermografen uppställd vid den nedre snöfläcken . . . 221.
» 61. Snöfläck på Skejatjåkko . . . . . 229.
» 62. Snöläge på fjällslätten mellan Svalaliesotjåkko och Rajvotjåkko . . . . . 240.
» 63. Oregelbunden vallflytmark på NO-sluttningen av Skejatjåkko 750 m. ö. h. . . . . 255.
» 64. Blockflytmark på fjällslätten nedanför Svalaliesotjåkko . . 256.
» 65. Glaciärflytmark på Ridduolkis nordsluttning . . . . . 258.
» 66. Flytmarksstruktur på issjöterrass på fjällslätten nedanför Svalaliesotjåkko. I bakgrunden flygsand . . . . . 259.
» 67. Polygonmark på nordsluttningen av Ridduolki vid Numirjaure 260.
» 68. Strukturflytjord på fjällslätterna mellan Rajvotjåkko och Svalaliesotjåkko . . . . . 261.
» 69. Flytmarkslandskap mellan Suolokajokk och Rajvotjåkko . . 262.
» 70. Övergång mellan ras- och flytmark vid västra foten av Rajvotjåkko . . . . . 265.

Tabeller.

Tabell 1. Observerade förklyftningsplan i högfjällsområdet . . . . . 71.
» 2. Arealen av de större sjöarna tillhörande St. Lule älvs flodsystem ovanför Porjus . . . . . 88.
» 3. I området av författaren observerade räfflor . . . . . 105.
» 4. De hittills avvägda passen mellan Lule lappmark och Norge 119.
» 5. Strandmärken i köliområdet . . . . . 137.
» 6. » efter lokala issjöar i högfjällsområdet . . . 162.
» 7. Strandmärkena i Luledalens Langas-sektion . . . . . 188.
» 8. Lufttemperaturens gång i skogsgränsen på Julletjåkko 1—25 aug. 1913 . . . . . 222.
» 9. Lufttemperaturens gång i skogsgränsen på Puollamtjåkko 1—25 aug. 1913 . . . . . 223.
» 10. Temperaturer i flytmark i grader C. på fjällslätten mellan Rajvotjåkko o. Svalaliesotjåkko . . . . . 224.
» 11. Tjällossningens förlopp på Skejatjåkko den 23—24 juni 1912. Tjälytans nivå under markytan i dm. . . . . 230.
» 12. Värmeomsättningen i flytmark på Skejatjåkko . . . . . 234.

INNEHÅLLSFÖRTECKNING.

Sid.

Förord . . . . . 3.
Litteraturförteckning . . . . . 6.
I. Allmän översikt över området . . . . . 13.
II. Den fasta berggrundens morfologi . . . . . 20.
Några morfogenetiska huvudpunkter . . . . . 20.
Skogarnas och myrarnas område . . . . . 23.
Bergen och högslätterna . . . . . 23.
De i högslätterna nedskurna dalgångarna . . . . . 26.
Lågfjällsområdet . . . . . 39.
Högfjällszonen . . . . . 44.
Det västliga fjällområdet . . . . . 47.
Den nordskandinaviska huvudvattendelarens läge . . . . . 51.
Kölizonens förhållande till högfjällsområdet. Berggrundens modifierande inflytande på dalbildningen . . . . . 55.
Fjällslätternas och amfibolitkomplexens tektonik . . . . . 62.
Sambandet mellan berggrundens beskaffenhet och landskapets detaljkonfiguration . . . . . 66.
Iserosionens inflytande på landskapsformerna . . . . . 79.
Inlandsisens inflytande på sjöbäckenas uppkomst . . . . . 86.
III. De lösa avlagringarnas morfologi som resultat av områdets senglaciala utveckling . . . . . 101.
1. De senglaciala issjöarnas strandmärken . . . . . 101.
De olika issjötyperna och deras förhållande till isrecessionen . . . . . 101.
a. Issjöarna i det västra fjällområdet . . . . . 103.
Isrörelsens riktning V om högfjällszonen . . . . . 103.
Rundhällar, räfflor och rullstensåsar . . . . . 103.
Passen och avloppsdalarna . . . . . 106.
Salojaurepassen . . . . . 107.
Suorkepassen . . . . . 110.
Issjösediment . . . . . 120.
Rikki-issjön . . . . . 121.

