

ROLF BERGSTRÖM

STRATIGRAFI OCH
ISRECESSION I
SÖDRA VÄSTERBOTTEN

SUMMARY: STRATIGRAPHY AND ICE RECESSION
IN THE SOUTHERN PART
OF VÄSTERBOTTEN COUNTY

MED TRE PLANSCHER



STOCKHOLM 1968

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SERIE C NR 634

ÅRSBOK 62 NR 5

ROLF BERGSTRÖM

STRATIGRAFI OCH
ISRECESSION I
SÖDRA VÄSTERBOTTEN

SUMMARY: STRATIGRAPHY AND ICE RECESSION
IN THE SOUTHERN PART
OF VÄSTERBOTTEN COUNTY

MED TRE PLANSCHER

STOCKHOLM 1968

C. DAVIDSONS BOKTRYCKERI AB, VÄXJÖ

INNEHÅLL

<i>Abstract: Stratigraphy and Ice recession in the Southern Part of Västerbotten County</i>	4
Förord	5
Inledning	7
Områdesbeskrivning	7
Undersökningsområdets morfologi	7
Undersökningsområdets glacialgeologi	9
Isälvsstråk	9
Ändmoräner	12
Isräfflor	13
Sedimentens stratigrafi	23
Lagerföljden inom kustslätten	25
Lagerföljden inom älvdalarna	29
Varvtyper	37
Metoder	40
Kommentar till varvdiagrammen	41
Isrecessionen	47
Isräfflor – recessionslinjer	50
Recessionshastigheten	52
Sammanfattning	58
<i>Summary: Stratigraphy and Ice recession in the Southern Part of Västerbotten County</i>	60
Litteraturförteckning	75

ABSTRACT

The recession of the land-ice in the southern part of the county of Västerbotten, North Sweden, has been studied. A varve chronology, based on the annual varves of the glacialacustrine sediments, has been established and connected to the Swedish Time Scale (G. De Geer 1940). It shows the successive stages of the ice border during five hundred years of recession from about 7 270 to 6 780 BC.

The stratigraphy, particularly the varved sequences of the investigated sections, has been studied with regard to the varve types, varve thicknesses, the number of varves and the total thicknesses. In these respects, regional stratigraphy has been recognized which differs in the low and fairly even coastal plain from that existing in the valleys of the higher undulating transitional region further inland.

The striae have been superficially studied in the area in general and in more detail in two particular areas in order to reassess the older investigations. They reveal ice movements during the recession that closely correspond to the picture established by the varve chronology, and which requires a revision of their hitherto assumed age relationships.

The velocity of the ice recession, calculated from the dated bottom-varves, is found to have fairly large variations regionally. These variations can be correlated with particular morphological features. The effect of the latter on the general configuration of the ice-border during the recession is reviewed.

FÖRORD

Föreliggande undersökning har utförts som licentiatarbete vid Kvartärgeologiska institutionen, Uppsala Universitet, på förslag av fil. lic. Åke Hörnsten. Kvartärgeologiska institutionens chef, laborator Sten Florin har medverkat till undersökningens genomförande genom att ha ställt institutionens resurser till förfogande, understött anslagsansökningar och med intresse följt undersökningen.

För att säkerställa anknytningen mellan området för detta arbete och det av Hörnsten undersökta Ångermanlands kustland har Gideälvområdet från Husum till Björna studerats tillsammans med denne, varvid lokalerna -349 Maribäck, -314 Sörgidsjö, -276 Svedje och -220 Björna uppmättes. De erfarenheter som därvid gjordes, jämte Hörnstens (1964 s. 192) erfarenheter från foliekärnborrningar för lervarvskronologiska ändamål, har tillsammans med förevisningar och diskussioner varit en förutsättning för det föreliggande arbetet. Därtill har förf. fritt fått disponera Hörnstens opublicerade lervarvsprofiler och lervarvsdiagram. Fil. lic. Th. Lundqvist har ställt räffelobservationer, gjorda vid berggrundskarтерingen i angränsande delar av Västernorrlands län, till förfogande.

De orienterande diatoméanalyserna har utförts under överinseende av docent Maj-Britt Florin.

Renritningen har utförts av ritarna vid geologiska institutionen i Uppsala, Asta Kaljusaar och Kjerstin Andersson samt vid Sveriges Geologiska Undersökning av Elisabeth Björk.

Manuskriptet har granskats av docent Jan Lundqvist.

Till nämnda personer, jämte flera onämnda, får jag uttrycka mitt varma tack.

Medel för undersökningen har erhållits från Universitetets statsanslag för fältarbeten, Fonden för främjande av ograduerade forskares verksamhet samt från Statens naturvetenskapliga forskningsråd.

Sveriges Geologiska Undersökning, Stockholm i mars 1968.

Rolf Bergström

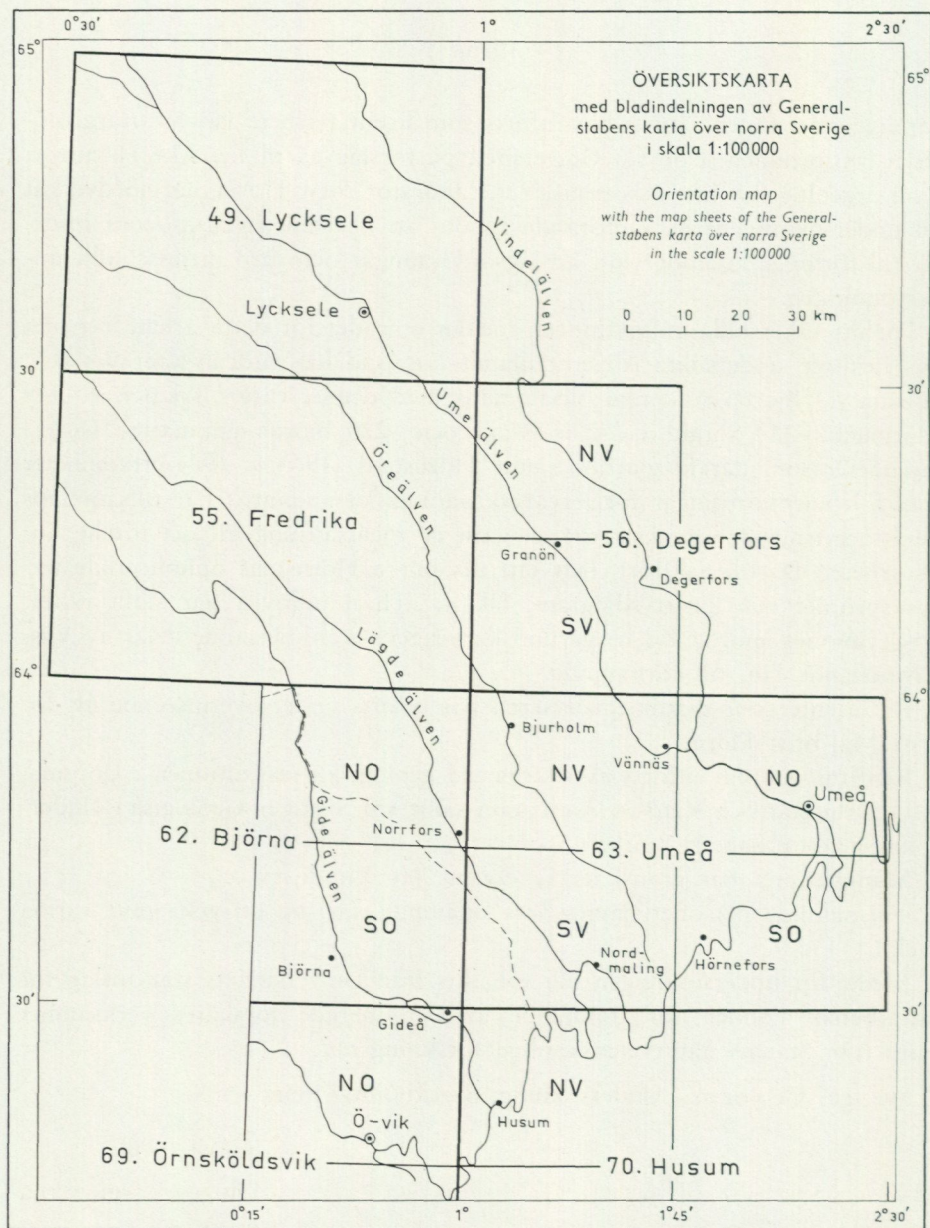


Fig. 1. För spridning godkänd i rikets allmänna kartverk den 22/4 1968.

INLEDNING

Isrecessionsförloppet i Norrlands kustland, grundat på lervarvskronologiska studier, har åskådliggjorts av G. De Geer 1940, i huvudsak på grundval av hans egna, tämligen översiktliga arbeten, vid vilka fjärrkonnektioner spelat en stor roll, men med enskilda detaljundersökningar inarbetade, t. ex. av Öster (1932). Detaljundersökningar av begränsade områden har utförts av Lidén (1913, 1938) i Ångermanälvens dalgång, vilka är de klassiska och grundläggande arbetena. Senare har sådana undersökningar utförts av Borell och Offerberg (1955) i Indalsälvens dalgång; Järnefors och Fromm (1960) i södra Norrland; Järnefors (1963) i östra Mellansverige upp till Indalsälven, vilket arbete var avsett som en revision av De Geers tidskala av år 1940, och slutligen Hörnstens arbete 1964 i Ångermanlands kustland norr om Ångermanälven.

Föreliggande uppsats är en fortsättning mot norr av dessa lervarvskronologiska arbeten. Den utgör i första hand en lervarvskronologisk men i viss omfattning även glacialgeologisk undersökning i området mellan Gideälven och Umeälven och mellanliggande kustland. Undersökningsområdet, fig. 1, omfattar södra Västerbotten med angränsande delar av Ångermanland och faller inom följande blad av Generalstabens karta över Sverige i skala 1:100 000 : 69 Örnsköldsvik NO; 70 Husum NV; 62 Björna NO och SO; 63 Umeå NO, SO, SV och NV och 56 Degerfors NV och SV, samt 49 Lycksele och 55 Fredrika i skala 1:200 000, av vilka här använts den fotografiskt förstora editionen i skala 1:100 000. I den fortsatta framställningen refereras geografiska namn till kartbladen med angivande av nummer och bladbeteckning.

OMRÅDESBESKRIVNING

Undersökningsområdets morfologi

Undersökningen har utförts i de varviga sedimenten i området under högsta kustlinjen inom de av Rudberg (1954, Pl. 4) urskilda morfologiska regionerna *Kustslätten* och *Norrlandsterrängens kuperade övergångsregion*. Omläggningar i den glacialfluviala dräneringen under avsmältningen i området över HK, vilka registrerats i de varviga sedimenten, har föranlett detaljundersökningar inom vissa områden över HK inom *Inlandsslättens* region.

Undersökningarna inom *Kustslätten* berör dess delområden *Umeåslätten* och *Nordmalingslätten* (Rudberg 1954 s. 150 ff.). *Umeåslätten* karakteriseras som "ren slätt till slätt med kullar" med relativa höjdskillnader mindre än 50 m. Slätten övergår ca 15–20 km innanför nuvarande kusten gradvis i kullig terräng och den vågiga bergkullterräng, som karakteriserar *Norrländsterrängens* kuperade övergångsregion. *Nordmalingslätten* är "extremt flack utan nämnvärda upphöjningar". Den begränsas mycket skarpt mot bergkullterrängen i väst och nordväst av "*Nordmalingsbranten*". Denna tolkas vanligen som en förkastning (Granlund 1943, s. 13; jfr Rudberg 1954, s. 152, noten). Nivåskillnaderna mellan *Nordmalingslätten* och de platåartade bergen väster om branten uppgår till ca 130–150 m. Inom dessa slätter är älv- och ådalarna föga framträdande, delvis möjligen beroende på mäktiga utjämnande sedimentutfyllnader, men troligen även beroende på en mycket flack berggrundsrelief utan djupare nedskurna dalstråk. Endast *Öreälvens* dalgång är mera markerad med en fortsättning i form av en djupränna intill ca 1 mil utanför nuvarande kusten (Renqvist 1930, *Batymetriska kartan*).

Huvuddelen av undersökningsområdet ligger inom *Norrländsterrängens* kuperade övergångsregion med vågig bergkullterräng (Rudberg 1954, s. 155 ff.). Dalgångarna inom denna region är djupare nedskurna i berggrundsytan och väl avgränsade från mellanliggande bergområden. Dalbottnarna stiger från 10–50 m. ö. h. vid gränzonen mot kustslätterna till 100–170 m vid de innersta undersökta varvlokaler. Bergsområdena når inom samma avsnitt 200–350 m, vilket ger relativa höjdskillnader på 150–200 m, i enstaka fall 250 m. Dalarna är olika utformade. *Lögdeälvens* dalgång är skarpt avgränsad och jämbred. *Öreälvens* dalgång är skarpt avgränsad men mera växlande i bredd. Dalen vidgar sig markerat där bidalar ansluter, t. ex. vid *Balåns* inflöde norr om *Aggnäs* (kbl 63 NV), där bredden uppgår till 2,5–3 km. Norrut vid *Bjurholm* och söder ut vid *Storforsen* smalnar den hastigt till 0,6–0,8 km. *Umeälvens* dalgång är mera oregelbunden och ej överallt så djupt nedskuren som ovannämnda dalar. Vid sammanflödet med *Vindelälven* (kbl 63 NV och NO) tillstöter från söder flera sprickbetingade dalstråk (Granlund 1943, fig. 2; jfr Rudberg 1954, fig. 1, s. 39 och s. 159), vilka skapar ett starkt kuperat område, där älvdalens bredd hastigt växlar mellan 1 och 2 km med relativa höjdskillnader på 150–180 m. Där dalgången är mera jämbred, t. ex. mellan *Vännäs* och *Harrseleforsen* och från *Holmön* norrut förbi *Granön* (kbl 63 NV och 56 NV och SV), är bredden 0,8–1 km. Vid *Ramsele*, där *Ramsåns* sidodal ansluter från väster, vidgas dalen tillfälligt.

Sydligaste delen av undersökningsområdet, mellan *Lögdeälven* och *Gideälven*, faller inom en utlöpare av *rutplatålandet* (S. De Geer 1926). Det kännetecknas av platåartade berg och bergblock, skilda av raka nordnord-

ostliga och ostsydostliga sprickbetingade dalar, med relativa höjdskillnader på 30–80 m i kustområdet, och 100–130 m i området 10–15 km innanför kusten. Spricktopografin framträder tydligast i det kustnära området norr om Husum (kbl 70 NV) och norr om Gissjön (kbl 62 SO och 63 SV).

Undersökningsområdets glacialgeologi

Områdets regionala jordartsgeologi och vissa drag av dess glaciala geologi är relativt kända genom Jordartskartan över Västerbottens län jämte beskrivningen till denna (Granlund 1943). Föreliggande undersökning har inriktats på sedimenten och sedimentstratigrafin inom älvdalarna och på kustslätten. Undersökningar av isälvsstråk, räfflor och ändmoräner, vilka kan ge en viss uppfattning om isrecessionens allmänna förlopp (Granlund 1943, s. 25, 44 o. 74), har skett i mindre omfattning och i avsikt att få egen uppfattning om Jordartskartans bild. I områden, där avvikelser ifråga om dessa bildningar konstaterats, har begränsade detaljundersökningar utförts.

Isälvsstråk

Isälvsavlagringarna på fig. 11 återger Jordartskartans bild kompletterad med vissa egna iakttagelser. Isälvsstråken visar de enskilda isälvarnas sedimentationsområden och sambandet mellan dessa, vilket har betydelse för konnektionsmöjligheterna mellan varvdiagram från olika sedimentationsområden.

Isälvsstråken följer inom den kuperade övergångsregionen i allmänhet de preglaciala dalstråk, som nu följs av älvar eller åar. Undantag från detta förhållande är de sydligaste delarna av Gideälvsåsen, Umeälvsåsen och Vindelälvsåsen (G. Lundqvist 1952), vilka beskrivs närmare nedan.

Inom kustslätten är, som Granlund framhåller (1943, s. 44 o. 59) isälvsavlagringar sällsynta och nya observationer har ej gjorts. Granlund antar (l. c. och 1937, s. 46) på andra grunder, att israndzonen p. g. a. ablationen tunnats ut, så att den flutit vid recessionen över kustslätten. Det grövre isälvmaterialet skulle därvid ej kunnat avsättas normalt till åsliknande ackumulationer under den flytande delen av israndzonen, utan först där isen legat an mot botten.

Hoppe (1948, s. 34 ff.) bestrider på olika grunder Granlunds idé om isrecessionen i denna del av Västerbotten och senare (1960, s. 377), ur mera principiell synpunkt, en liknande idé framförd i ett annat sammanhang (Gjesing 1960).

I de varviga, distalt avsatta glacifluviala sedimenten har inga iakttagelser gjorts, t. ex. av de slag som anförs av Tullström (1954, s. 51 ff. o. 57), som skulle tyda på en subglacial sedimentation, vilket Granlunds tanke innebär. Såväl denna erfarenhet som det lervarvskronologiska resultatet tyder på recession av en mot botten normalt anliggande landis.

Proximala isälvsavlagringar kan sålunda antas förekomma men uppenbarligen ej som normala ryggformer. Avlagringarna kan förekomma som flacka utfyllnader i dalstråk eller sänkor i kustslätten, och då vara täckta av yngre sediment, eller uppträda i helt andra avlagringsformer. Orsakerna kan vara flera. Sammanhängande och stationärt lokaliserade isälvar kan tänkas ej ha existerat p. g. a. den speciella berggrundsmorfologin, av speciella förhållanden under själva deglaciationen, t. ex. intensiv och oregelbunden kalvning, eller en kombination av dessa företeelser.

Inom vissa områden har isolerade isälvsavlagringar iakttagits, t. ex. vid Utåsskålen 2 km nordost om Husum (kbl 70 NV), där en isolerad avlagring av skiktad sand överlagrad av varvig mjåla och lera förekommer på sydsidan av en brant bergkulle. Dess fortsättning i den sprickdominerade, starkt småbrutna terrängen kan ej följas eller förutses (jfr Möller 1965, s. 61).