Sid.
Vuojatädnosystemets issjöar . . . . . 123.
Strandmärken i Voujatädno-issjöns västra delar . 124.
Terrasserna mellan Snjuttjotes och Njerek (Kisuris-terasserna) . . . . . 125.
Terrasserna mellan Snjuttjotes och Akka (Akka-terrasserna) . . . . . 129.
Vuojatädno-issjöns strandmärken inom Rikki-issjöns område . . . . . 135.
Vuojatädno-issjöns utsträckning — Nivådeformationen . . . . . 135.
Strandmärken härstammande från Vuojatädno-issjöns slutstadium . . . . . 139.
b. De östliga issjöarna — Lule-issjön . . . . . 141.
Isdelarens läge och isens rörelseriktning . . . . 141.
Blocktransporten . . . . . 142.
Rundhällarnas och räfflornas vittnesbörd . . . 147.
Moränbildningarna i Langasområdet . . . . . 152.
Ändmoränerna vid Koinosatjåkko . . . . . 153.
Strandlinjer bildade i nunatakksjöar och lokala issjöar . . . . . 157.
Lule-issjön och dess strandmärken . . . . . 164.
Lule-issjöns Alemus-Suorva-stadium . . . . . 166.
Lule-issjöns Langas-stadium . . . . . 167.
De senglaciala bildningarna vid Alleb Kirkao . . . . . 168.
Strandbildningarna vid Saltoluokte . . . . 172.
Strandmärken O om Saltoluokte . . . . . 178.
Lule-issjöns utveckling i Langas-dalen . . 181.
Nivådeformationen . . . . . 187.
2. Företeelser som härröra från dränerings- och avtappningsprocesserna . . . . . 189.
a. Väster om isdelaren . . . . . 189.
b. Öster om isdelaren . . . . . 194.
De glacilfluviala bildningarna vid Porjus . . . 196.
IV. Några bidrag till flytmarkens dynamik . . . . . 208.
Flytmarkens utbredning i Luleområdet och några av dess viktigaste kännetecken . . . . . 208.
Flytmarkens dynamik . . . . . 210.
Kort översikt av de hittills framställda åsikterna . . . 210.
Värmeomsättningar i flytmarken och regelationen . . . 213.
Förekomsten av ständig tjäle i Luleområdet . . . . 214.

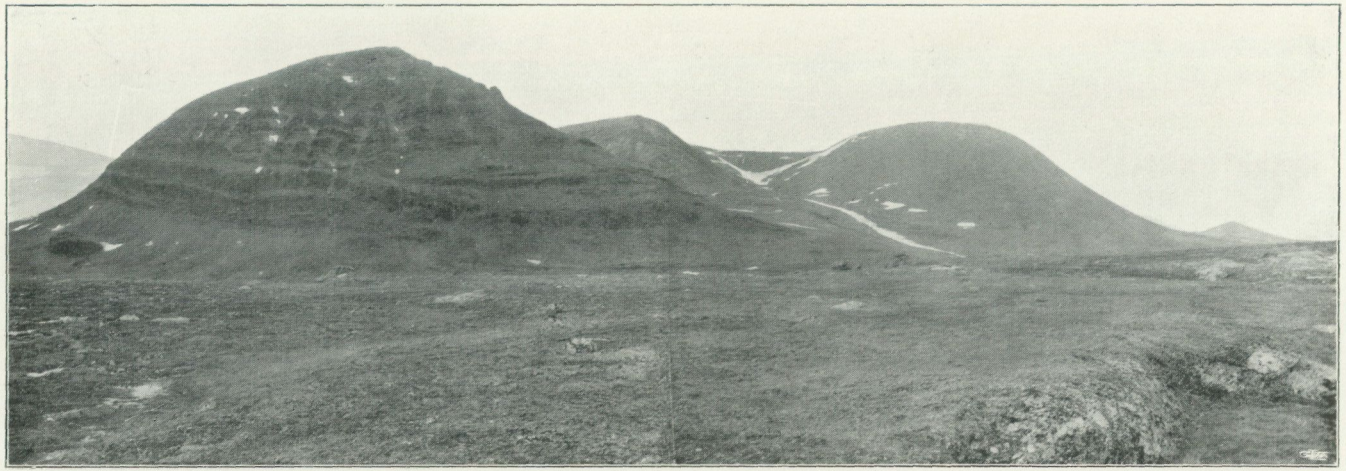
Sid.