I andra områden kan vissa avsnitt av isälvsavlagringarna ha blivit så fullständigt abraderade och omlagrade, att de i första hand urskiljs som litoralavlagringar. Så är fallet med Vindelälvsåsens sydligaste delar från trakten av Umeå och söder ut till Mjölefjärden.

I det följande ges korta beskrivningar av de viktigaste isälvsstråken inom undersökningsområdet.

Gideälvsåsen (G. Lundqvist 1952) går i avsnittet söder Gissjön (kbl 69 NO) 3–4 km väster om den smala och grunda Gideälvsdalen i de större sänkorna över Stybbersmarksjön–Skillingsjön eller Mosjön–Skillingsjön. I detta avsnitt är stråkets exakta lokalisering osäker. Stråket fortsätter som en mera markerad åsavlagring i den flacka terrängen förbi Stavasjön till Gissjön. Det fortsätter troligen utefter Gissjöns södra strand (Hörnsten muntl. medd.) till lokalen –276 (fig. 11) öster om Svedje (kbl 62 SO). Nordväst om Gissjön har dess fortsättning ej följts i fält. På kartan och på flygbilder framträder det som ett åsstråk, ställvis med flera ryggar, som med huvudriktning mot nordväst följer de av korsande spricksystem betingade nord-nordostliga och ostnordostliga dalstråken. Isälvsavlagringarna får därigenom ett starkt vinklande lopp.

Lögdeälvsåsen och **Öreälvsåsen** (G. Lundqvist 1952) följer inom undersökningsområdet de nuvarande älvdalarna, men är vanligen helt dolda av överlagrande sediment. De är blottade endast ställvis i niporna, men torde vara sammanhängande. Den nedersta iakttagna delen av Lögdeälvsåsen förekommer vid Hynghelsböle på 35 m. ö. h. ca 7 km innanför älvmynningen (kbl 63 SV). Öreälvsåsen uppträder först vid Hummelholm på

60 m. ö. h. ca 27 km innanför kusten (Granolund 1943, s. 59). Stråket syns här dela sig i en gren, som följer Öreälvsdalen och en annan gren, Hörnsjöåsen (G. Lundqvist 1952), som går upp i övre delen av Hörneåns dalgång.

Umeälvsåsens sydligaste parti har vid denna undersökning påträffats vid Bjännberg i Hörneåns dalgång (kbl 63 SO och SV) på 50 m höjd ca 12 km från kusten. Stråket kan genom förekomsten av skärningar följas längs östra sidan av Hörneåns dalgång ca 5 km mot nordväst, därefter i rakt nordlig riktning över den berggrundsrygg, som öster om Småbrännorna (kbl 63 NV) bildar vattendelaren mellan Hörneån och Trinnån, vilken rinner retroverst i en bred och djup sprickbetingad dal mot norr till Umeälven. Över vattendelaren och i södra delen av Trinnåns dal överlagras isälvsavlagringarna av vidsträckta litorala sand- och grusfält med strandvallar och terrasser. Flera skärningar visar, att litoralsedimenten är omlagrade grova isälvs sediment. Utefter Trinnån är isälvsavlagringarna mera sammanhängande än vad Jordartskartan visar. Isälvsstråket korsar Umeälvens dalgång strax öster om Vännäs, där älven eroderat 20 m höga nipor genom åsmanteln och åskärnan. Isälvsavlagringarna fortsätter därefter mot norr som ej sammanhängande, mer eller mindre markerade kullar, åsryggar och terrassformer i den flacka och föga markerade dalgång, i vilken Tvärån rinner. Mellan Holmön och Kvarntorp (kbl 56 SV), vid lokal 29 (fig. 11) ca 1 km norr Bjurfors nedre kraftverk, går isälvsstråket in i Umeälvsdalen, vilken det senare följer. I Umeälvsdalen nedströms Holmön har steniga och grusiga sediment påträffats i mindre blottningar på västra stranden vid Kolkele (kbl 63 SV) och på östra stranden vid Östersele, ca 1 km nedströms Harrseleforsen (kbl 56 SV). På båda lokalerna överlagras de grova sedimenten av varvig mjåla och lera. Dessa isälvsavlagringar tyder på, att en åtminstone mindre isälv har runnit fram i den nuvarande älvdalen, troligen som en biälv till det tidigare beskrivna huvudstråket. Det anmärkningsvärda är dock huvudstråkets lokalisering till en morfologiskt mindre markerad dalgång. Anläggningen av isälven har här bestämts i högre grad av isrörelsens riktning än av underlagets former (Lidén 1913, s. 8).

Vindelälvsåsens sydligaste delar förekommer enligt Jordartskartan vid sydöstra delen av Stöcksjön söder om Umeå (kbl 63 NO) på ca 19 m höjd och 12 km innanför kusten. De stora sand- och klapperfälten i stråket Stöcksjön-Norrböle utgörs emellertid av omlagrat isälvs material och är ett starkt abraderat och omlagrat avsnitt av detta isälvsstråk. Åskaraktären är helt försvunnen och åskärnans sträckning är svår att fastställa. Vid Sörböle försvinner sand- och klapperfälten på 10–12 m höjd gradvis i håll- och moränryggarna ca 2 km innanför kusten. Från Stöcksjön och norrut är isälvsavlagringarna mäktiga och sammanhängande förbi Röbbäck till Umeälven, som övertväras vid Backen. Älven har här, liksom vid Vännäs, eroderat

ned till åskärnan, som är blottad i nipan på södra sidan. Från Backen och norrut fortsätter isälvsavlagringarna under flacka, litoralt omlagrade sand- och grusfält. Vid Piparbölesjön bildar avlagringarna åsrygggar. Stråket går in i Vindelälvsdalen vid Överrödå, 15 km sydost Degerfors (kbl 56 SO). Vindelälvsåsen är i likhet med Umeälvsåsen avlagrad oberoende av de morfologiska huvudstråken. Utsträckningen syns även i detta fall vara helt betingad av isrörelsens riktning.

I Umeälvsdalen uppströms Backen har iakttagits, dels vid Kåddis, dels också vid Brännland, 6–10 m mäktiga terrasser mot älven av delvis grusig stenjord, delvis stenigt grus, som liknar isälvs sediment. Varviga sediment har dock ej kunnat konstateras överlagra dessa grova sediment och deras genes är därför osäker. De skulle dock möjligen kunna vara avlagringar från en isälv, som följt själva dalfåran som en biälv till Vindelälven.

Ändmoräner

Ändmoräner uppträder mycket sparsamt inom undersökningsområdet jämfört med angränsande områden i norr och nordost. Orsakerna har diskuterats av Granlund (1943, s. 44) och Hoppe (1948, s. 36). Med ledning av Jordartskartan och med hjälp av flygbilder inventerades och fältrekognoscerades de delar av undersökningsområdet, där ändmoräner kunde förväntas. Många av de bildningar, som på Jordartskartan betecknats som ändmoräner, kan ej anses motsvara de typer som beskrivits av G. De Geer (1932, s. 13), Hoppe (1948, s. 11) och Möller (1962, s. 142). Jordartskartans ändmoränbeteckningar norr om Levar, ca 1,5 km nordost Nordmaling och norr om Ängersjön, 15 km ostnordost Nordmaling (kbl 63 SV), avser helt normala flacka moränpartier i anslutning till moränrygggar av den för området vanliga *crag and tail*-typen. Genom sitt uppträdande i anslutning till de ofta km-långa *crag-and-tail*-ryggarna ger de dock ett intryck av ostvästliga rygggar, som det kan ligga nära till hands att tolka som ändmoräner. Samma är fallet med ryggarna vid Kasamark, 18 km västsydväst Umeå (Ytterkasamark på kbl 63 NO). Däremot är Jordartskartans beteckningar vid Ansmark, 12 km sydväst Umeå (kbl 63 SO), helt riktiga. En ensam rygg förekommer nordväst om byn och två efter varandra öster om byn. De växlar i utseende, men är tydligt avsatta och utsträckta i ostväst. Jordartskartans ändmoräner vid Granön och Lillsele i Umeälvens dalgång (kbl 56 NV och SV) utgörs av kullar och stråk av morän, som preparerats fram genom älvens erosion i de överlagrande sedimenten. De kan inte betecknas som ändmoräner enligt de refererade meningarna. Detsamma är fallet med de rygggar som markerats vid Örträsk. Rekognosceringarna i övrigt har inte givit flera observationer. De än få-

taligare och enstaka uppträdande ändmoräner, som kvarstår efter denna granskning, ger föga underlag för en rekonstruktion av isranden.

Isräfflor

Isräfflorna ägnades enligt Granlund (1943, s. 23 ff. och fig. 14) särskild uppmärksamhet vid fältrekognosceringen för Jordartskartan, varför en systematisk undersökning över hela undersökningsområdet bedömdes ej vara nödvändig. Begränsade undersökningar har dock av olika anledningar varit nödvändiga dels längs kusten mellan Holmsund och Nordmaling, dels också i Umeälvens dalgång mellan Vännäsby och Stornorrforsen.

KUSTOMRÅDET. Granlund finner (1943 s. 25) att det i länets sydöstra hörn (vilket motsvarar den morfologiska kustslätten) förekommer räfflor av tre huvudriktningar, ofta tillsammans och med lätt fastställda åldersrelationer:

- a) en äldsta riktning i N 15°–20° V, som längre mot nordväst böjer av mot väst;
- b) en yngre i N 10° O, vilken förekommer endast inom själva kustbandet och på öarna;
- c) en yngsta och dominerande i N 5° V, som mot norr, i likhet med de äldsta räfflorna, böjer av mot väst.

Norrut efter kusten bildar räfflorna enligt Granlund ett system, som från nordostlig riktning på Holmöarna böjer av mot norr i trakten av Sävar. Denna nordliga riktning förekommer även i Umeåtrakten. Riktningarna i N – N 5° V är vanligast förekommande och dominerar hållskulptur och slipning. Isälvsstråken och drumlinryggarna inom kustområdet (Högbom 1905; Granlund 1943, s. 44) har utbildats i denna riktning. Granlunds tolkning är oklar i fråga om relationerna mellan riktningarna N 15°–20° V och N 5° V nordväst om det aktuella kustområdet samt i fråga om de nordliga riktningarna i Sävar (liksom även i Umeåområdet) och riktningen N 5° V i sydligaste kustavsnittet. Riktningen N 10° O skulle kunna antyda ett deglaciationsförlopp, som liknar det som antas ha skett i Gävlebukten (Hoppe 1961, s. 333; Järnefors 1963, s. 59; jfr G. Lundqvist 1963, s. 22). I ett försök att klarlägga dessa frågor har räffelundersökningar i kustområdet utförts. För att underlätta arbetet utfördes dessa på Jordartskartans lokaler med korsande räfflor. Då Granlund i beskrivningen (1943) ej systematiskt redovisar observationslokalerna, har källmaterialet i form av rekognosceringskartor och dagböcker (främst av J. A. Bergqvist) genomgått. De lokaler, som med ledning av kartan och dagböckerna bedömts intressanta för frågeställningen, har undersökts på nytt.

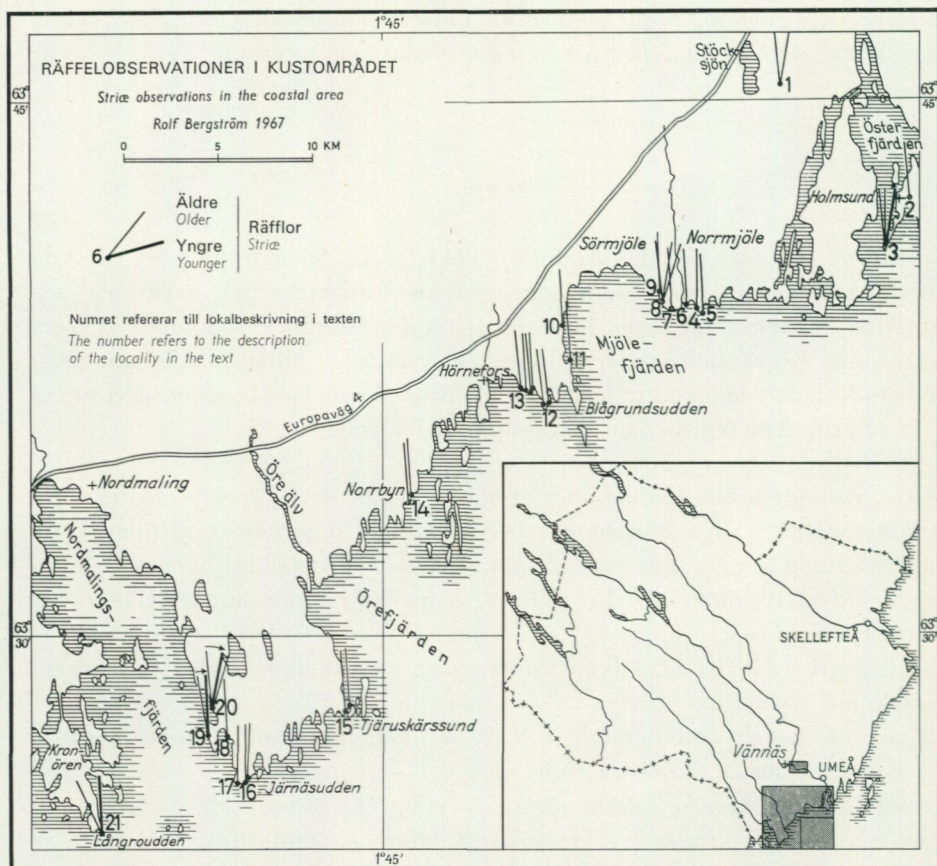


Fig. 2. För spridning godkänd i rikets allmänna kartverk den 22/4 1968.

För området norr om Husum till Saluån (kbl 70 NV) har utnyttjats observationer gjorda av Th. Lundqvist under den pågående berggrundskarteringen inom Västernorrlands län.

Nedan redovisas egna observationer samt Jordartskartans och dagböckernas uppgifter, med början i norra delen. Lokalnumren refererar till fig. 2.

1. Buberget (kbl 63 NO) 1 km öster om Stöcksjön. På botten av svallgrustaget vid nordvästra spetsen av *crag and tail*-ryggen förekommer ett par plana hållar med flack stupning mot väster med räfflor och allmän fin slipning i N 5° V. Enstaka mm-breda räfflor i N 6°–8° O förekommer på olika ytor utan att åldersförhållandena kan avgöras.

Dessa riktningar stämmer väl överens med Bergqvists uppgifter från andra lokaler väster om Stöcksjön.

2. Holmsund (kbl 63 SO). På flera hållar i området öster om kapellet är enda iakttagna räffelriktning N 3°–4° V.

3. St. Truthällan, 3 km sydsydväst Holmsund. På den flacka övre delen av stötsidorna i norra delen förekommer allmän slipning i N-S à N 5° V. Variationen beror på plastiska vridningar efter hälllytornas lutning. På en smal hällrygg i nordvästra delen förekommer tämligen skarpa räfflor i N 10° O. Åldersförhållandet kan ej avgöras, men räffloras läge på mot norr exponerade hälllytor antyder, att de kan vara yngre.

Dessa observationer överensstämmer helt med dagböckernas uppgifter.

4. Klappudden (kbl 63 SO) 2 km sydost Norrmjöle. På mot norr och nordost lutande hälllytor förekommer allmänt räfflor i N-S, N 2° O och N 2°-4° V. Någon ålderskillnad kan ej iaktas. Riktningen N 2° O förekommer vanligen på ytor som lutar mot väster, N 2°-4° V på de östra hällsidorna. Variationerna tolkas som plastiska vridningar.

5. Sydöstra spetsen, 0,5 km sydost föregående, utgörs av flera låga hällpartier med flacka stötsidor och horisontella, plana överytor. Hällarna är helt glacialslipade med räfflor av alla storlekar i N-S à N 2° V. På inneslutningar av mörka finkorniga bergarter förekommer en mycket tunn men skarp striering i samma riktningar, vanligast N 2° V.

Vid denna udde förekommer på Jordartskartan en räffelriktning från nordnordost liksom i beskrivningens fig. 14 (Granlund 1943). I dagboken (J. A. Bergqvist) anges riktningen N 5° O, vilken ej kunnat återfinnas. Samma riktning har angetts även från flera lokaler inom området upp mot Sörböle.

6. Skatan. Hällpartierna på sydvästra spetsen är allmänt slipade med räfflor av mm-till cm-storlek i N-S à N 2° V. Mindre variationer kan iaktas på nedre delarna av branta stötsidor. Samma riktningar kan även observeras på östra udden.

På Jordartskartan förekommer här en räffelmarkering med nordnordostlig riktning och i dagboken anges "Huvudräfflor i N 8°-10° O samt några tydliga i N 18°-20° O", samt på västra udden (sydvästra spetsen) ". . . djupa räffelfårar i N 10° O (yngst); N-S och N 20° O (äldst)". Dessa observationer har ej kunnat återfinnas.

7. Utanånäset, 2,5 km sydsydväst Norrmjöle. På sydspetsens hällpartier förekommer talrika räfflor i N 4°-5° V. Mindre riktningvariationer mot väster eller öster kan iaktas på nedersta delarna av branta stötsidor.

8. 700 m nordväst sydspetsen förekommer längs stranden flera hällpartier, som är allmänt slipade med mm- till cm-breda räfflor i N 4°-6° V. På inneslutningar av finkornigare bergarter förekommer en mycket fin slipning i samma riktningar.

Ca 50 m österut från stranden förekommer på de högst liggande, plana och flackt mot väster lutande hälllytorna, inom ett ca 15×40 m stort område, 5-10 cm breda, grunda och grovt avgränsade räffelfårar omväxlande med 1-2 cm breda grunda räfflor i N 10° O. På finkornigare inneslutningar är räfflorna skarpare och tunnare, högst ca 1 cm breda, och på alla observerade ställen i N 10° O. Enstaka ca 10 cm breda räffelfårar med *chattermarks* (Okko 1950, s. 46) i N 18°-20° O förekommer ställvis. På samma hälllytor som räfflor i N 10° O förekommer enstaka 1-2 cm breda räfflor i N 4°-6° V, som helt liknar de ostliga. Åldersrelationerna mellan dessa system kan ej fastställas.

9. 500 m längre norrut, i viken 1,5 km sydväst Norrmjöle med Bettnesands havsbad. Hällpartiet i sydöstligaste delen av viken utgörs av plana och flackt lutande hälllytor mot väster, norr och nordost. Ytorna är fullständigt glacialslipade med räfflor i alla storlekar från 1-2 dm breda fårar, sammansatta av cm- - mm-breda räfflor och *chattermarks*, se-

parata 1–2 cm breda räfflor och ned till mm-breda riss. Längderna växlar från 10-tals meter till några dm. Riktningarna växlar mellan N 10° V, N–S och N 10° O beroende på hällytans lutning. På ytor som lutar mot väst och nordväst är riktningarna vanligen N 2°–6° O, i enstaka fall N 10° O, på nordliga–nordostliga lutningar N–S à N 4°–8° V. På krönpartierna är riktningen N–S à N 2° V. Samma räffla eller grupp av räfflor kan följas i dessa varierande riktningar 10-tals meter över hällytorna. Här föreligger alltså ingen åldersskillnad mellan de olika riktningarna. Det kan på denna lokal säkert fastställas, att riktningarna beror på plastiska vridningar efter hällytans lutningar och ojämnheter.

Jordartskartans räffelbeteckning vid denna lokal, samt den ur beskrivningen refererade allmänna tolkningen av åldersförhållandena, kan alltså ej verifieras. Dagboken anger räfflor i N–S (yngst), N 10° V och N 20° O (äldst).

I området söder Sörmjöle anförs flera observationer med riktningar från N 2°–5° V.

10. Utefter vägen Sörmjöle–Blågrundsudden (kbl 63 SO) längs västra stranden av Mjölefjärden förekommer flera hällar med slipning och räfflor i N 2°–4° V, t.ex. hällen 1 km söder vägskälet.

11. Udden 1 km nordväst Karthällan utgörs i nordvästra delen av en häll, som är starkt glacialslipad med fåror och räfflor av alla storlekar i N 2°–4° V. I hällpartiets västra kant kan iaktas 3–4 korta, ca 1,5 cm breda räfflor i N 20° V, som skär över övriga räfflor. Längre distalt på hällen böjer dessa västligare räfflor av till riktningen N 4° V. På stötsidans nordvästra kant förekommer 6–8 räfflor av samma utseende som övriga i N 15° O. Ca 2 m längre in på hällen övergår även dessa till N 5° V. Dessa räffelriktningar är alltså samtidiga deviationer i isens rörelse, orsakade av hällpartiets former.

På Jordartskartan finns en räffelmarkering, som i dagboken beskrivs: ”vackert uppräfflad i N–S; flera tydliga räfflor i N 10° V och några tydliga rester av räfflor ngt i lä för de förra i N 10° O . . .”. Tidsordningen anges sålunda N–S (yngst) → N 10° V → N 10° O (äldst). Denna observation kunde ej återfinnas, endast allmänt förekommande räfflor i N 2°–4° V.

12. Udden 3 km ostsydost Hörnefors kyrka. Östra delen utgörs av låga små hällar med räfflor i N 4°–6° V. Västra delen utgörs av större hällpartier med branta stötsidor. Räffel-fåror och räfflor från 2–3 cm till mm-breda, alla i N 4°–6° V. I flacka sänkor i hällytan förekommer ett mindre antal räfflor i växlande riktningar N 10°–15° V. De övergår vanligen till huvudriktningen, varför de tolkas som plastiska vridningar.

13. Udden 2 km ostsydost Hörnefors kyrka. På flera hällområden från bäckutloppet öster udden till södra spetsen iaktogs ett stort antal räfflor, grova räffel-fåror i N 2°–4° V, normala räfflor i N 2°–5° V, i enstaka fall N 10° V beroende på deviationer över hällytan. På finkornigare inneslutningar förekommer mycket skarpa och tunna räfflor i N 4°–10° V, riktningarna beroende på hällytans lutning.

Jordartskartan har öster om denna senare udden en räffelmarkering med riktning från nordnordost. I dagboken (J. A. Bergqvist) noteras för en låg häll väster om bäckens utlopp ”Huvudräfflor gå i N 5° V. Östra partiet av

hällen är alldeles uppräfflat i N 10° O". Dessa observationer har ej kunnat återfinnas. Inom området i övrigt överensstämmer observationerna.

14. Norrbyn. Hällpartiet omedelbart söder om färjläget är kraftigt glacialslipat med räfflor av olika storlekar i N 4° V. Stora variationer i N 18°-40° V kan iakttas på stötsidor och fläkytor. Riktningarna syns vara likåldriga. 150 m norr om färjläget är riktningarna allmänt N 4° V med devierande riktningar N 20°-22° O på mot väster-nordväst lutande stötsidor och N 10°-15° V på östligt lutande. Denna företeelse kan iakttas på nästan alla stötsidor.

I dagböckerna anges allmänt observationer från N-S och N 5° V. Dessutom anges några observationer, bl. a. från ovanstående lokal söder om färjläget, med riktningar N 5° V (yngst), "i en dälld några tydliga i N 15° V, samt enstaka i N 5° O". På övriga av dagbokens lokaler, som granskats, överensstämmer observationerna. Den allmänna riktningen är N 4°-5° V.

15. Tjäruskärssund på sydöstra spetsen av Järnäslandet (kbl 70 NV), ca 2 mil sydost Nordmaling och 12 km sydsydvest Norrbyn. Räfflor i N 4°-5° V förekommer allmänt och den allmänna slipningen har samma riktning på hällområdena i norra och sydöstra delarna av yttersta spetsen. Enstaka räfflor i N 3°-4° O förekommer i sådant läge, att de kan förklaras som lokala deviationer.

Jordartskartans räffelmarkeringar betecknar flera observationer, som i dagboken beskrivs "dels N-S och N 10° V, dels N-S och N 10° O". På öarna Sikhällan, Vitören och Skarsta anförs flera liknande observationer, som kan sammanfattas N-S (yngst), N 10° V och N 10° O (äldst). I ett fall anförs en isskruvning från N 10° O till N-S. I angränsande landområden anförs flera observationer mellan N 2° och 5° V, vilka överensstämmer med de egna observationerna.

16. Järnäsudden (kbl 70 NV), ca 2 mil sydsydost Nordmaling. På de stora kraftigt glacialslipade hällpartierna innanför sydostspetsen, 0,8-1 km sydväst lotsstationen, är den allmänna riktningen på plana och nästan horisontella ytor N-S till N 2°-3° O, utan ålderskillnader. Samma riktningar förekommer på stötsidorna. På flera ytor kan räfflor i N 1°-2° V iakttas. Någon ålderskillnad från de ostligare riktningarna kan ej iakttas.

17. Hela sydspetsen utgörs av hällpartier, som är starkt glacialslipade med allmän räffelriktning i N-S, med några enstaka smärre deviationer till N 2° O.

Den allmänna tendensen på denna udde är alltså riktningar i N-S till N 2°-3° O. Devierande riktningar i N 1°-2° V förekommer.

18. I östra delen av viken öster om Fårskäret förekommer flera starkt glacialslipade hällar med räfflor av alla storlekar enhetligt i N 2° V.

19. Längs mellersta delen av Fårskärets västra sida förekommer flera hällpartier med räfflor allmänt i N 1°-2° V. På finkorniga inneslutningar förekommer mycket skarpa och tunna räfflor i N 2°-3° V. Enstaka, vanligen grova räfflor i N 6°-8° V kan iakttas. De ger intryck av att vara äldre än föregående, men säkra belägg saknas.

Inom detta område, i stort sett sydvästra spetsen av Järnäslandet, överensstämmer således de gjorda observationerna med Jordartskartans och dagböckernas uppgifter.

20. Vid Järnäs Sandö (kbl 70 NV), 2 mil sydsydväst Nordmaling, förekommer väster om och intill vägslutet några låga och flata småhällar med allmän glacialslipning och räfflor i N 5° V. På en häll finns på krönpartiet några korta, 0,5 cm breda, skarpa räfflor i N 12° O (fig. 3) och på västra kanten smalare och grundare i N 15°-17° O. Åldersförhållandet är klart med riktningen N 5° V äldst och de ostliga riktningarna yngre. Åldersförhållandet mellan de ostligare riktningarna kan dock ej avgöras.

På hällpartier mot norr har endast observerats räfflor i N 4°-5° V, vilka ingår i hälltornas allmänna glaciala slipning.

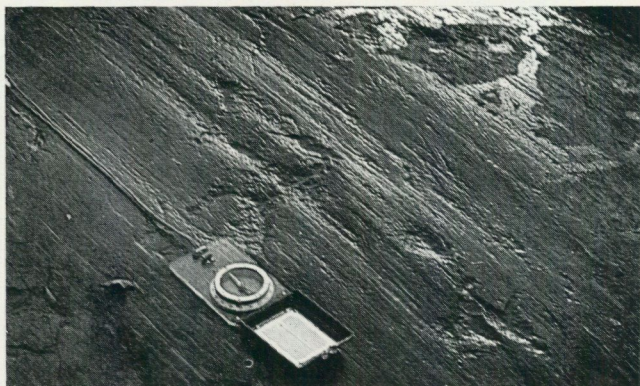


Fig. 3. Korsande räfflor på lokal 20 Järnäs Sandö. Kompassen ligger utefter huvudräfflorna i N 5° V med remmen mot söder. De yngre korsande räfflorna går i N 12° O.

Intersecting striae at loc. No. 20 Järnäs Sandö. The compass is directed along the main striae oriented N 5° W with the string towards the south. The younger, crossing striae are oriented N 12° E.

På Jordartskartan finns en räffelmarkering med tre riktningar, som enligt dagboken avser en häll "NO om Sandön, med räffelsystem i N-S à N 2° V (yngst), utgör huvudmassan, N 10° V och N 5°-10° O (få, äldst)". Det är emellertid osäkert, om det är denna lokal som återfunnits.

21. Långroudden (kbl 70 NV) på sydspetsen av Kronören 2 mil rakt söder om Nordmaling. På flera stora plana och horisontella hälltytor längs västra stranden förekommer allmänt räfflor i N-S och N 2° V, samt enstaka tämligen grova räfflor i N 25° V. Åldersförhållandet är ej klart, men dessa senare syns vara äldre.

På själva sydspetsen och längs östra stranden är riktningarna i allmänhet N-S och N 2° V med några enstaka plastiskt devierade räfflor i N 2° O.

Dessa observationer överensstämmer helt med Jordartskartan och med dagbokens uppgifter. Jordartskartans lokal med korsande räfflor på sydöstra delen av Kronören kunde ej återfinnas. Räffelriktningarna inom detta stora hållområde är N 3°-5° V. I dagboken anges att "hällen S intill tjärnen är anmärkningsvärt kraftigt uppriven i N 20° O (massor av fina-grova djupa räffelfårar). Dessa är tydligen överslipade i N 5° V". I närheten har observerats . . . "räfflor i N 5° V (huvudsystem), N 15° V och N 5° O (äldst,

sparsamt)". Denna viktiga lokal har således ej kunnat bedömas, liksom ej heller övriga lokaler med korsande räfflor väster om Rönholm och på Drivan. De strödda observationer, som under fältarbetets gång gjorts inom detta område samt kring Ava och Aspeå (kbl 63 SV), ger en allmän och föga varierad riktning omkring $N 3^{\circ}-5^{\circ} V$. I dagböckerna förekommer flera observationer av ytterligare en äldre riktning i $N 15^{\circ} V$, i enstaka fall $N 20^{\circ} V$.

Från kustområdet från Saluåns mynning söderut till Husum har ett tiotal observationer erhållits av Th. Lundqvist. Observationerna har gjorts i samband med en berggrundskartering och kan således ej betecknas som systematiska. Då observationer överhuvudtaget saknas i detta område och då egna undersökningar ej kunnat göras, är de dock av stort värde. Huvuddelen av observationerna ger räffelriktningar i $N 15^{\circ} V$, några enstaka i $N 5^{\circ} V$ och en enstaka i $N 30^{\circ} V$. Ett urval av dessa observationer har inlagts på kartan fig. 11, s. 48.

UMEÄLVSDALEN MELLAN VÄNNÄS OCH STORNORRFORSEN, fig. 4. I det tidigare beskrivna (s. 8) starkt kuperade området omkring Vindelälvens inflöde visade det sig svårt att sammanställa de på lervarvskronologisk väg erhållna recessionslinjerna med den ungefärliga uppfattning om iskantens riktning,

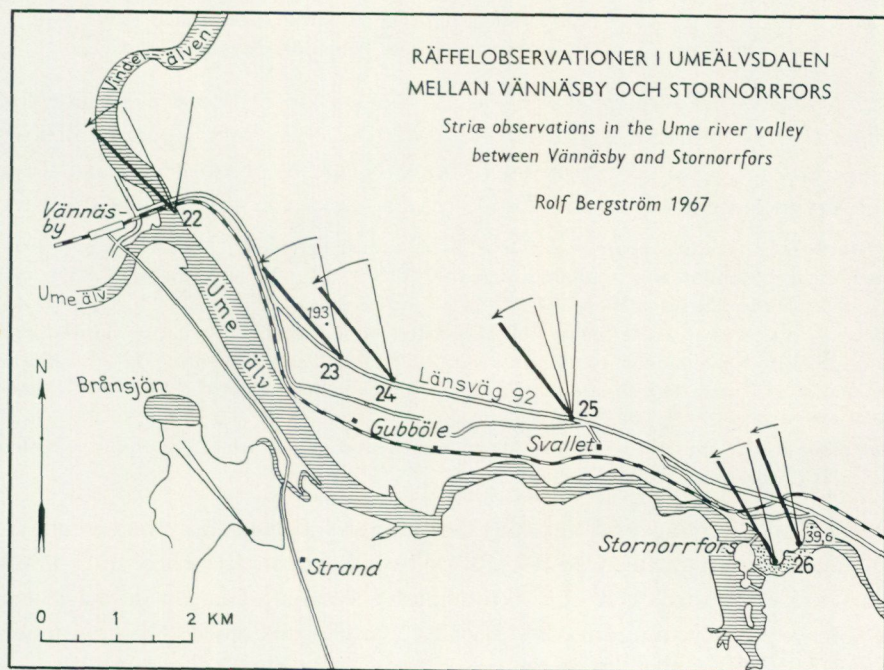


Fig. 4. För spridning godkänd i rikets allmänna kartverk den 22/4 1968.

som kan grundas på Jordartskartans räfflor (Sauramo 1929, s. 57; Hoppe 1948, s. 85; m. fl.). En översiktlig granskning av räfflorna gjordes för att om möjligt revidera den givna bilden.

22. 50 m söder järnvägsbron över Vindelälven öster om Vännäsby (kbl 63 NO) finns på östra sidan en ca 30 m lång hållkant med flack stupning mot sydväst. Över hela ytan förekommer räfflor i N 25°–30° V av samma ålder. På krönpartiet finns skarpa och breda räfflor i N 45° V. På en liten, mot öster stupande yta finns enstaka räfflor i N 10° O. Åldersrelationen är ej möjlig att avgöra, men räfflorna i N 45° V förekommer i sådant läge, att de kan anses yngre.

23. Bergskärning i norra kanten av länsväg 92, 500 m sydväst p. 193, ca 3 km sydost föregående. Hällytorna är blottade genom avrymning. På plana hällytor är räffelriktningen allmänt N 10°–12° V, i samma riktning som hållarnas allmänna skulptur. På bucklor och kanter över hällytan finns breda och grunda, helt skarpa räfflor i N 40°–42° V. Ställvis förekommer även en fin slipning i samma riktning. Denna kan med ledning av läget tolkas som den yngre.

24. Bergskärning 1 km längre österut efter samma väg, i västra delen av Gubböle. Allmänt förekommer räfflor i N 10°–12° V. På plana krönpartier och uppstickande kanter förekommer fin striering i N 38°–40° V, ställvis N 42°–44° V. Ytor med räfflor i N 10°–12° V är avskurna av ytor med de senare riktningarna, varför dessa tolkas som yngre.

25. Bergskärning i norra väggkanten, i östra Gubböle, norr om Svallet. På plana hällytor förekommer allmänt en riktning N 18°–20° V. På uppstickande kanter förekommer enstaka, mycket tunna räfflor i N 6°–8° V. På skärningen i södra väggkanten förekommer allmänt räfflor i N 35°–40° V. På lägre partier, särskilt i västra delen finns enstaka breda och grova räfflor i N 2°–4° O samt i östligaste delen flera riktningar mellan N 28°–40° V, med alla mellanriktningar i växlande åldersrelationer, beroende på läget på hällytan.

På Jordartskartan finns ett par av dagböckernas räffelobservationer. De vanligast förekommande räfflorna är i N 20°–25° V, som i några fall korsas av räfflor i N 35° V. Även en riktning N 50° V anføres. Av dessa torde en observation ligga nära lokal 23. De övriga har ej återfunnits med säkerhet.

26. Norrforsen, på norra sidan av kröken 500 m sydost dammen. På stötsidor och krönpartier är den dominerande räffelriktningen N 30°–32° V. På hällytor, som lutar mot öster, förekommer talrika räfflor i N 12°–14° V och enstaka i N 20°–22° V. Ytorna med räfflor i N 30° V skär av de senare och är således yngre, fig. 5. På hållarna närmast kröken p. 39,6 är den allmänna riktningen N 20°–22° V, vilken skär N 10°–12° V. Åldersförhållandet är i detta begränsade område klart: äldsta räfflor i N 10°–12° V → N 20°–22° V → N 30°–32° V, vilka är yngst.

Inom motsvarande område söder om älven är räffelriktningar och hållskulptur enhetliga med smärre variationer i N 40°–44° V.