Värmeomsättningen i flytmarken. Yttre anordningar vid undersökningarna . . . . . 218.
Resultat . . . . . 233.
Flytmarkens vattenhalt och dess betydelse för jordflytningsprocessen . . . . . 235.
Jordflytningen och dess natur i andra flytmarksområden 244.
Flytmarkens former . . . . . 253.
Jordflytningen som denudationsfaktor . . . . . 263.
Anmärkningar till tavlor och textfigurer . . . . . 268.
Förteckning över tavlor, textfigurer och tabeller . . . . . 271.
Innehållsförteckning . . . . . 274.



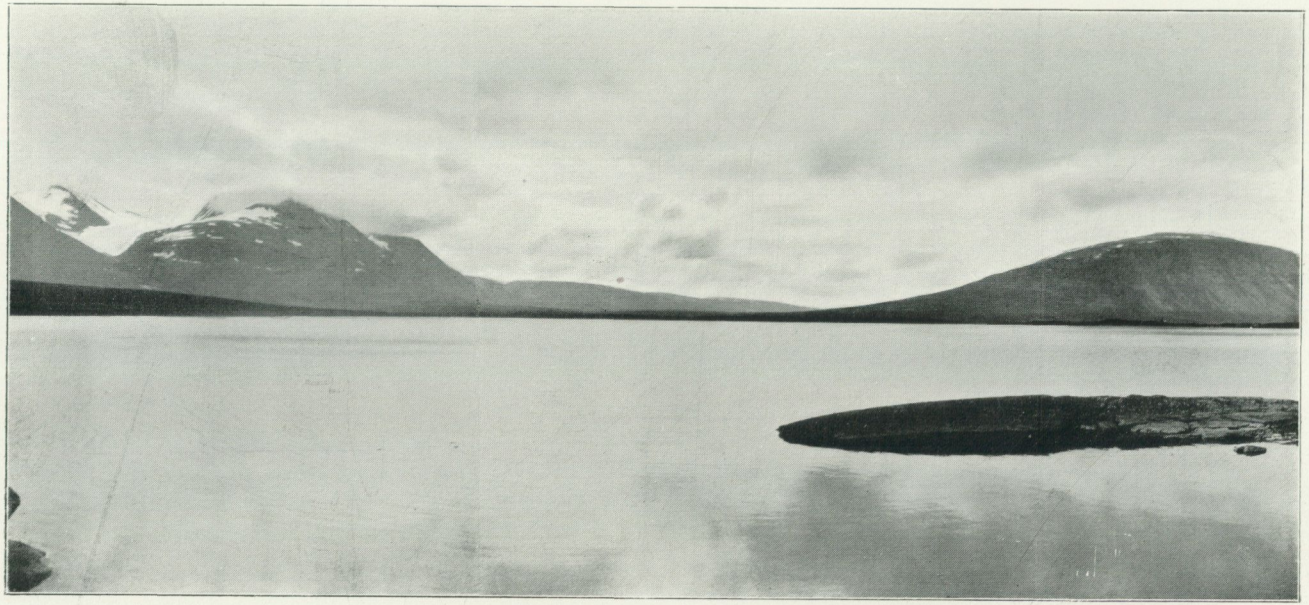
Förf. foto. 1/8 1912.

St. Sjöfallet, södra fallhuvudet. I bakgrunden Nieras. T. h. en del av dess stora östra platå.