Någon helt entydig bild ger inte dessa observationer. Ett återkommande förhållande är, att räfflor i N 10°–12° V överskärs av räfflor i N 30°–45° V eller också uppträder de senare riktningarna i sådana lägen, att de måste tolkas som yngre. Riktningarna N 18°–22° V utgör mellanled. Observationerna på lokal 25 antyder, att isrörelserna har varit starkt växlande troligen av helt lokala orsaker. De i allmänhet tunna räfflorna kan antyda, att rörelserna



Fig. 5. Lokal 26 Norrforsen. På den högra hällytan förekommer räfflor i N 30°–32° V. Kompassen ligger i denna riktning med remmen mot söder. På den skuggade hällytan t. v., nedanför facetten, går räfflorna i N 12°–14° V.

Loc. No. 26 Norrforsen. On the outcrop surface to the right there are striae oriented N 30°–32° W. The compass parallels this direction with the string towards the south. On the shadowed surface to the left, beneath the facette edge, the striae are oriented N 12°–14° W.

varit kortvariga. Utvecklingen syns ha varit, att en nordnordvästlig isrörelse, med vilken angränsande delar av både Umeälvsåsen och Vindelälvsåsen löper parallellt, vridit till nordvästlig riktning, parallell med själva dalstråket. Denna nordvästliga riktning är allmänt förekommande längre mot nordväst.

SAMMANFATTNING: En definitiv revision av Granlunds uppfattning av isrörelsernas kronologi i södra Västerbotten kräver en fullständig genomgång i fält av samtliga i dagböckerna anförda lokaler och därtill kompletterande undersökningar av stor omfattning med en mera fullständig hällanalys än vad som kunnat göras här. De gjorda observationerna leder dock till följande synpunkter.

a) Den äldsta riktningen i N 15°–20° V. Helt invändningsfria observationer saknas eller är osäkra, t. ex. lokalerna 19 Fårskäret och 21 Långrodden. I övriga fall, nämligen lokalerna 9 sydväst om Norrmjöle, 12 och 13 sydost om Hörnefors samt 14 Norrbyn, förekommer räfflorna på stötsidor, fläkytor eller läsidor på sådant sätt, att de med stor säkerhet kan sägas återge lokala plastiska vridningar betingade av hällarnas form (Johnsson 1956, s. 61 ff.; J. Lundqvist 1958, s. 19).

Inom området väster om Nordmalingsfjärden, särskilt i området Drivan-Rundvik-Aspeå (kbl 70 NV och 63 SV), är dock dagböckernas uppgifter enydiga beträffande denna äldre riktning. Den överensstämmer också väl med observationerna från området Saluån-Husum. Förekomsten av räfflor i denna riktning syns dock med ledning av detta material kunna begränsas främst till området väster och norr om Nordmalingsfjärden, samt till gränzonen mot Norrlandsterrängens kuperade övergångsregion.

b) Riktningen från N 10° O. Denna riktning, som är av särskilt intresse, har på flera angivna lokaler ej kunnat återfinnas. Iakttagelsen på lokal 9 (Bettnesand) visar klart, att de olika räffelriktningarna i det fallet betingas av plastiska vridningar över hällytorna. Denna lokal tillmäts stor principiell betydelse. Den intilliggande lokal 8 söder Bettnesand kan tolkas på samma sätt, men tolkningen är osäker. På flera andra lokaler, t. ex. 11 nordväst om Karthällan, 12 och 13 öster om Hörnefors, 14 Norrbyn m. fl. förekommer mycket ofta, snarast som en normal företeelse, plastiska stötsidesdeviationer till N 15° - 20° O. Möjligen kan dessa ha observerats som ett särskilt räffel-system (Johnsson 1956, s. 81).

Endast på lokal 20 Järnäs Sandö har en klart yngre ostlig riktning observerats. Dessa korta och skarpa, "styva" räfflor (Johnsson 1956, s. 47) kan vara helt tillfälliga och möjligen återge rörelsen inom östra flanken av en lokal kalvningebukt över djuprännan i den angränsande delen av Nordmalingsfjärden (Frödin 1916, s. 167; 1956 s. 37 ff.).

De ostliga räfflorna på lokal 2 Holmsund, som tämligen säkert är yngre än de dominerande nordliga, kan förklaras på liknande sätt, nämligen med en lokal mindre kalvningebukt över den relativt djupa rännan mellan Holmsundslandet och Obbola.

c) Yngsta riktningen i N 5° V är, som tidigare anförts, den allmännast förekommande räffelriktningen och den riktning som helt dominerar hällskulpturen inom en ca 10 km bred zon av kustslätten mellan Järnäslandet och området väster om Umeå. Den varierar mellan N-S och N 5° V i områdena kring Nordmalingsfjärden. Mindre, plastiska vridningar mot N 1° - 3° O förekommer ställvis.

d) I kustområdet norr om Mjölefjärden är räffelriktningen vanligen N-S med plastiska vridningar mot N 2° - 3° O. I Holmsundsområdet är räfflor-nas allmänna riktning densamma, men de ostliga riktningarna syns bli vanligare. Detta framgår klart av Jordartskartans bild och dagböckernas uppgifter. På Holmöarna är räffelriktningarna enligt dagboksuppgifterna vanligen N 15° - 20° O.

Längre mot norr och nordväst i gränzonen mot Norrlandsterrängens kuperade övergångsregion böjer räfflorna, som Granlund framhåller, allmänt av mot nordvästlig riktning. Inom regionen har de i allmänhet riktningen N 30° V, d. v. s. parallellt med regionens morfologiska huvudstråk. Ingenting

i denna undersökning visar dock deras relativa ålderställning. Observationerna i Umeälvsdalen ger dock en antydning om, att en äldre riktning N 10°–12° V förekommit inom åtminstone de östligaste delarna av regionen. De överskärande, allmänna riktningarna N 30°–40° V, är således inom detta begränsade område de yngsta.

SEDIMENTENS STRATIGRAFI

Lagerföljden är generellt olika utbildad och av olika mäktighet på kustslätten och i älvdalarna inom den kuperade övergångsregionen. Detta gäller speciellt de glacialt varviga sedimenten. Profilerna i fig. 6 och lagerföljdsbeskrivningarna nedan exemplifierar förhållandet.

Lagerföljderna inom älvdalarna omfattar helt eller delvis de led som beskrivits av Lidén (1913, s. 6 ff.) och Caldenius (1924, s. 7 ff.) från typlokalerna i respektive Ångermanälven och Indalsälven.

På kustslätten saknas i allmänhet de yngre av dessa led. De motsvaras av litorala sediment av växlande sammansättning.

I den följande beskrivningen tillämpas i princip Caldenius stratigrafiska schema med en förenklad terminologi enligt översikten i tabell 1, s. 24.

Caldenius' "Senglaciala fluviatila avlagringar" betecknas glacialfluviala sediment. De "proximala deltasedimenten" som bildar själva isälvsåsen betecknas isälvsgrus eller -sand. De "distala deltasedimentens" varviga lera och den tunnvarviga delen av "bottensedimenten" sammanfattas som glaciala varviga sediment. Beteckningen "glacial" anger sedimentens prägel av den cykliska glaciala årsregimen i vattenföring och materialtransport, vilken betingar den varviga utbildningen.

De icke varviga delarna av "bottensedimentet" betecknas fjärdsediment (Fromm 1965, s. 155), då denna term bättre beskriver miljön, i vilken sedimenten avsatts (jfr J. Lundqvist 1957, s. 17 ff.; 1958, s. 87). Caldenius' "postglaciala fluviatila avlagringar" med "proximala" resp. "distala deltasediment" sammanfattas här som älvdeltasediment (jfr Fromm 1965, s. 171). Dessa kan även vara glacialt varviga (Lidén 1913, s. 12).

Begreppen proximal, distal och ultradistal används här som faciesbeteckningar för de glaciala sedimenten och avser avståndet till iskanten i horisontell led (G. De Geer 1940, s. 43) för olika avsnitt av ett enskilt varv eller grupp av varv.

TABELL 1.
Stratigrafisk översikt
Stratigraphical survey

Enligt Caldenius (1924):
According to Caldenius (1924):

Här urskilda stratigrafiska enheter:
Stratigraphical units used in this investigation:

Proximalt deltasediment <i>Proximal deltaic sediments</i>	Grus och sand med mjäl- och lerränder <i>Gravel and sand w. layers of silt and clay</i>	Postglaciala fluviala avlagringar <i>Post-glacial fluvial accumulations</i>	Älvdeltasediment (Litorala sediment på kustslätten) <i>Deltaic sediments (Littoral sediments on the coastal plains)</i>
Distalt deltasediment <i>Distal deltaic sediments</i>	Sand och mjäla med lerränder <i>Sand and silt with layers of clay</i>		
Bottensediment <i>Bottom sediments</i>	Blå lera, oftast i saknad av varvighet <i>Blue clay, without varves</i>		Fjärdsediment, ovarviga, vanligen leror <i>Estuarine sediments, non-varved, usually clays</i>
Distalt deltasediment <i>Distal deltaic sediments</i>	Varvig lera <i>Clay with annual varves</i>	Senglaciala fluviala avlagringar <i>Late-glacial fluvial accumulations</i>	Glaciala varviga sediment: varvig mo, mjäla och lera <i>Sediments w. annual varves: varved fine sand, silt and clay</i>
Proximalt deltasediment <i>Proximal deltaic sediments</i>	Tunnvarvig lera <i>Clay with thin annual varves</i>		
Distalt deltasediment <i>Distal deltaic sediments</i>	Mjäla och sand med lerränder <i>Silt and sand with layers of clay</i>		Glacifluviala distala sediment <i>Proglacial lacustrine sediments</i>
Proximalt deltasediment <i>Proximal deltaic sediments</i>	Rullstenar, grus och sand (Rullstensåsen) <i>Cobbles, gravel and sand (The esker)</i>		Isälvsgrus, isälvssand <i>Esker gravel, esker sand</i>
			Glacifluviala proximala sediment <i>Ice-contact stratified drift</i>

Lagerföljden inom kustslätten

Vid *Öden*, 10 km norr om Husum (kbl 70 NV), har en borrkärna upptagits. Lokalen ligger på 26 m höjd inom rutplatålandets utlöpare, i korsningen av en norrsydlig och en ostvästlig sprickdal. Närmaste isälvsstråk är Gideälvsåsen 10 km mot väster. 7 km söderut i samma sprickdal ligger den tidigare nämnda, troligen isolerade isälvsavlagringen vid Utåskälen. Lagerföljd:

1 m kärrtorv;

1,9 m gråblå grovmo i 5–6 cm skikt med *graded bedding*. Litoralsediment;

2,6 m grå, svagt sulfidrandig lerig finmo i 1–3 cm skikt med 0,5–1 mm sulfidränder. I undre delen förekommer ett ca 16 cm mäktigt skikt av grå grovmo med enstaka fingeruskorn, underlagrat av 26 cm grå, lerig mjåla utan sulfidinslag. Sedimenten tolkas som litoralsediment. Skarp, erosionsartad kontakt mot

0,9 m grå-gråblå glacial lera och mjåla med rödbruna lerskikt. Översta 40 cm är mm-varvig och starkt sulfidfärgad, nedåt övergående i cm-varvig gråblå mjåla och mo.

Vid upptagningen förlorades 50 cm med 6–10 proximala varv. I översta delen saknas även ett antal varv.

Vid *Godmersta*, 2 km längre mot söder, upptogs en identisk lagerföljd med samma läge i terrängen. De varviga sedimenten är 76 cm mäktiga.

Lokal 4, *Ava* (kbl 70 NV), 100 m öster Europaväg 4, 5 km norr Saluåns utlopp, invid Björkholmshavsviken. Lokalen ligger på kustslätten nära fotten av Nordmalingsbranten, 8 km från Lögdeälvsåsen. Lagerföljden uppmätt i borrkärna.

Till 3,5 m ej taget i kärna: skiktade moiga, litorala sediment;

2,3 m grå skiktad lerig finmo–mo, oregelbundet sulfidstrimmig och -fläckig. I undre delen 5 cm skikt av mjällig lätt lera. Underst 3 cm brun, mycket hård oskiktad grovmo; litorala sediment. Skarp, erosionsartad kontakt mot

2,05 m grå-mörkblå glacial lera, mjåla och mo med lerskikt. Översta 35 cm är mm-varvig och starkt sulfidfärgad med blåsvarta lerskikt. Nedåt cm-varvig grå grovmo.

Vid upptagningen av kärnan förlorades 40 cm med 5 proximalvarv jämte bottenvarvet. Dessa kunde senare mätas i en dikesskärning 200 m norr om borrhöjden och konnekteras med den borrhöjden.

På lokal 5, *Bredvik* (kbl 63 SV), ca 7 km sydost Nordmaling, har upptagits en borrkärna med liknande lagerföljd. Lokalen ligger på kustslätten, 1,5 m över havet intill Fickjärden på ett plant fält mellan norrsydliga *crag and tail*-ryggar. Lokalen ligger 15 km från närmaste isälvsavlagring och 4–5 km från Lögdeälvs- eller Öreälvsåsarnas tänkbara fortsättning mot söder. Lagerföljd:

2 m växellagrande grovsand och mellansand med moskikt; nederst 5 cm grå, hård grovmo. Litoralsediment;

0,55 m grå-gråblå oregelbundet sulfidskiktad mellanlera med 5–25 mm grå lerskikt skilda av 3–10 mm blåsvarta sulfidfärgade lerskikt, nedåt övergående i 2 dm mäktig grå homogen styv lera med endast glesa sulfidfläckar. Lerorna tolkas som fjärdsediment.

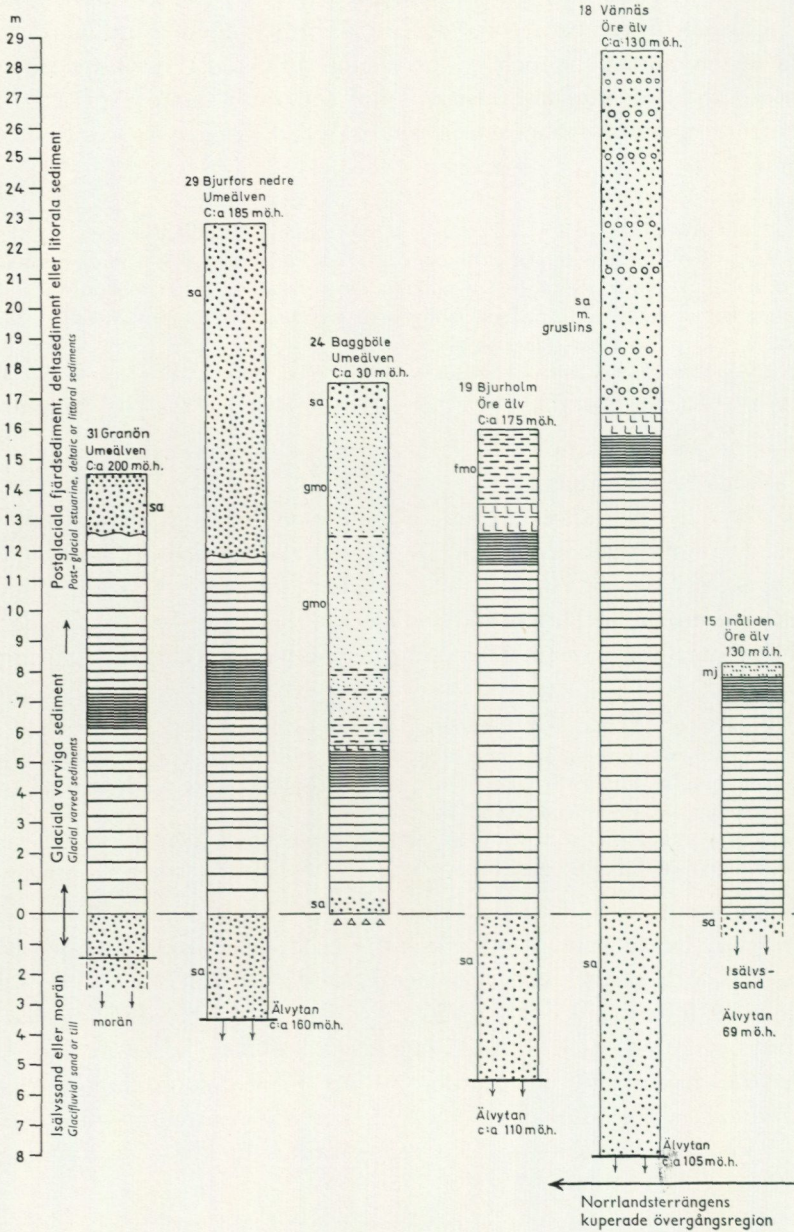
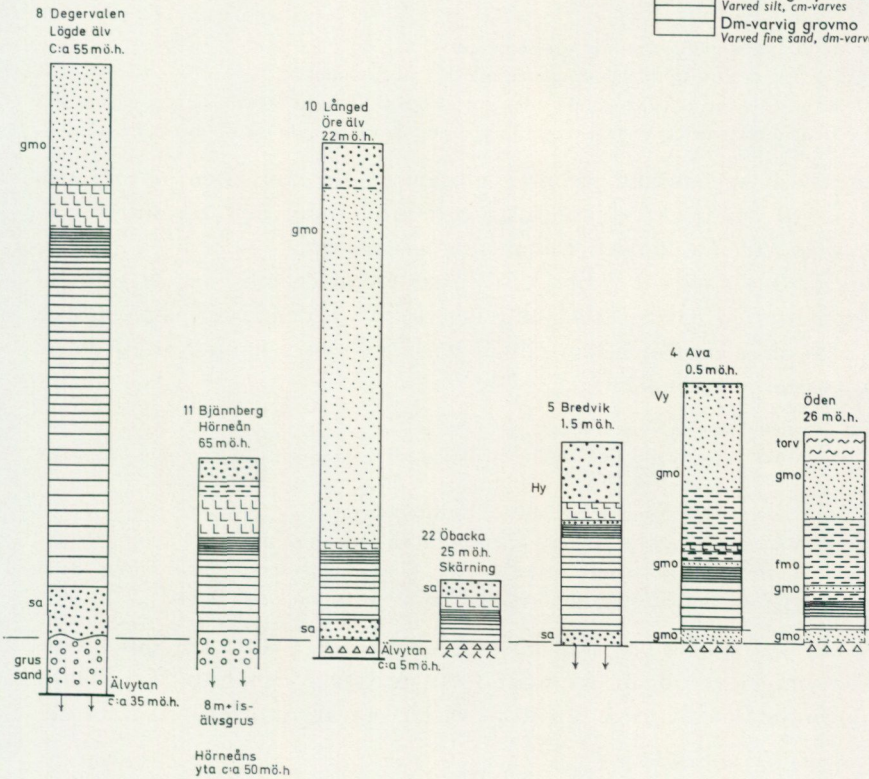
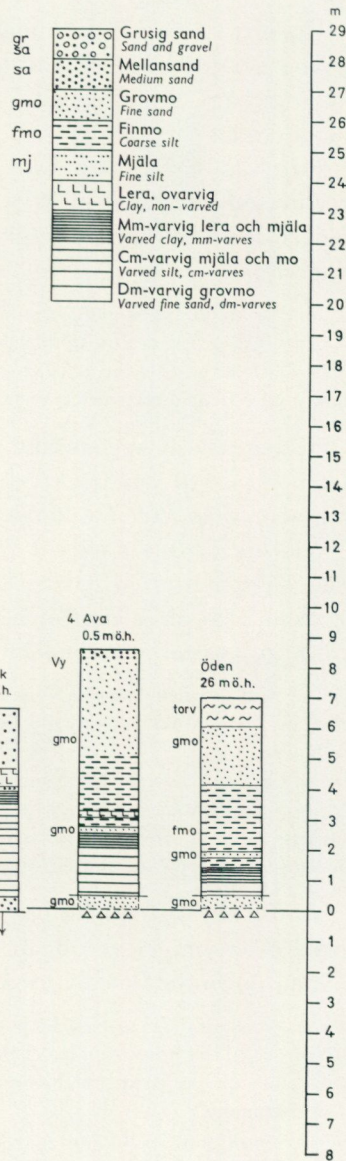


Fig. 6.

LAGERFÖLJDERNA PÅ KUSTSLÄTTEN OCH INOM ÄLVDALARNA I SÖDRA VÄSTERBOTTEN

Stratigraphic sections on the coastal plain
and in the river valleys of the southern
part of Västerbotten

Rolf Bergström 1968



The undulating transitional
region of the Norrland
terrain

Kustslätten The coastal plain

Underst 1 cm grå, hård grovmo med skarp kontakt mot 3,45 m grå-gråblå varvig mjåla och mo med rödbruna lerskikt. Översta 55 cm mm-varvig mjåla, blåsvart-blå. Nedåt blå, cm-varvig grovmo.

Underst i kärnan 10 cm mellansand. Under upptagningen förlorades 40 cm, huvudsakligen bestående av mellansand och som troligen utgör en del av ett mäktigt varv, sannolikt dock ej bottenvarvet. Borren kunde ej drivas genom detta skikt.

Profil 22 Ö b a c k a (kbl 63 NO), är uppmätt i en schaktning inom universitetsområdet 600 m öster triangelpunkten 42,7, på den flacka norrsluttningen av en håll- och moränkulle. Vindelälvsåsen ligger ca 10 km mot sydväst. Lagerföljd:

0,6 m skiktad mo och mellansand. Litoralsediment;
 0,52 m grå-gråsvart glest sulfidstrimmig mellanlera. Fjärdsediment;
 0,98 m mörkgrå glacial lera och mjåla med grå lerskikt. Översta 50 cm är mm-varvig lera och mjåla, nedåt övergående i cm-varvig finmo med konkordanta skikt av mellansand.

Bottenvarv av mellansand på moig morän. Under kontakten är moränen inom ett 5–10 cm tjockt skikt grusig och grovsandig och ger intryck av att vara urspolad. Spolningen tolkas som glacifluvial.

Vid lokal 10 L å n g e d (kbl 63 SV) öster Öreälven 600 m norr Europaväg 4 uppmättes en nästan fullständig lagerföljd i nedersta terrassen. Isälvsstråkets läge är ej känt men kan tänkas gå längs västra kanten av älvdalen, ca 1 km väster om lokalen.

1,5 m skiktad mellansand. Älvdeltasediment;
 11,7 m grå-gråblå skiktad mo och mjåla, nedåt gradvis ökande sulfidfärgning. Älvdeltasediment;
 0,3 m grå-gråviolett sulfidstrimmig mellanlera. Fjärdsediment;
 3,1 m grå-gråblå nedåt gråvit-gråbrun glacial mjåla och mo med rödbruna lerskikt. Överst 10 cm mm-varvig lera nedåt övergående i 40 cm mm-varvig mjåla. Undre delen är cm-varvig grovmo. Bottenvarvet utgöres av 0,8 m mellansand på morän.

Profil 11 B j ä n n b e r g (kbl 63 SO) i terrassen 1 km norr om Bjänneberg öster om Hörneån, är uppmätt i ett grustag i den hittills sydligaste kända delen av Umeälvsåsen, 30–40 m väster om avlagringens centrala del:

0,8 m mellansand. Litoralsediment;
 0,5 m oskiktad finmo-mjåla. Troligen älvdeltasediment;
 0,5–1 m grå oskiktad mellanlera, vars mäktighet ökar lateralt från isälvsavlagringen. Fjärdsediment;
 3,3 m mörkgrå, nedåt ljusare grå-gråbrun glacial mjåla och mo med rödbruna lerskikt. Överst 50 cm mm-varvig mjåla gradvis övergående i cm-varvig mo. Understa 1,8 m utgöres av dm-varvig grov grovmo och mellansand med ripples och talrika strukturer av *convolute bedding*-typ. Bottenvarvet utgöres av 20 cm grovmo med skarp kontakt mot grusig sand, som utgör översta delen av isälvsavlagringen.

Dessa lokaler kan anses representativa för lagerföljderna och för de glaciala sedimentens utbildning dels inom rutplåtområdet, dels också inom kust-

slätten, såväl från djupare sänkor som från sluttningar nära sedimentens utkilande och på olika avstånd från isälvsstråken.

Som visas av profilerna Ava, Öden och Bjännberg, jämte ytterligare några ej redovisade borrhningar utgörs större delen av lagerföljderna inom rutplåtåmrådet och kustslätten av litorala sediment, som diskordant överlagras de glaciala varviga sedimenten. I kontakten uppträder genomgående ett vanligen hårt moskikt. Fjärdsediment saknas ofta, liksom övre delen av de glaciala sedimenten. Kontakten mot de överlagrande sedimenten och särskilt mot det ofta iakttagna moskiktet är av tydlig erosiv karaktär. I Bredvik överlagras dock moskiktet av leriga fjärdsediment (jfr Fromm 1965, s. 158). På lokalen Långed, som ligger inom ett mera markerat älvdalstråk, utgörs däremot större delen av lagerföljden av älvdeltasediment, vilket förhållande beror på lokalens läge framför det framväxande älvdeltat. Profilen Öbacka slutligen visar lagerföljden och lagrens utbildning nära intill eller uppe på håll- och moränkullarnas sluttningar. De flesta skärningar inom kustslätten, som undersökts, förekommer i detta läge. Profilerna 3 Grundfjärden (kbl 70 NV), 6 Nordmaling (63 SV), 21 Gimonäs och 25 Gubböle (på kbl 63 NO) på planscher 1 och 3 är alla av denna typ. Lagerföljderna överensstämmer med dem som Granlund beskrivit från Stöcksjö och Nordmaling (1943, s. 91).

Den glaciala delen av lagerföljden är trots dessa skillnader likartat utbildad i följande avseenden:

- a) den ringa till måttliga mäktigheten, 0,7–3,3 m, som även kännetecknar lokaler på eller nära intill glacifluvialstråken.
- b) den ringa mäktigheten av bottenvarven och de proximala varven samt den uppåt jämnt avtagande mäktigheten;
- c) det ringa antalet mätbara varv med 130–150 varv i profilerna från de djupare sänkorna och 100–110 varv i profilerna från lokaler närmare sedimentens utkilande.

Lagerföljden inom äldalarna

Lokal 8 Degervalen (kbl 63 SV) ligger 10 km uppströms Lögdeälvens mynning i ett smalt och djupt avsnitt av dalgången. Lagerföljden är uppmätt i en nipskärning i en terrassrest nordväst gården Degervalen, norr om älven. Sedimenten underlagras av isälvsgrus, som troligen utgör övre delen av åsmanteln.

4 m grovmo med skikt av mellansand. Älvdeltasediment;

1,5 m blå-blågrå, finskiktad mellanlera uppdelad i dm-mäktiga bankar av 0,5–1 cm tjocka moskikt. Fjärdsediment;

13,5 m överst 0,8 m mm-varvig glacial lera och mjäla med rödbruna lerskikt, nedåt cm-varvig mjäla och mo. Proximalvarven strömskiktade med ripples. Bottenvarv av 2 m mellansand diskordant överlagrande
2 m+ grusig sand, som fortsätter under älvytan. Isälvsgrus.

Lokal 15 *Inålidén* (kbl 63 NV) 3 km öster Nyåker stn vid Öreälven visar lagerföljden i terrassen söder gården p. 139 med terrassytan på ca 130 m höjd:

0,5 m skiktad mjälig lättlera. Älvdeltasediment;
8,75 m+ överst 0,75 m glacial mm-varvig lera och mjäla med rödbruna lerskikt, nedåt övergående i cm-varvig mo med konkordanta skikt av mellansand och fingrusig sand, underst 1 m+ oskiktad mellansand, sannolikt bottenvarv.

Lokal 14 *Högbrännan* ligger 3 km öster föregående på 160 m höjd på motsatta dalsidan nära sedimentens utkilande mot moränen.

0,3 m gråbrun lättlera. Litoralsediment;
1,1 m överst 0,4 m glacial mm-varvig lera och mjäla med rödbruna lerskikt nedåt övergående i cm-varvig finmo. Bottenvarvet utgörs av 10 cm grovmo med sandskikt på morän.

Profilen 24 *Baggböle* är uppmätt i terrassen på Umeälvens norra sida, ca 2,5 km västnordväst Backens kyrka, belägen på Vindelälvsåsen, som här övertvåras Umeälvens dalgång (s. 11).

Lagerföljd:

1 m mellansand. Älvdeltasediment;
11 m grovmo med skikt av finmo och mjäla. Älvdeltasediment. Underst 1 m skiktad mjälig mo med diskordant, erosionsartad kontakt mot
0,2 m blågrå styv lera med tunna mo- och mjälskikt. Fjärdsediment, övergående i
5,3 m blågrå glacial mjäla och mo, översta 1,3 m mm-varvig, nedåt cm-varvig och dm-varvig mo med grå lerskikt. Bottenvarv av 0,5 m mellansand på morän.

Dessa lagerföljder är representativa för de nedersta delarna av älvdalarna i den östliga delen av den vågiga bergkullterrängen och kulliga terrängen inom Norrlandsterrängens övergångsregion. Profilerna *Inålidén* och *Baggböle* visar lagerföljden inom själva dalfåran vid sidan av isälvsstråket och profilen *Degervalen* den lagerföljd mitt i dalfåran, som direkt överlagrar själva isälvsstråket. Samma utbildning av de glaciala sedimenten som vid *Inålidén* och *Baggböle* visar profilerna 9 *Toböle* utefter *Lögdeälven* (kbl 63 SV), 12 *Hummelholm* i *Öreälvsdalen* (kbl 63 SV), 13 *Vibo* vid *Hörneån* och 28 *Ytterkolksele* vid *Umeälven* (kbl 63 NV). Profiler med samma läge som *Degervalen* är 27 *Vännäs* vid *Umeälven* och 26 *Ulriksdal* vid *Trinnån*. Profilen från *Högbrännan* visar lagerföljden nära utkilandet högt upp på dalsidan. Profiler från liknande lägen är 7 *Lögdenäsen* ((kbl 63 SV) och 16 *Hörnäs* (kbl 63 NV) vid *Öreälven* samt 25 *Gubböle* (kbl 63 NO) vid *Umeälven*.

Lagerföljden är enformigt utbildad och utgöres till stora delar av älvsediment. Fjärdsedimenten är vanligen tunt skiktade med mäktighet mellan 0,2–2,5 m. Kontakten mellan deltasedimenten och fjärdsedimenten är vanligen en erosionskontakt. Övre delen av fjärdsedimenten är borteroderad i växlande omfattning med en hiatus i lagerföljden som följd. Övergången nedåt till den glaciala delen av lagerföljden sker dock vanligen gradvis, genom att skikten övergår i mm-varv.

Den glaciala delen av lagerföljden skiljer sig från kustslättens glaciala lagerföljd i följande avseenden:

- a) en större total mäktighet: 5–14,4 m;
- b) en större mäktighet av den proximala delen av lagerföljden, med ett större antal varv mäktigare än 1 dm, vanligen av grovmo;
- c) större antal mätbara varv, även i profiler nära sedimentens utkilande, vanligast 130–180 varv, i enstaka fall över 200 varv med stigande antal varv inåt dalgångarna.

Längre upp i älvdalarna, där dalbottnarna ligger högre, dalgångarna blir smalare och där bergkullarna når upp över HK, är de glaciala sedimenten mäktigare utbildade och upptar större delen av lagerföljden. Förhållandet exemplifieras av följande lagerföljder:

Profil 18 V ä n n ä s (kbl 63 NV) 6,5 km söder Bjurholm i Öreälvens dalgång är uppmätt i en nipa på västra dalsidan, ca 1 km nordväst Balåns inflöde i Öreälven:

12 m skiktad mellansand med linser och bankar av fingrus. Älvdeltasediment. Nedåt skarp erosionskontakt mot

0,8 m gråblå–mörkblå oskiktad moig mellanlera, uppdelad i dm-tjocka bankar av 0,5–1 cm tjocka mo- och mjälaskikt. Fjärdsediment. Hastig övergång till

16,1 m grå–gråbrun glacial mjäla och mo med grå lerskikt. Överst 1 m mm-cm-varvig mjäla och finmo, därunder cm–dm-varvig mo med nedåt ökande inslag av mellansand. Strömskiktning med ripples vanlig i undre delarna;

8 m+ strömskiktad mellansand ned till älvytan, sannolikt bottenvarv.

Profilen 19 B j u r h o l m är mätt i vägsränningarna vid tillfarten till nybron, ca 200 m norr kyrkan (kbl 63 NV):

2,5 m skiktad finmo. Älvdeltasediment. Skarp övergång till

1 m mjälig–moig lättlera, tydligt finskiktad. Hastig övergång till

12,5 m glacial mjäla och mo med lerskikt. Överst 0,8 m mm-varvig mjäla, nedåt övergående till cm-varvig mo, understa 13 m utgöres av dm-varvig grovmo;

5,5 m+ skiktad mellansand, sannolikt bottenvarvet. Underlaget ej nått.

Profilen 29 B j u r f o r s n e d r e, i Umeälvsdalen sydväst Kvarntorp (kbl 56 NV), är mätt i en nipa 350 m ostnordost kraftverksdammen på norra sidan älven, på isälvsstråkets västra flank (s. 11):

11 m mellansand med 2–5 m mäktiga linsformiga bäddar av grovsand med vågig diskordans;

3,7 m glacial grovmo med rödbruna lerskikt. Överst dm-varvig grovmo nedåt övergå-

ende till cm-varvig mo. Mitt i lagret en konform, 20 cm mäktig bank av mjåla med lerskikt, som bildar mycket tunna varv;

8,5 m glacial mjåla och mo med rödbruna lerskikt. Överst ca 1,4 m mm-varvig mjåla, nedåt övergående i cm- och dm-varvig grovmo och underst mellansand;

3,5 m+ strömskiktad mellansand ned till älvytan, sannolikt bottenvarv. Ca 100 m längre mot norr är mäktigheten 5–6 m ned till älvytan.

Profil 31 Granön i Umeälvsdalen (kbl 56 SV) är uppmätt i ett motag 1,2 km sydost kapellet i den översta terrassen på norra dalsidan, ca 1 km vid sidan av isälvsstråket:

2 m skiktad mellansand. Älvdeltasediment;

5,3 m glacial grovmo med rödbruna lerskikt. Varven starkt deformerade av ripplesbildning. Överst dm-varvig grovmo, nedåt gradvis övergående i cm-varvig mo med varven starkt deformerade av ripples. Gradvis övergång till

7,3 m glacial mjåla, finmo och grovmo med rödbruna lerskikt. Överst 1 m mm-varvig mjåla, nedåt övergående i finmo. Understa 6,3 m är cm-varvig finmo–grovmo med varven helt plana och ostörda;

2,5 m skiktad mellansand. Bottenvarv. Underlaget har ej iakttagits i skärningen men morän går i dagen nedanför terrassfoten omedelbart intill motaget.

Lagerföljden på övriga i varvdiagrammen redovisade lokaler inom Öreälven och Umeälven jämte andra närmare undersökta lokaler har samma utbildning och ungefär samma mäktigheter i de olika delarna. De allmänna dragen i de glaciala sedimentens uppbyggnad är följande:

- a) Mäktigheten, mellan 12,5 och 21,5 m, är avsevärt större än i tidigare beskrivna profiler. Nipskärningarna har i allmänhet mäktigheter > 15 m. Mindre mäktighet har påträffats i ravinsidor, motag eller vägskärningar något högre upp på dalsidan. Någon fullständig lagerföljd med mindre mäktighet än 12 m har ej iakttagits.
- b) Det mest framträdande draget är bottenvarvens stora mäktighet. I flera fall har underlaget dock ej nåtts. Det är då osäkert, om det understa synliga varvet verkligen är bottenvarvet, trots att minsta iakttagna mäktighet på ett antaget bottenvarv är 2,5 m. I vissa fall tycks själva åskärnan konstitueras av bottenvarvet; någon avgränsning av detta blir i dessa fall svår att iakttä. Bottenvarvet utgörs vanligast av strömskiktad mellansand–grovsand i skikt med *graded bedding*, ibland av grov grovmo i laminär skiktning. På de flesta lokalerna växlar mäktigheten mellan 5–8 m. Övergången från dm- till cm-varvighet sker efter ca 20–30 varv, i likhet med föregående grupp tämligen hastigt, inom 3–4 varv, medan övergången från cm-varvighet till mm-varvighet sker gradvis.
- c) Antalet varv är i dessa profiler avsevärt större än i föregående grupper. De längsta profilerna har erhållits i Umeälvens dalgång, där hela profilen 29 Bjurfors nedre omfattar 425 varv, 30 Ottonträsk och 31 Granön 322 resp. 300 varv. På andra, i uppsatsen ej redovisade lokaler, har 250–275 varv kunnat mätas. På samtliga lokaler är älvdeltasedimenten varviga.