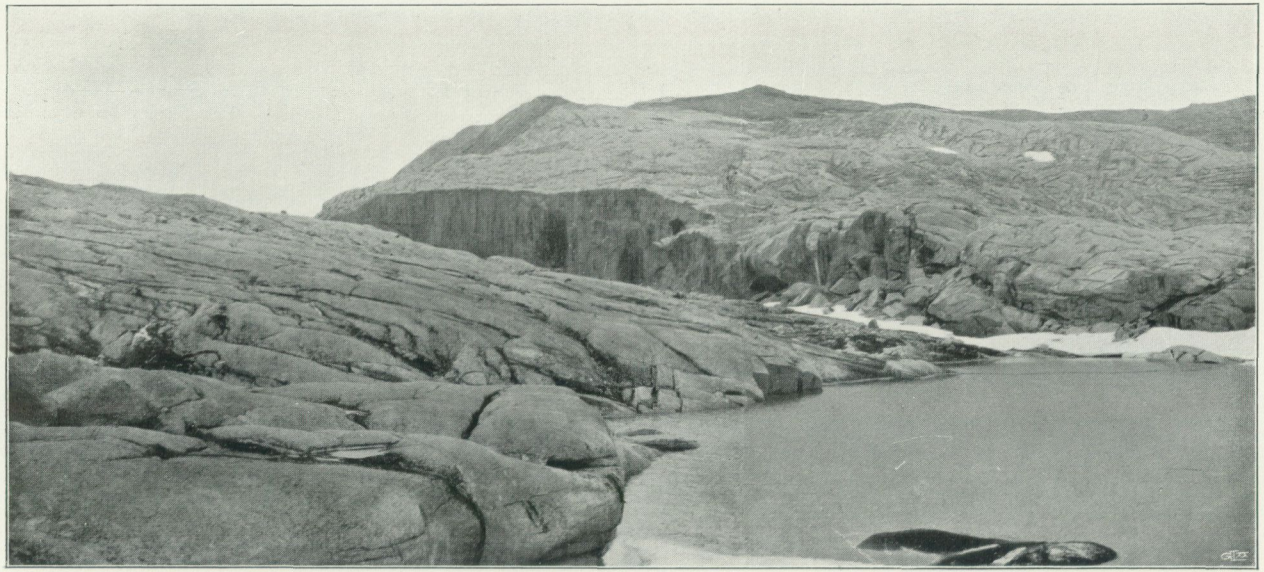
Förf. foto. 5/8 1913.

Fjällslätt, tillhörande Tuipal-nivån (cirka 1,000 m. ö. h.), på nordsidan av Alemusjaure. I bakgrunden ett typiskt amfibolitkomplex, Svalaliesotjåkko. T. h. Varetjåkko.



Förf. foto. 30/7 1913.

Vuojatädnos dal från Luoktanjarkajaure. T. v. Akka, t. h. Pålnotjåkko.



Förf. foto. 25/7 1913.

Tappa korso från OSO.