De överlagras diskordant av ytbäddsediment. Detta förhållande visar, att älven haft en vattenföring dominerad av glacial regim under lång tid. Antalet varv, som saknas, är svårt att bedöma. Vid Bjurfors nedre saknas möjligen ett par tiotal varv, vid övriga lokaler uppskattningsvis minst 100–150 varv.

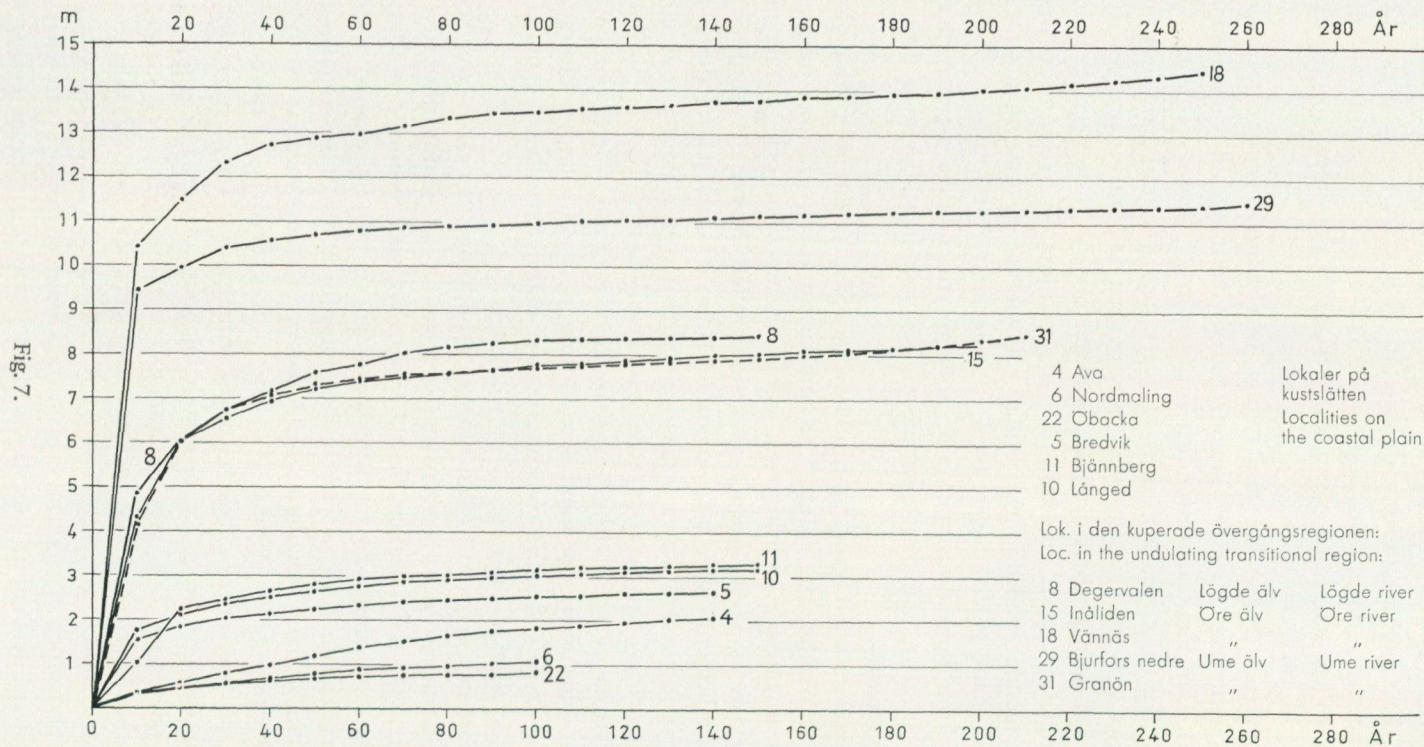
I Öreälvens dalgång har den tydligt varvbildande sedimentationen tvärt avbrutits efter varvet +140 genom isälvsavlänkning till Umeälvsdalen (se fig. 10 b). Den längsta fullständiga profilen är 17 Aggnäs 10 km söder om Bjurholm (kbl 63 Umeå NV) med 321 varv. I profilerna längre mot nordväst blir antalet varv av naturliga skäl mindre med 262 varv i profilen 20 Högländ, 10 km norr om Bjurfors (kbl 56 Degerfors SV). I de överlagrande fjärd-sedimenten kan mätas ytterligare ca 20 varvliknande skikt, vilket visar, att den återstående avbördningen, bildad i huvudsak av den nuvarande älvens källflöden, hade glacial regim ännu ett antal år.

De urskilda lagerföljdstyperna är, som antytts, möjliga att avgränsa regionalt till områden, som helt eller nästan helt sammanfaller med de morfologiska regionerna.

De regionala särdragen framträder tydligt på diagrammet över de kumulativa varvmäktigheterna i fig. 7. Kumulativkurvorna grundas på remsorna från mätningarna i skärningarna och i laboratoriet och återger mäktighetstillväxten av lagerföljden i 10-årsintervaller. Materialet är dock ej enhetligt, då bottenvarvets hela mäktighet inte är känd på lokalerna 15, 18 och 29, samt kustprofilen 5 i diagrammet. Kurvorna återger mäktigheterna med den del av bottenvarvet som kunnat iakttas. Skillnaden mellan kustslättskurvorna och äldalskurvorna skulle vara ännu större, om bottenvarvens hela mäktighet vore känd. Uteslutning av dessa slumpvis blottade delar av bottenvarven i äldalskurvorna minskar mäktighetstillväxten under första 10-årsintervallet till hälften.

Kustslättens kurvor visar den tunnare utbildningen av de varviga sedimenten. Kurvorna 4, 6 och 22 visar den långsamma och jämna tillväxten på lokaler långt från isälvsstråken. Kurva 10 Långed, visar genom den relativt hastigare ökningen under första 10-årsperioden en viss likhet med äldalsprofilerna, vilket kan bero på läget i den djuprännan, som Öreälvsdalen bildat i kustslätten. Samma förhållande gäller kurva 11 från Umeälvsåsen vid Bjännberg. Likheten mellan denna och kurva 5 från Bredvik är till en viss grad skenbar, då den senare skulle ha uppskattningsvis 1–1,5 m större mäktighet under de första 10 åren. För de distalt liggande lokalerna avsattes 50–60 % av mäktigheten på 20 år med undantag för Ava med 40 år. På övriga lokaler inom undersökningsområdet, belägna antingen nära isälvsstråk eller i mera markerade dalfåror, avsattes 70–90 % av mäktigheten under de första 20 åren.

Lagerföljdstypen kan alltså sägas vara karakteristisk och tämligen strängt begränsad till den jämna kustslätten. Den liknar lagerföljder beskrivna från



områden av samma morfologiska typ, t. ex. kustområdet i södra Hälsingland och Gästrikland (G. De Geer 1940, s. 155; Järnefors 1963, s. 27).

HK inom regionen ligger högre än 270 m (Granlund 1943, s. 75 och fig. 79). Extrapoleras Hörnstens (1964, fig. 1) HK-värden från Ångermanland, kan man anta vattendjup av 280–290 m. Isrecessionen frilade området på ca 90 år, under vilken tid vattendjupet genom landhöjningen minskade ca 10 m (Hörnsten 1964, s. 191). Vattendjupet har således varit minst 230–250 m. Det stora vattendjupet i förhållande till sjöbottens flacka relief syns ha varit den för lagerföljdens utbildning bestämmande faktorn. Det finkorniga isälvs-materialet antas allmänt ha transporterats i suspension utanför älvmyningen. Avsaknaden av större morfologiska hinder har tillåtit suspensionen att spridas jämförelsevis likformigt i lateral och distal riktning. Som framhållits, kan dock en viss inverkan av eventuella djuprännor spåras (G. de Geer 1940, s. 74–77, fig. 14 och Pl. 56; Järnefors 1956, s. 306).

Kurvorna för profilerna i älvdalarna återger den större totala mäktigheten och det större antalet varv. Skillnaden mellan lokalerna i yttre och inre delarna av älvdalarna, d. v. s. fornfjärdarna, ligger främst i antalet utbildade varv. Detta framgår i någon mån av diagrammet, där kurvorna 8 och 15 redovisar hela antalet mätbara varv, men där 18, 29 och 31 skulle kunna förlängas ytterligare ca 100 varv med kraftigt ökande kumulativ mäktighet motsvarande ökningen uppåt av varvmäktigheterna i älvdeltasedimenten. Kurvorna i diagrammet har avslutats i övre delen av de tunnvarvigaste partierna i övergången till älvdeltasedimenten. De lagerföljder, som representeras av kurvorna 8 och 15, kännetecknas av att varven successivt tunnare ut och övergår i ovarvig, skiktad, bankad eller homogen mellanlera. Denna lagerföljdstyp förekommer till 50–60 km innanför nuvarande kusten, ungefär till de yttersta öarna i den finiglaciala Ancylussjön (kartan fig. 11). HK:s höjd är inom denna zon 270–280 m (Granlund 1943, fig. 79), vilket ger ett vattendjup över dalbotten (sid. 8) på 200–250 m. Den mäktigare lagerföljdstypen förekommer längre in i dalgångarna, där vattendjupet över de innersta lokalerna var ca 70 m i Umeälvens dalgång och 100 m i Öreälvens dalgång. Dalstråket bildar där en smal fornfjärd med en markerad djupfåra, i vilken det suspenderade materialet kanaliseras (Lidén 1913, s. 9). De 20–30 understa varven utgör 80–90 % av totalmäktigheten av de glaciala varviga sedimenten på de undersökta lokalerna. Sedimentstrukturerna inom denna del av lagerföljden visar också, att materialet till största delen gått som botten-transport. Det nedan närmare diskuterade onormalt mäktigare skiktet av mel-lansand, som bildar varvet -189 i profilerna Hummelholm och Inålden nära botten av dalgången, har ingen motsvarighet i den högre belägna profilen Högbrännan och utgörs i den likaledes högt belägna profilen Hörnäs av ett grovsandskikt, som möjligen kan tolkas som ett residualsikt. Även denna iakttagelse antyder, att de betydande materialmängder, som bildar detta varv,

transporterats och avsatts inom själva djuprännan. Skillnaden i antalet varv, mäktighetstillväxten och totala mäktigheten av de glaciala varviga sedimenten tycks således i första hand bero på olikheterna i sedimentationsområdenas morfologi. Två huvudtyper kan därmed urskiljas, nämligen dels en kustslätts-typ, dels en älvdalstyp, vilka representerar två olika sedimentfacies i Ancylus-sjön.

Den uppåt tilltagande ökning av varvmäktigheterna, som beskrivits i lagerföljdsavsnittet, beror på älvdeltats förskjutning nedåt älv dalen (Lidén 1913, s. 12), sedan isälvens mynning passerat HK. I Umeälven har denna utveckling fortgått en längre tid. Terrasserna utefter Umeälven från HK och åtminstone ned till Kvarntorp–Holmön är med undantag av de översta 2–4 meterrarna uppbyggd av glacialt varviga älvdeltasediment. Terrasserna nedströms Holmön tycks dock till större delen uppbyggas av ovarviga, strömskiktade älvdeltasediment av växlande sammansättning. De distinkt varviga sedimenten är avsatta, då vattenföring och sedimenttillförsel präglades av en glacial regim, de senare sedimenten under en "postglacial" regim mera lik den nutida, oreglerade vattenföringen (Lidén 1911, s. 273; Caldenius 1924, s. 12; jfr även Fromm 1944, s. 510).

I Öreälvs dalen har dessa glacialt varviga älvdeltasediment kunnat utbildas endast till deltat i älv dalen norr om Örträsket. Detta upphörde att utbyggas vid isälvens utsinande (jfr Hörnsten 1964, s. 190 och 195). Mellan Örträsket och Bjurholm saknas älvdeltasediment. De varviga sedimenten överlagras där dels av tunna, ofta leriga ovarviga fjärdsediment, dels också av vanligen moigamellansandiga litoralsediment. Först söder om Bjurholm uppträder åter älvdeltasediment av större mäktighet, bestående av ovarvig strömskiktad mo och sand.

Den stratigrafiska gränsen i de fullständiga lagerföljderna mellan de glaciala varviga sedimenten och de likartat varviga älvdeltasedimenten är konkordant och ligger i detta fallet i det tunnvarvigaste avsnittet. I övriga lagerföljder ligger den där varvigheten upphör och sedimentet, vanligtvis en mellanlera, blir homogent eller endast visar skiktning. Mycket ofta, särskilt i nedre delarna av älv dalarna och även på kustslätten, är gränsen mellan de glaciala varviga sedimenten och de skiktade älvdeltasedimenten en diskordant erosionskontakt.

De morfologiska huvuddragens inflytande på sedimenttransporten i sjön utanför iskanten, som antytts ovan, belyses även av varvmäktighetsvariationerna i profilerna Hundsjön och Flärke inom rutplåtområdet. Proximaldelarna är mm-varviga, eftersom den närmaste kända isälvens mynning låg dels 8 km längre mot söder (sid. 10), dels också på ca 50–60 m lägre nivå i den sänka, som nu intas av Gissjön. Efter ca 30 varv vid –265 – –263 (se pl. 1) ökar mäktigheten i profilen Hundsjön hastigt till 10–15 mm. Denna ökning registreras även i Flärke, fastän svagare. Från –225 ökar emellertid varv-

mäktigheterna på liknande sätt även i denna profil. Ström hastigheten och materialtillförseln har varit sådan, att ripples utbildats. Båda lokalerna är belägna i östra delarna av tidigare beskrivna (s. 9) ostsydostliga sprickdalar, i vars västra delar Gideälvsåsen lokaliserats norr Gissjön. Landiskanten syns under recessionen haft ungefär nordostlig riktning, d. v. s. diagonalt över spricksystemen. Dalarna frilades successivt från söder, varvid det suspenderade, finkorniga isälvs materialet kanaliseras genom dessa markerade och av isälvsavlagringar ej uppfyllda stråk. Den successiva friläggningen av dalstråken registreras därvid genom ökningen av varvmäktigheterna på respektive lokaler. Detta förhållande ger möjlighet att konstruera ett par israndlägen vid den proximala änden av resp. sprickdalar.

Varvtyper

I alla undersökta lagerföljder är varvigheten i det glaciala ledet väl utbildad med diatakta varv (Sauramo 1923, s. 97) av den uppbyggnad som beskrivits av Lidén (1913, s. 8). Varvens ungefärliga kornstorlekssammansättning i de olika delarna av lagerföljden framgår av de stratigrafiska beskrivningarna.

Nästan alla undersökta skärningar har legat över grundvattenytan och sedimenten är oxiderade. Inom älvdalarna är de moiga, dm-varviga delarna rostbruna–gulbruna, de mjäliga cm- och mm-varviga delarna gråvita–grå och den mm-varviga leran grå. De icke varviga fjärdsedimenten är i allmänhet mörkgrå–mörkt gråblå. Inom kustslätten är i allmänhet hela lagerföljden grå–mörkgrå med rostbruna moskikt. Under grundvattenytan är sedimenten allmänt mörkt blågrå–blåsvarta.

Som framgår av de stratigrafiska beskrivningarna är vinterdelens lerskikt vanligen grått. På kustslätten, i Öreälvsdalen söder om Aggnäs (kbl 63 NV), i Hörneåns dalgång samt inom Umeälvsåsens sedimentationsområde söder vattendelaren till Hörneån är lerskiktet karakteristiskt rödbrunt. Företeelsen kan ej förklaras. Någon regional skillnad i utgångsmaterialets petrografiska sammansättning, betingad av olika berggrund (Granlund 1928, s. 10) syns ej föreligga.

I fråga om detaljutbildningen av varven föreligger vissa skillnader i olika delar av lagerföljderna. I de undre delarnas mäktigare varv är lerskiktet tjockare än längre upp i lagerföljden. Det är oftast uppdelat i 2 eller 3 skikt skilda av mm-tjocka mjäla- eller moskikt, ibland mellansandskikt (jfr Borell och Offerberg 1955, s. 8). Någon förklaring till detta kan ej ges. Denna utbildning av vinterskiktet innebär dock ej någon svårighet att avgränsa varven. I de understa varven uppträder mycket ofta strömripples, så att den varviga lagerföljdens normalt parallella, nästan horisontella struktur över-

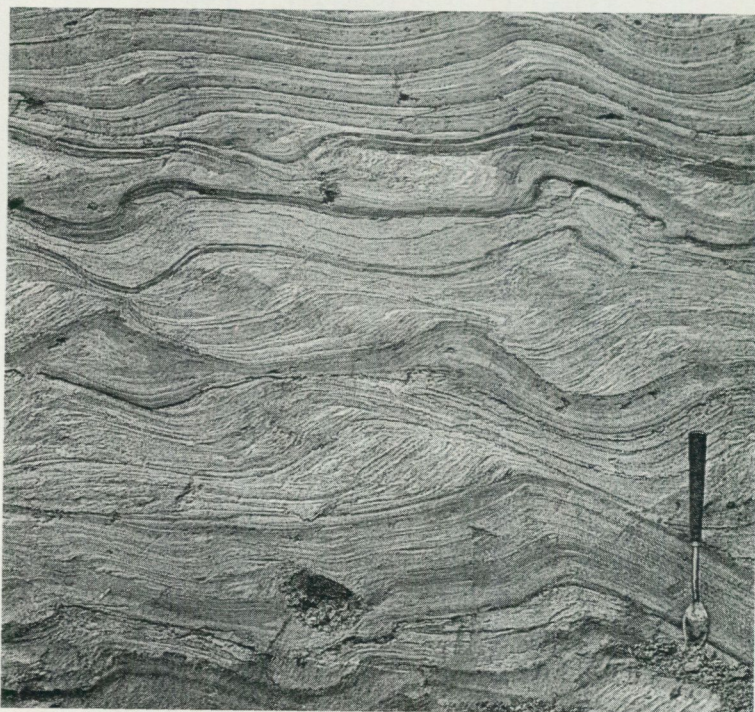


Fig. 8. Grovmoiga – mellansandiga proximalvarv med ripples som bildar strukturer av typ *incline rolling bedding*. Verktuget är 20 cm. Lokal 11 Bjännberg.
Proximal varves of fine-medium sand with ripple-marks forming a rolling incline bedding.
The tool is 20 cms. Loc. No. 11 Bjännberg.

går i strukturer av typerna från "rolling strata", "unilateral rolling strata" till "rolling incline-bedding" (Pettijohn 1948, fig. 38); fig. 8. Dessa strukturer visar, att sedimenten är bottentransporterade. Ripples är emellertid ibland även utbildade i cm-varviga delar av lagerföljden i finmoigt-grovmjäligt material, vars normala finskiktade struktur antyder avsättning ur suspenderat material. Vanligen utgår dessa ripples från en ensam ripple och utbildas i överlagrande varv successivt nedströms (fig. 9). Dessa oregelbundenheter i avsättningen av varven vållar svårigheter vid mätningen, då de förvanskar varvmäktigheterna.

I de mikrovarviga delarna är varvgränserna ofta mycket diffusa med en karakteristisk fransig gräns mot överlagrande varv. Varven blir mycket ottydliga och kan vanligen ej mätas, ibland ej ens räknas. I varvgränserna, eller där dessa skulle ligga, uppträder 0,5–1 mm linsformiga aggregat av mjåla och finmo. De tolkas av Hörnsten (1964, s. 203) som maskspår. Bioturbation av detta slag försvårar i hög grad mätningen av de mikrovarviga partierna.

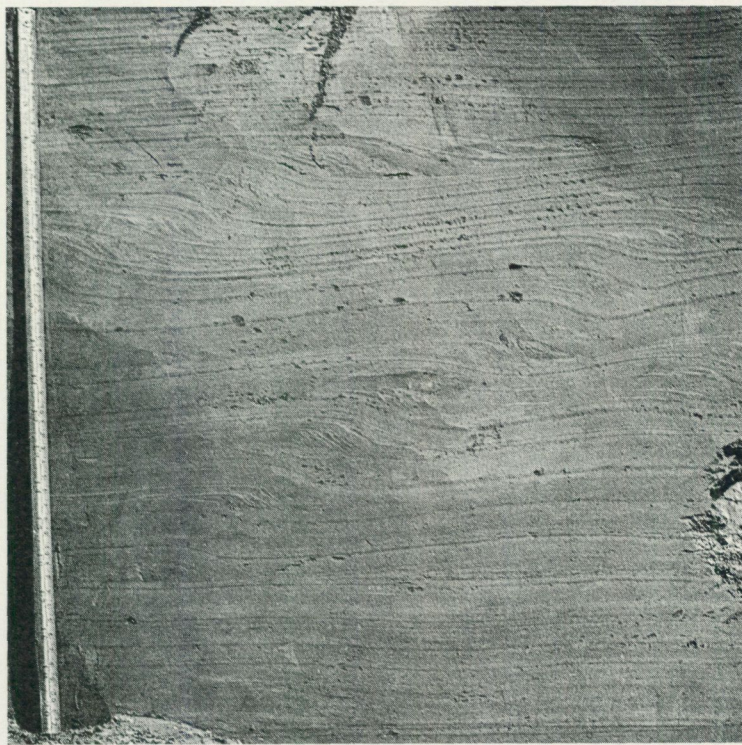


Fig. 9. Ripples i finmoiga cm-varv. Måttbandet är 52 cm. Lokal 29 Bjurfors nedre.
Ripple-marks in proximal varves of coarse silt. The tape is 52 cms. Loc. No. 29 Bjurfors nedre.

Inom den moiga sommardelen förekommer i vissa varv ett tunt skikt av mjåla, som mycket liknar ett vinterskikt (Borell och Offerberg 1955, s. 8). Dessa skikt kan följas över stora avstånd och beror således på variationer i isälvens vattenföring och materialtransport. Varv med sådana strukturer är goda ledhorisonter vid konnektering av partier, där mäktigheterna är förvanskade av olika orsaker.

På kustslätten är i allmänhet vinterskiktets lerrand tjockare än inom älvdalarna, vilket ger varven, särskilt i ultradistaldelen, ett symmikt utseende (Sauramo 1923, s. 98). För att få en uppfattning om salthaltsförhållandena har en orienterande undersökning av diatoméerna i profilen Öbacka företagits. Proverna togs i den mm-varviga delen mellan åren -150 och -160. Floran omfattar ett 20-tal arter, av vilka *Melosira islandica* och *M. islandica* var. *helvetica* helt dominerar, vilket indikerar sötvattensförhållanden. Av övriga arter, vanligen bäckformer och former som trivs i surt vatten, förekommer endast enstaka exemplar.

METODER

De lagerföljder och profiler, som ligger till grund för varvmäktighetsdiagrammen, har uppmätts i grundschaktningar, dikesgrävningar, vägskärningar, nipor i å- och älvdalarna samt i borrhämnor. Sammanlagt har ca 150 lokaler undersökts och uppmätts. 8 borrhämnor har tagits upp med Kvartärgeologiska institutionens i Uppsala foliekärnborrh (Kjellman m. fl 1950) i de delar av undersökningsområdet, där skärningar i de varviga sedimenten saknats och där avståndet mellan lokalerna blivit för stort för att möjliggöra säkra konnektioner. Av detta material redovisas här 30 profiler med säkert belagda bottenvarv. Därtill kommer 2 borrhämnor, varav 1 med bottenvarv.

Uppmätningen av varven i skärningarna har skett enligt vanliga metoder (G. De Geer 1932, s. 62; 1940, s. 19 ff.; Antevs 1922, s. 1 ff.) och i borrhämnorna med den något modifierade metodik, som beskrivs av Järnefors (1956, s. 302; 1963, s. 10) och Hörnsten (1964, s. 192), med direkt avritning på pappersremsa. På remsan antecknades och avritades strukturer i de enskilda varven, mo- och sandskikt, ripples, speciella detaljer i vinterdelens lerskikt och liknande företeelser, som kan vara till hjälp vid konnektion av profiler, där i vissa avsnitt de relativa mäktighetsvariationerna är olika (Sauramo 1923, s. 15; G. De Geer 1940, s. 12). På varje lokal har med få undantag flera mätningar gjorts, särskilt av avsnitt där varven är störda av ripples, olika former av *load casts*, *convolute structures* och *slump structures* (Potter & Pettijohn 1963, s. 145 ff.), glidningar och förkastningar. Deformationer av detta slag är vanligt förekommande och normala företeelser, särskilt i de understa varven (jfr Borell och Offerberg 1955, s. 7).

Särskilt arbete har lagts ner på kontroll av att understa observerade eller åtkomliga lerskikt tillhör bottenvarvet. Lagerföljder, som direkt överlagrar isälvsgrus, saknar ibland upp till tiotals proximalvarv p. g. a. skred eller erosion av isälven. Detta förhållande framgår i regel av att den beräknade recessionshastigheten till eller från lokalen i fråga är onormal i förhållande till recessionen mellan andra lokaler i motsvarande lägen. På de redovisade lokalerna har särskilda försök gjorts att nå underlaget, i ett par fall med hjälp av grävmaskin. Där underlaget ej nåtts, kan man endast med ledning av texturen och strukturen i det understa varvet eller läget i förhållande till närmaste blottning av underlaget bedöma sannolikheten för att det understa observerade varvet är bottenvarv. I vissa fall torde 1 eller 2 varv kunna saknas, utan att detta kan påvisas t. ex. genom onormala värden på recessionshastigheten.

Vid borring är osäkerheten i fråga om bottenvarvet särskilt stor. Det är ofta inte möjligt att säkert avgöra, om borren nått underlaget, då särskilt de mjåliga och moiga proximalvarven är svåra att tränga igenom, även om bormaterielen pressas till det yttersta. Man kan i de flesta fall konstatera

och mäta en viss förlust av nedersta delen av kärnan. Den vanligen vattenmättade mjälan och mon rinner ofta lätt ur tagdon och rör. Vanligen förlorades 15–25 cm, i ett fall 120 cm, vilket i kustslättens tunnvarviga sediment kan betyda tiotals varv (jfr Järnefors 1963, s. 9). Profiler från borrhävar har använts enbart för att underlätta eller stödja konnektionerna och har med de två nämnda undantagen ej medtagits i diagrammen. I profil 4 Ava, där 60 cm av kärnan förlorades, har, utöver de nedersta varven i kärnan, 5 proximalvarv och bottenvarv erhållits i en dikesgrävning 200 m från borrhävarpunkten.

De mikrovarviga delarna av lagerföljderna har insamlats i zinklådor och mätts i kvarteret eller laboratoriet. Mätningen har skett på pappersremsa, vanligast under stereomikroskop eller stereolupp med 2,4–5 ggr förstoring (jfr G. De Geer 1940, s. 91). Avsnitt med otydliga varvgränser har mätts på flera prover från samma horisont, tagna i olika delar av skärningen under samtidig jämförelse varv för varv. På samma sätt har mycket tunnvarviga eller otydligt varviga, likåldriga avsnitt från olika lokaler jämförts direkt under mikroskopet och mätts. Utbildningen av enskilda varv eller varvgrupper kan då följas dels lokalt, dels också över längre sträckor. Detaljer i varvstrukturerna kan, så som tidigare beskrivits, stöda eller motsäga konnekteringar, som skett på grundval av enbart varvmäktigheten.

Profilerna har ritats på vanligt sätt (G. De Geer 1932, s. 65) på 0,5 cm-rutat papper, i regel en profil för varje delmätning. I vissa fall har uppritningen skett redan i fält med preliminär konnektering med närliggande lokaler (Järnefors 1963, s. 12; Hörnsten 1964, s. 192). Därefter har delprofilerna sammanställts till en slutgiltig profil, vilken använts vid konnekteringarna. Profilererna har därefter överförts till de diagram som återfinns på planscherna.

KOMMENTAR TILL VARVDIAGRAMMEN

De enstaka varvmäktighetsprofilerna inom samma sedimentationsområde låter sig tämligen lätt konnektera till sviter. Sedimentationsområdenas omfattning bestäms av, dels den allmänna morfologin, främst dalgångarnas sträckning, dels också isälvsstråkens lokalisering. Då isälvsstråken är lokaliserade till dalgångarna, kan profilerna från en dalgång i regel sammanföras till ett diagram, så som skett med profilerna från Öreälvens dalgång, plansch 2. På plansch 1 har profilerna från Gideälvsåsens och Lögdeälvsåsens åtskilda sedimentområden ställts samman svitvis. Så har även gjorts i diagrammet plansch 3 för Umeälven, där sviterna dock kommer naturligt i tidsföljd. Årtalen på diagrammen utgår, som visas nedan, från Borells och Offerbergs (1955) 0-år.

PLANSCH 1. Profilen Kasamark (Hörnsten) förmedlar den direkta konnektionen med Västernorrland. Profilerna Hundsjön och Flärke, som ligger inom samma sedimentationsområde, kan lätt konnekteras med denna, trots de tidigare diskuterade topografiskt betingade variationerna av varvmäktigheten -285 - -215 d. v. s. nästan samtliga gemensamma varv. Denna profil är tidigare av Hörnsten (1964, s. 193 och muntl. medd.) konnekterad med Lidéns (1913) svit från Ångermanälven. Konnektionen visas i diagrammet med profilen Gammelgården. Därav följer även, att Gideälvgruppen är konnekterad med Borells och Offerbergs (1955) svit från Indalsälven.

De övriga profilerna ligger geografiskt inom Lögdeälvssåsens sedimentationsområde. Konnektionerna mellan profilerna är, som framgår av diagrammet, allmänt säkra med god överensstämmelse mellan samtliga profiler i tidsavsnittet -263 - -210 och mellan profilerna i kustregionen -320 - -210. De avvikelser som förekommer är av följande slag:

- a) T. ex. varven -298 och -291 i profil 5 Bredvik, eller -220 i profil 9 Toböle. Dessa enstaka varv är avsevärt mäktigare än motsvarande varv i andra profiler, troligast genom lokalt orsakad större sedimentation.
- b) T. ex. varvgrupperna -319 - -315 och -295 - -290 i profilerna 3 Grundfjärden och 4 Ava, -257 - -254 i 2 Flärke, 4 Ava, 6 Nordmaling och 7 Lögdenäsen, där varvgruppen i en profil visar en tvåtoppig konfiguration, som motsvaras av en enkel topp i en annan profil. Orsaken är ej känd, men torde bero på lokala variationer i sedimentationen.
- c) Inom kustregionen är de 3-4 och särskilt inom Lögdeälvens dalgång de 15-20 understa varven i proximaldelen av enskilda profiler utan överensstämmelse, vanligen beroende på de hastigt växlande sedimentationsförhållandena närmast isälvsmyningen (G. De Geer 1932 s. 25, 71, 84-86; 1940, s. 27, 75; jfr Järnefors 1956, s. 305). På lokalerna i själva dalgången är, som tidigare diskuterats, varven i proximaldelen vanligen så deformerade av ripplesbildning, att mäktighetsvariationerna blir slumpmässigt växlande och ej möjliga att korrigera.
- d) I profilen 9 Toböle är varvet -274 och i 5 Bredvik -337 - -335 deformerade genom glidningar på ett sådant sätt, att varvmäktigheten ej låter sig rekonstruera. Dessa partier av profilerna har streckats.

Den direkta konnektionen mellan Gideälvssviten och Lögdeälvssviten är tydligast mellan profilerna Flärke och Björkholmsviken, med god överensstämmelse i avsnittet -263 - -210, trots den av lokala orsaker betingade skillnaden i mäktighet, med undantag av korta varvgrupper av ovan nämnt slag. God konnektion kan även erhållas mellan Kasamark och Björkholmsviken -290 - -230. Indirekt kan god konnektion mellan sviterna erhållas med hjälp av Lidéns profil från Gammelgården. Denna visar god överensstäm-

melse särskilt med profilerna från kustregionen, vilket kan bero på, att dessa är nästan helt likåldriga. Profilen Gammelgården är referensprofil för samtliga diagram i detta tidsavsnitt.

Som referens för dalprofilerna har inlagts en profil från Sidensjö kyrka (Hörnsten) i Nätraåns dalgång, ca 60 km sydväst om Lögdeälvens dalgång. Även andra profiler i motsvarande facies och tidsavsnitt från Nätraåns eller Moälvens dalgångar kan användas. Profilerna kan konnekteras och överensstämelsen är mycket god såväl i de allmänna dragen som i detaljerna, särskilt avsnittet $-263 - -210$, det tidsavsnitt där överensstämelsen är god inom hela sviten. Samma allmänna profilutbildning med markerat mäktigare varv i grupperna $-260 - -250$ och $-240 - -230$ kan även iaktas i profilerna från Ångermanälven, här exemplifierade med referensprofilen Gammelgården.

PLANSCH 2 omfattar lokaler inom sedimentationsområdet för isälven i Öreälvens dalgång samt profilerna Bjännberg från Umeälvsåsens och Vi-bo från Hörnsjöåsens sedimentationsområden. Israndens sträckning under recessionen medförde, att sedimentationsområdena för isälvarna i Öreälvens och Hörneåns dalgångar samt i ett något senare skede även för Umeälvsåsens isälv sammanföll i kustregionen öster om Öreälven. Detta skäl motiverar nämnda profilers placering i detta diagram.

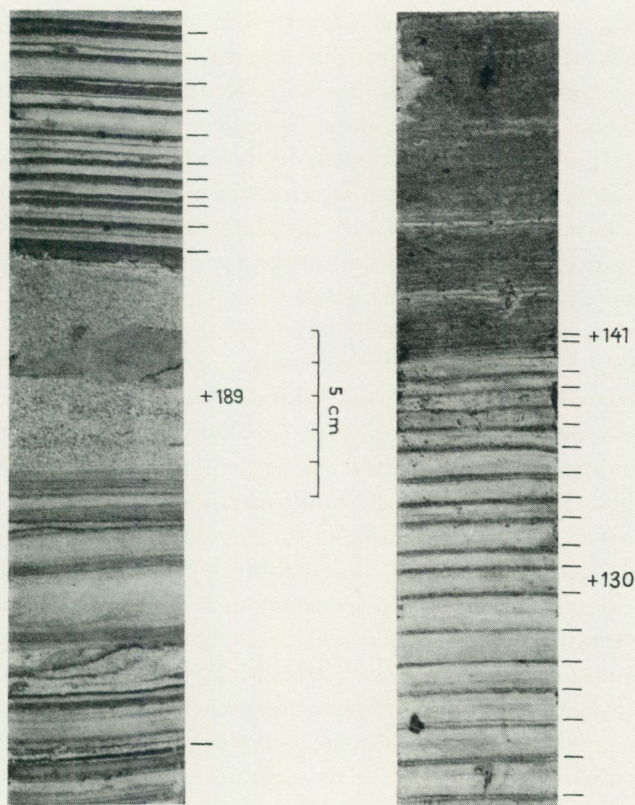
Konnektionerna är, med undantag av profil 20 Högland, säkra, och har dessutom stöd i flera ej redovisade profiler. De avvikelser som förekommer, gäller enstaka varv eller korta varvgrupper och är av de typer som nämnts ovan. Den bristande överensstämelsen mellan 11 Bjännberg och 12 Hummelholm i avsnittet -268 (bottenvarvet i Hummelholm) $- -230$ beror dels på kraftig ripplesbildning i de proximala varven på lokalen 11 Bjännberg (fig. 8) som deformerat varven starkt, dels att proximaldelen av lagerföljderna avsatts i temporärt morfologiskt skilda sedimentationsområden. Man kan observera, att överensstämelsen mellan 11 Bjännberg och 10 Långed är bättre i partiet $-281 - -240$, sedan avbördningen från Umeisälven börjat påverka sedimentationen vid 10 Långed. I distaldelarna av lagerföljden är överensstämelsen mycket god. I flera fall är överensstämelsen god mellan proximalvarven från andra eller tredje varvet, t. ex. mellan Högbrännan och Inäliden, Hörnäs och Aggnäs, Vännäs och Bjurholm. Detta beror främst på det smala och i sidled väl avgränsade sedimentationsområdet, i vilket suspensionen kunnat transporteras i endast en riktning under successiv, likformig sedimentation (jfr G. De Geer 1940, s. 74-77; Järnefors 1956, s. 306; jämför även förhållandena inom Lögdeälvens dalgång, s. 42).