Diagram I

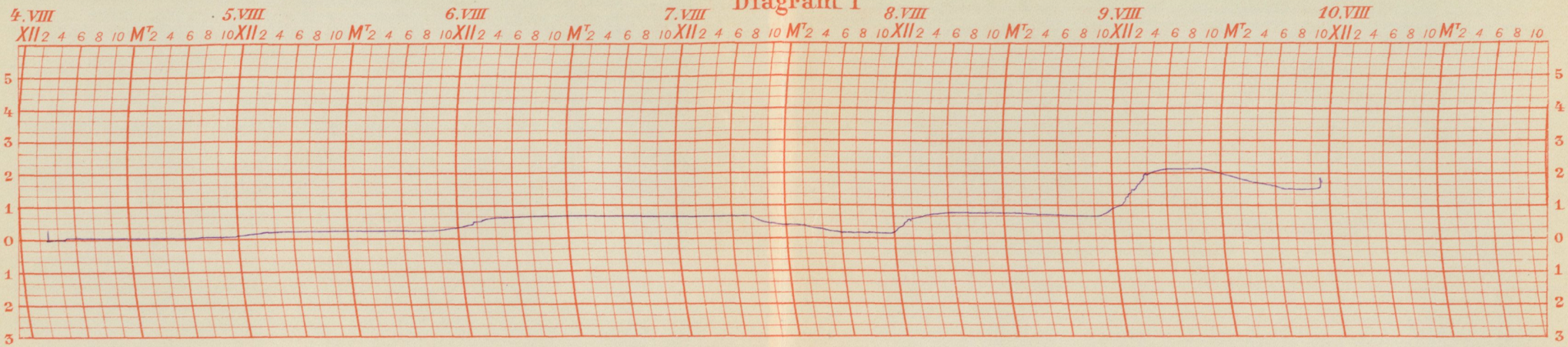


Diagram II

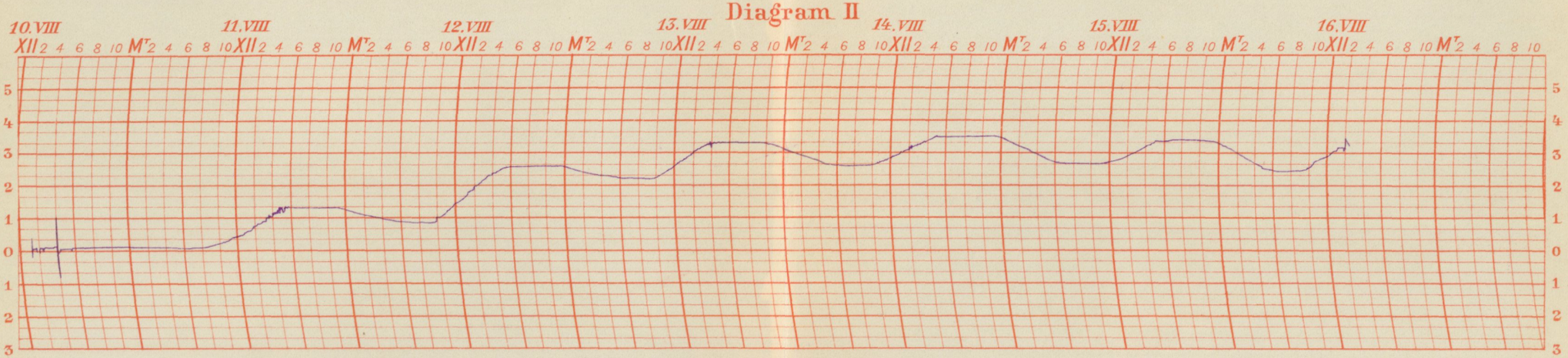
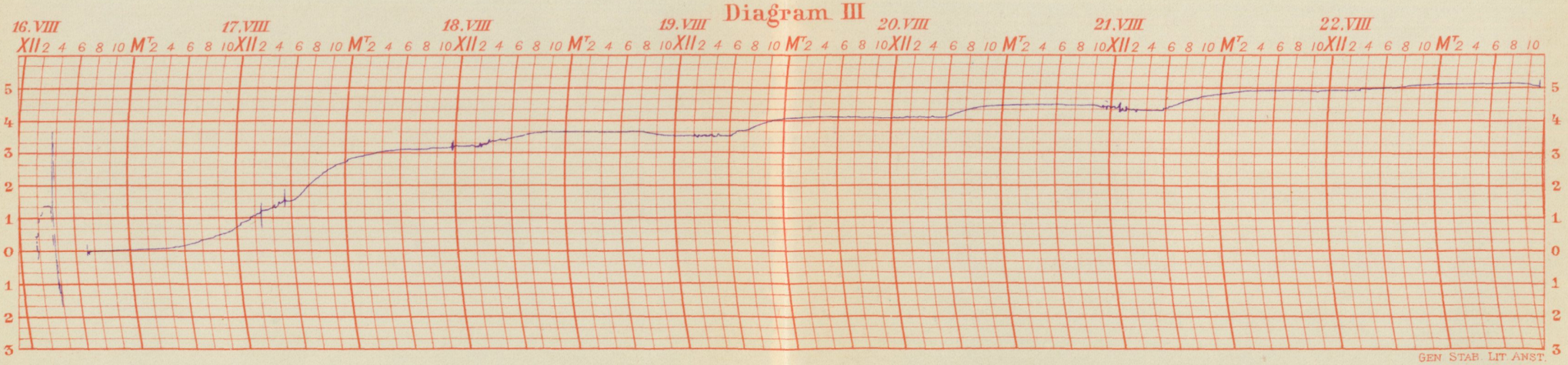
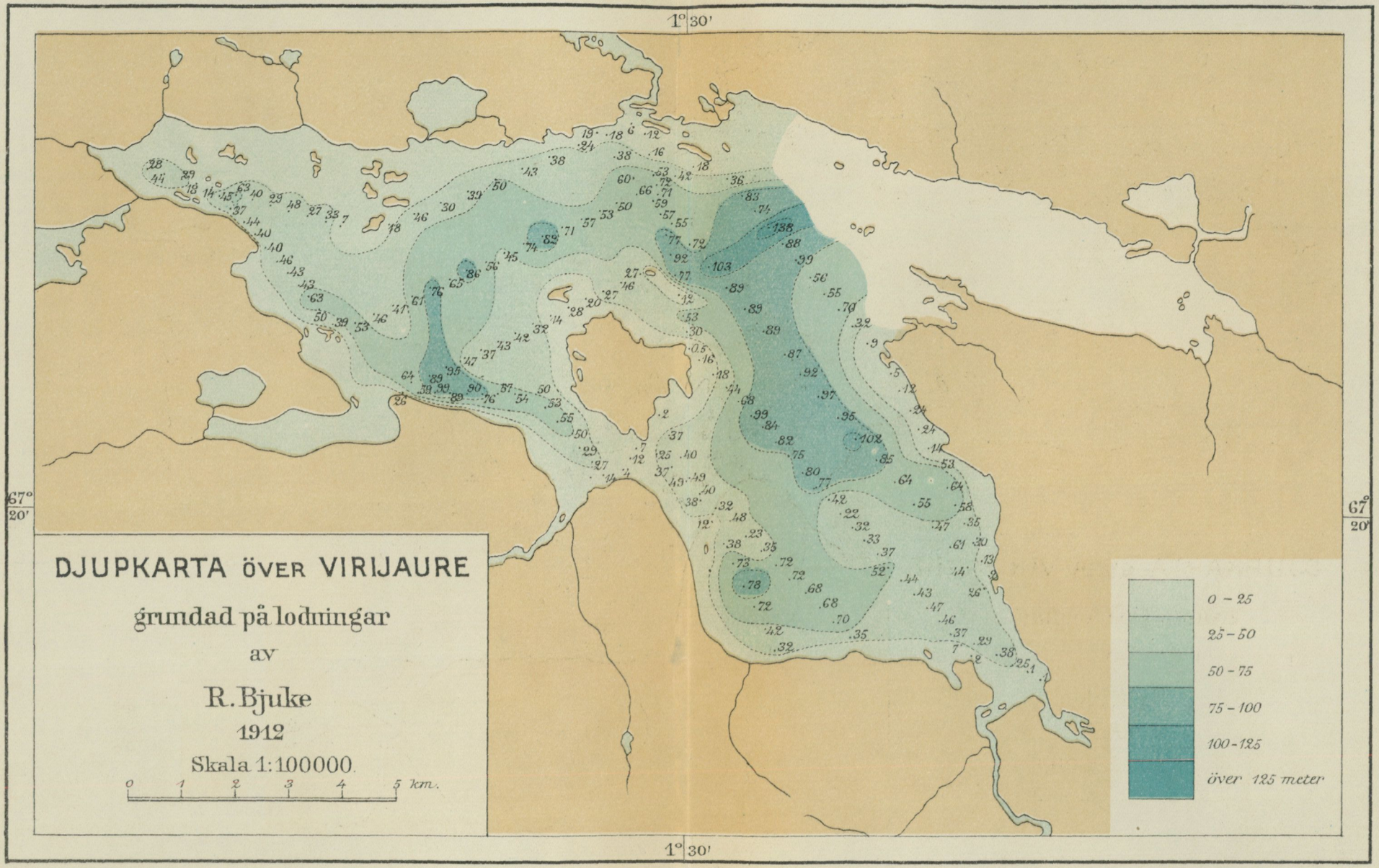


Diagram III



GEN. STAB. LIT. ANST.



GEN. STAB. LIT. ANST. STOCKH

KARTA
över
ISSJÖTERRASSERNA
mellan
SNJUTTJOTES OCH AKKA
upprättad
av
JOHN FRÖDIN
år 1912.

Skala 1:10.000
0 100 200 300 400 500 meter

N.

S.

SNJUTTJOTES

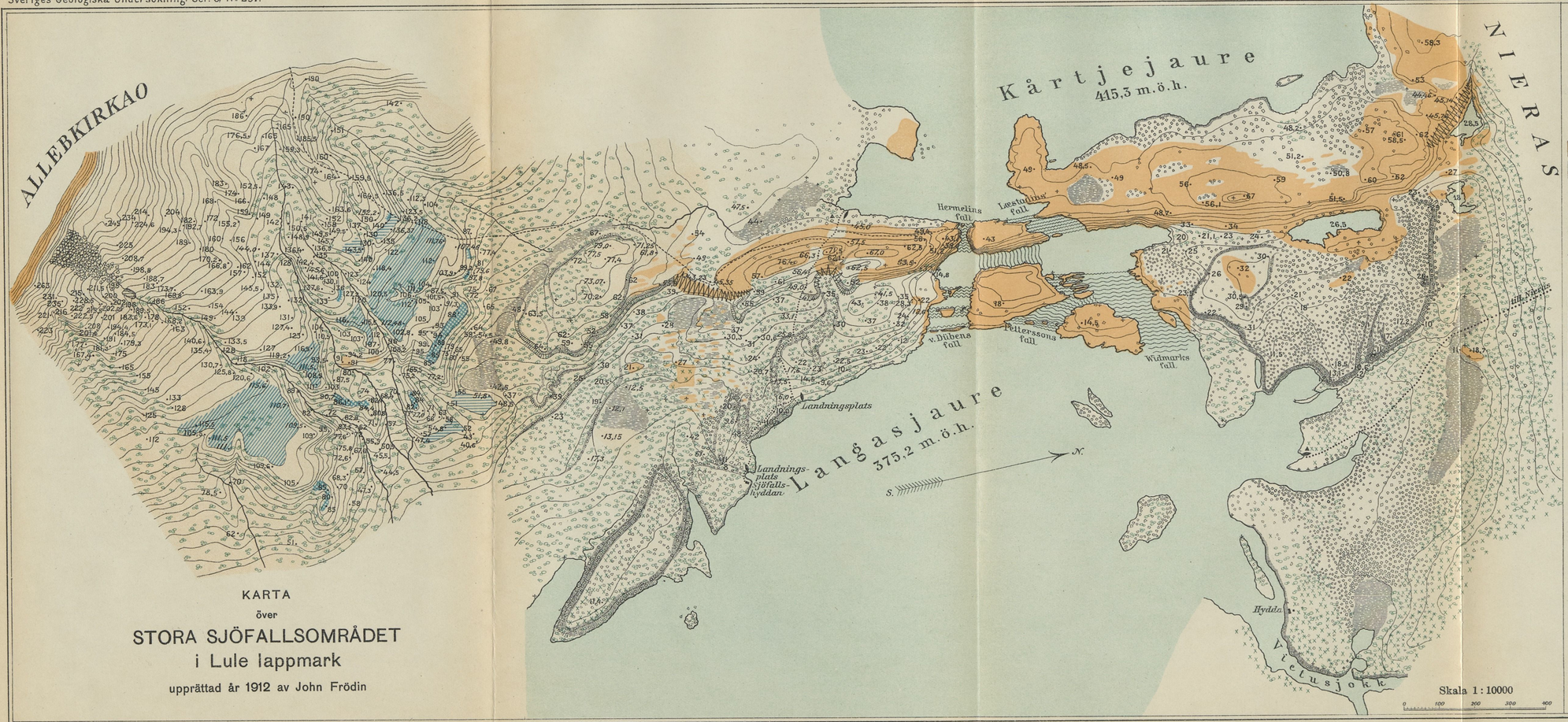
AKKA

- Inmätt punkt
- 180 · och spegelnivellerad punkt
- 116,9 · och tubnivellerad punkt
- Björk
- Mosse
- Framsipprande grundvatten

Höjdkurvorna angiva m.ö.Luoktanjarkajaure, vars nivå är 425 m.ö.h. Varje höjdsiffra på kartan måste alltså ökas med detta värde för att nivån ö.h. skall erhållas. Höjdkurvor med 5 meters ekvidistans.

- Deltaplan (665-686 m.ö.h.) tillhörande översta lokala issjönivån.
- Deltaplan (651 m.ö.h.) tillhörande mellersta lokala issjönivån
- Deltaplan (630-639 m.ö.h.) tillhörande nedersta lokala issjönivån.
- Deltaplan (633-604 m.ö.h.) tillhörande Vuojatädno-issjön
- Deltaplan (597-590 m.ö.h.) tillhörande Tuile issjöns översta nivå.
- Erosionsbrink med strandklapper (587 m.ö.h.)
- Äldre erosionsbrant
- Yngre erosionsbrant
- Isgrop
- Distalbrant på issjödelta

GEN. STAB. LIT. ANST. STOCKHOLM



KARTA

över

STORA SJÖFALLSOMRÅDET

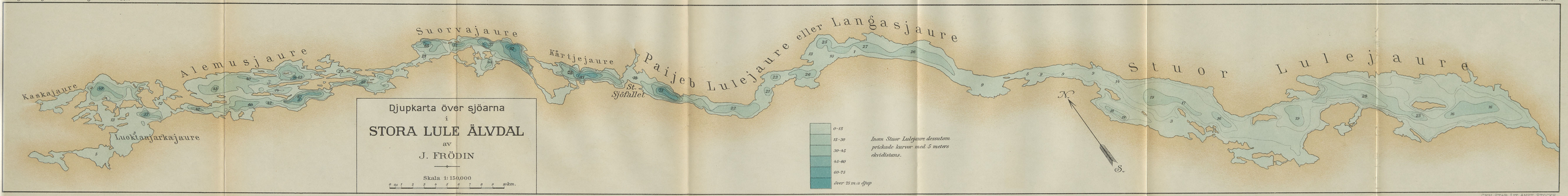
i Lule lappmark

upprättad år 1912 av John Frödin

Teckenförklaring.

- *Höjdkurvorna med 5 meters ekvidistans*
- *Nivåerna beräknade från Langasjaures yta vid sommarmedelvattenstånd*
- *Fast berg i dagen*
- *Sjösediment och omlagrad morän*
- *Skarp sluttning (oftast erosionsbrant) i löst material*
- *Erosionsränna*
- *Fallstup i ödt fall*
- *Blockmark*
- *Rullade block*
- *Erosionsstrandslinje*
- *Lokal issjönivå*
- *Langas-issjöns andra avtappningsnivå*
- *„ tredje „*
- *Kärrmark*
- *Fall*
- *Fors*
- *Björkskog*
- *Tallskog*
- *Granskog*
- *Båtlänning*
- *Flyttlapparnas kåtaplats*
- *Turistväg och lappstig*
- *Föreslagen väg*
- *Inmätt punkt*
- 56· *Spegelnivellerad höjd över Langasjaures sommarvattenstånd*
- 11· *Tubnivellerad „ „ „ „*

GEN. STAB. LIT. ANST. STOCKH.



Djupkarta över sjöarna i STORA LULE ÄLVDAL

av

J. FRÖDIN

Skala 1: 150,000

0 01 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10km.

CEN. STAB. LIT. ANST. STOCKH.

Karta över
ISSJÖARNA I STORA LULEÄLVS DALGÅNG
av
J. Frödin

Skala 1:200000

1 0 2 4 6 8 10 km.


Sitasjaure
Kabbatjaure
Abmarjaure
Kaisepakte
Kaisepakte
Kaisepakte