Profil 20 Högland är uppmätt i en vägsjärning genom två ravinnäsor. Snittet blottade olika delar av lagerföljden på olika ställen och avsnittet om 22 varv kring 0-året kunde ej erhållas. Överensstämelsen med profilerna Vännäs och särskilt med Aggnäs i avsnittet $-85 - -20$ är så god, att konnek-

tion kan anses föreligga. Denna stöds även av referensprofilen från Sand (Lidén 1913). Profilen Högland visar dock efter förskjutning 10 varv framåt i tiden (bottenvarvet till -112) en sådan överensstämmelse med Bjurholm, att en tveksam konnektion skulle kunna anses föreligga. I detta fall förloras dock konnektionen med övriga profiler, även Sand. En bedömning av recessionshastigheten ger litet stöd för ett avgörande. Den föreliggande konnektionen har föredragits, då den ger bästa överensstämmelse med de flesta lokalerna, även avlägsna sådana.

Den direkta konnektionen med Lögdeälvsåsens sedimentationsområde är tydligast mellan profilerna Långed och Nordmaling, med nästan identiska mäktighetsvariationer i avsnittet -310 - -230; men även med övriga profiler inom kustregionen av Lögdeälvens sedimentationsområde är överensstämmelsen mycket god.

Som referensdiagram har använts Lidéns (1913) profiler Utnäs från Ångermanälven för avsnittet -281 - -100 och, som ovan nämnts, Sand för avsnittet -163 - +145, samt Hörnstens profil Anundsjö kyrka från Moälvens dalgång för avsnittet -199 - -2. Avståndet till dessa sedimentationsområden är 120 resp. 60 km. Överensstämmelsen med såväl sviten i sin helhet som i den ingående enskilda profiler är i likhet med föregående diagram mycket god. De olikheter som förekommer gäller enstaka varv och korta varvgrupper och kan antas bero på lokala faktorer. Referensprofilerna innehåller dock inom vissa zoner ett större antal varv än sviternas profiler. Profilen Utnäs innehåller omkring -195 - -190 ca 3 varv mera än profiler från andra områden, vilket tvingat Borell och Offerberg (1955, s. 11) och Hörnsten (1964, s. 193) att dela profilerna mellan -194 - -191, vilket framgår av profilen Anundsjö kyrka. I denna svit har emellertid delningen gjorts mellan varven -190 och -193 av följande skäl. Varvet -189 är i profilerna 12 Hummelholm och 15 Inålden abnormt mäktigt och utgörs av mellansand och grov grovmo. I Hörnäs motsvaras varvet av ett skikt av grovsand, som i skärningen gav intryck av att vara ett residuum. I profilen Bjännberg samt några ej redovisade profiler är varvet mäktigare än över- och underlagrande varv. På lokalen Hummelholm motsvaras detta varv i en av skärningarna av ett skikt, som skär diskordant över varvgränserna i en zon omfattande maximalt ca 20 varv (se fig. 10 a). Profilen i diagrammet är från en annan del av skärningen, där skiktet är helt konformt med varvgränserna och utan synlig erosion. Förutsatt att Utnäs är korrekt uppmätt, är det rimligare att anta erosion av varven under -189 i Öreälvprofilerna. Anmärkningsvärt är dock att i samtliga profiler samma antal varv saknas, vilket förutsätter likformig erosion. Varvet -189 är emellertid ovanligt mäktigt utbildat även i profilerna Utnäs och Anundsjö kyrka i Ångermanälvens resp. Moälvens dalgångar samt i profilerna Degervalen och Toböle i Lögdeälvdiagrammet. Däremot är varvet svårt att urskilja i profilerna från nedre delen av



a.
Lok. 12 HUMMEL-
HOLM, Öreälven.
Loc. no. 12 Hummel-
holm, Öreälven

b.
Lok. 19 BJURHOLM
Öreälven.
Loc. no. 19 Bjurholm,
Öreälven

Fig. 10. Obs! I fig. a står +189, skall vara -189.

Vindelälvsåsens sedimentationsområde (Umeälvsdiagrammet, pl. 3). Enskilda varv med denna utbildning, grövre kornstorlek och större mäktighet än normalt, tolkas vanligen som "tappningsvarv" eller "jökelloppsvav", bildade vid hastiga dräneringar av issjöar (Lidén 1913, s. 19-23; Carlzon [Caldenius] 1913, s. 328). I de fall, då varv av denna typ förekommer inom endast ett sedimentationsområde, kan denna tolkning vara sannolik. I de fall, då varven förekommer samtidigt inom flera sedimentationsområden, förutsätter denna tolkning samtidiga tappningar, vilket i detta område ej är troligt. Förhållandet att varven är samtidiga i varandra oberoende sedimentationsområden tyder på en eller flera gemensamma orsaker. En rimlig tolkning är, att varvet -189 avsatts under ett år av klimatiskt betingad ovanligt hög vattenföring i flera isälvar.

Profilerna har vidare delats vid varvet -172. Detta är abnormt mäktigt utbildat i Utnäs och övriga profiler från Ångermanälven och Moälven. Inom Öreälven är varvet av tydligt grövre material än övriga. Varvet -48, som förekommer inom Indalsälven, saknas i undersökningsområdets lagerföljder. Profilerna har för konnekteringen delats vid detta varv. Det saknas i alla övriga sedimentationsområden, även Ångermanälvens. Detta tvingade Borell och Offerberg att dela Lidéns profiler, varför även profilen Sand i pl. 2 delats. I profilen Vännäs finns av okänd anledning ett motsvarande varv, varför en delning ej är nödvändig.

Öreälvsprofilerna visar en samtidig ökning av varvmäktigheten från 2-6 mm till 12-15 mm vid varvet +66. En liknande, men ej så tydligt språngartad ökning av varvmäktigheten kan även iaktas i Umeälvsprofilerna. Samtidigheten kan tyda på en klimatiskt betingad ökning av vattenföringen inom dessa sedimentationsområden. Efter varvet +140 minskar i Öreälvsdalen varvmäktigheten mycket hastigt till mikrovarvighet (se fig. 10 b). Genom konnektionen med Umeälvsdiagrammet kan en samtidig, lika hastig ökning av varvmäktigheten konstateras i dess profiler. Detta förhållande kan rimligast tolkas som resultatet av en avlänkning av isälvens vatten från Öreälvsdalen till Umeälvsdalen i likhet med de av Hörnsten (1964, s. 195) konstaterade avlänkningarna av isälvarna från Moälven och Nätraån till Ångermanälven. Förhållandet diskuteras närmare i samband med isrecessionen.

PLANSCH 3 omfattar profiler från de delar av de sedimentationsområden för Vindelälvsåsens och Umeälvsåsens isälvar, som i stort sett ligger inom nedre delen av Umeälvens dalgång. Överensstämmelsen mellan profilerna är genomgående god i sviten. Den direkta konnektionen med Öreälvssviten förmedlas av profilen Bjännberg, vars läge inom sedimentationsområdena diskuterats tidigare (s. 43). Överensstämmelsen mellan de enskilda profilerna i de båda sviterna är så stor, att profilerna kan utbytas mellan sviterna. Detta exemplifieras av profilen Bjurholm, som inlagts som referensprofil. Vid sammanställningen har profilerna Sand (Lidén) och Anundsjö kyrka (Hörnsten) använts som referensprofiler. Den konstaterade goda överensstämmelsen gör det ej nödvändigt att även i detta diagram lägga in dessa referensprofiler. Profilerna har delats vid samma varv som föregående diagram, delvis även av samma skäl. Varvet -189 är i dessa profiler normalt utbildat. Delningen har skett enbart för konnektionen. Delningen vid -172 sker av samma orsak. Det bör dock observeras, att detta varv är abnormt mäktigt utbildat i profilen Ulriksdal jämte andra ej redovisade profiler från samma område, t. ex. en från Hummelholm. Utbildningen av underliggande varv i lagerföljden på dessa lokaler visar, att detta eroderats, så att tjockleken ej kan bestämmas. Av denna anledning har profilen Ulriksdal delats efter -172. Det mäktiga varvet -172 är, som framgår av jämförelsen med övriga profiler, endast av tillfällig och lokal utbildning. I pl. 3 har en delning varit

nödvändig även efter varvet -94, då referensprofilen Anundsjö kyrka delats enligt Borells och Offerbergs profiler. Orsaken är, att i flera profiler i Indalsälven samt inom Ångermanälvens dalgång utbildats ett varv mera än inom andra profiler (Borell och Offerberg 1955, s. 21).

Med varvet +66 sker, liksom i Öreälvsdalen, en markerad ökning av varvmäktigheten, som är tydligare ju längre in i dalgången profilerna är belägna. Företeelsen tycks vara begränsad till de nämnda dalgångarna. Avlänkning av en isälv, som påverkat båda sedimentationsområdena, eller avlänkning av flera isälvar samtidigt till de aktuella isälvarna är med nuvarande kännedom om isälvsstråken svår att tänka sig. Den enklaste förklaringen är att anta en klimatisk betingad ökning av avbördningen i isälvarna.

Som framgår av kommentaren har profilsviterna som helhet konnekterats med flera referensprofiler ur daterade, ungefär likåldriga sviter från oberoende sedimentationsområden. Dessutom har de här sammanställda sviterna konnekterats sinsemellan genom direkta konnektioner mellan de närmast varandra liggande lokalerna. I sviten, samlad i ett diagram, kan man visuellt eliminera lokala variationer i varvmäktigheterna av de typer som diskuterades på s. 42. Metoden att konnektera hela sviterna med referensprofiler utesluter de möjligheter till alternativa konnektioner, som oftast föreligger, då man försöker konnektera enbart med enskilda profiler från olika sedimentationsområden. Det senare förfarandet gäller som princip för fjärr- eller telekonnektioner i De Geers mening (1940 s. 30) och som han tillämpat med helt felaktiga resultat längs Bottenhavskusten till det aktuella undersökningsområdet (a. a., s. 160, 177 ff.). Detta syns även gälla de nordligaste avsnitten av Järnefors arbete (1963, pl. 5 och fig. 6).

Med det här tillämpade förfaringssättet kan således, vilket i princip demonstreras genom referensprofilerna, entydiga konnektioner utföras mellan Ångermanälvens och Umeälvens dalgångar, vilka ligger på 130–150 km avstånd från varandra. Konnektioner skulle även kunna göras med Borells och Offerbergs sviter från Indalsälvens dalgång på ett avstånd av ca 200 km (jfr Järnefors 1963, s. 54). En sådan konnektion faller dock utanför detta arbetes målsättning.

ISRECESSIONEN

Kartan fig. 11 visar de recessionslägen och recessionslinjer som kan konstrueras genom att man sammanbinder lokaler med lervarvskronologiskt likåldriga bottenvarv. Ett par av recessionslägena i sprickdalsterrängen norr om Gissjön har erhållits indirekt enligt diskussionen på sid. 36. Ett israndläge har också erhållits på liknande sätt vid den sannolika platsen för den omtalade avlänkningslinjen, vilket diskuteras närmare nedan.

Genom lokalerna 2 Flärke, 9 Toböle och 11 Bjännberg kan på bottenvarven -285 - -281 konstrueras en medelrecessionslinje för -283. I sydväst kan dess sträckning över Gissjöns västra del bestämmas genom interpolering mellan -314 Sörgidsjö och -276 Svedje.

Lokalerna omkring Umeå, 21 Gimonäs, 22 Öbacka och 23 Röbbäck, ger genom sina olika bottenvarvsårtal en antydning om ett komplicerat lokalt recessionsförlopp. Detaljerna diskuteras närmare i samband med recessionshastigheten. Recessionslinjen -268 mellan lokalerna 23 Röbbäck och 12 Hummelholm med en tänkbar utsträckning mot sydväst till nära läget -263 norr om Gissjön har en allmänt rakare ostnordostlig riktning, vinkelrätt mot landets allmänna lutning.

De följande yngre recessionslinjer, som kan konstrueras mellan Öreälvens och Umeälvens dalgångar, har samma huvudriktning. Linjen -230 mellan lokalerna 15 Inålden och 25 Gubböle visar en begränsad utbuktning mot söder mellan lokalerna 13 Vibo och 26 Ulriksdal, orsakad av lokala förhållanden, som diskuteras närmare i samband med recessionshastigheterna.

Den kraftiga ökningen av mäktigheten av varvet +141 i Umeälvens dalgång och den samtidiga hastiga minskningen till mm-varvighet i lagerföljderna i Öreälvsdalen kan, som tidigare antytts, sannolikast tolkas som en avlänkning av isälvens vatten från Öreälvsdalen till Umeälvsdalen, jämförbar med de av Hörnsten (1964, s. 195) påvisade isälvsavlänkningarna till Ångermanälven.

Platsen för avlänkningarna bör ligga på nuvarande vattendelaren mellan Öreälvens och Umeälvens dräneringsområden, där isälvsstråk från Öreälvsdalen går över till Umeälvsdalen. Detaljkartan i fig. 11 visar de två tänkbara lokalerna söder om Rusträsket och söder om Pauträsket. Den senast fungerande isälven, som avbördades genom dalgången, bör ha varit belägen i det senare området.

Söder om Pauträsket går vattendelaren i ett flackt pass mellan p. 619,7 Högberget och p. 462 Tallberget. I passet, ca 2,5 km nordnordväst Norrbäck, förekommer en ca 1,5 km lång, 70-150 m bred, 20-25 m djup ravinartad torrdal med blockbotten och branta blockrika sidor. I den flacka dalslutningen intill 1 à 1,5 km väster om p. 440 (kbl 49) förekommer i krönpartiet ett antal *overflow channels*, som i slutningen mot Öreälven övergår i ett komplicerat system av skvalrännor av växlande storlek med upp till 50-75 m bredd och 10-20 m djup.

Isälvsavlagingarna i Öreälvsdalen går väster om Norrbäck upp mot den stora rännans mynning, ca 200-300 m sydväst p. 440, och ansluter till mynningen med ett väl utbildat proximaldelta med tydliga strömrännor i ett karakteristiskt *braided river* system, till vilket vissa av de ovan nämnda skvalrännorna leder.

Strax nordväst om p. 422,8, norr om passpunkten, uppträder åter isälvsav-

lagringen, i detta avsnitt som en väl utbildad rygg, vilken kan följas till Pauträskets södra del.

I området sydost och öster om Pauträsket förekommer i den flacka moränslutningen väster och sydväst om Björkås flera skvalränneliknande bildningar med lutning mot nordost och öster. Norr om landsvägen öster om Björkås förekommer delvis i anslutning till liknande rännor 150–200 m långa ryggar av slukåskaraktär, som med i huvudsak nordostlig riktning går ned mot Paubäcken.

I Paubäckens dalgång mot öster och nordost till Umeälven förekommer utbredda och mäktiga sedimentterrasser, vanligen av grovt, rikstenigt grus, med meanderslingor och torrdalar av avsevärt större dimensioner än vad den nuvarande Paubäcken kan ha givit upphov till. I ett anslutande fält av grovt isälvsmaterial intill 5 km nordväst om Hedmark, är ett system av mycket markerade torrdalar utbildade, varav en framträder på kbl 49 i den rad av sjöar, som ligger sydväst om Paubäcken fram till p. 349. Torrdalarna löper ca 1 km sydväst om Hedmark samman i en bred och markerad torrdal, som går i sydostlig riktning mot Valträsket och Rusträsket.

Huvuddragen av de ovan beskrivna bildningarna har markerats på detaljkartan i fig. 11.

Rännorna är förmodligen utbildade i samband med avlänkningen av isälven. Detaljförloppet kan tänkas ha varit tämligen komplicerat. Under ett tidigt skede förekom möjligen stadier av isdämda vatten mot vattendelaren, vilka avbördades genom rännorna (jfr J. Lundqvist 1959, s. 8). Under ett senare skede har i och med avlänkningen isälvsvattnet tagit vägen utefter Paubäckens dalgång, vidare mot sydost förbi Hedmark till Rusträsket och slutligen ned i Umeälven. Den hastiga växlingen i varvmäktighet visar, att själva omläggningen skett fullständigt inom en sedimentationssäsong.

Det israndläge, som kan knytas till denna händelse, har ritats schematiskt utefter Paubäckens lopp ner mot Hedmark.

Isräfflor – recessionslinjer

Recessionslinjerna visar således de västra och norra delarna av en bred bukt i landiskanten, som var utbildad redan vid recessionen in över den sydligaste delen av nuvarande kustslätten. Detta antagande stöder den allmänna bild av isrecessionen, som framställdes av G. De Geer (1940, s. 163, 178, Pl. 64 och 70; jfr G. Lundqvist 1961, huvudkartan). Under de följande 100 årens recession har skett en gradvis uträkning av bukten, så att landiskanten fått en rakare, ostnordostlig sträckning, anpassad till landets allmänna lutning.

Under den fortsatta recessionen mot de inre delarna av HK-vikarna, kom dock iskantens sträckning att i högre grad bestämmas av morfologin än vad

det lervarvskronologiska materialet kan visa. Över dalstråken har säkerligen utbildats estuarier (Fromm fig. 21 i G. Lundqvist 1951 a; J. Lundqvist 1957 a, s. 17) och i området vid och över HK har man sannolikt haft en oregelbunden, starkt loberad isfront. Ablationsmoränformer i dalstråken över HK antyder en uppsplittrad frontzon med kvarliggande dödispartier. Särskilt i området söder och öster om Pauträsket kan det vara riktigare att tala om en frontzon än en egentlig isrand.

Som framgår av kartan fig. 11 går de lervarvskronologiskt fastställda recessionslinjerna vinkelrätt eller nästan vinkelrätt mot de dominerande räffelriktningarna i zonen närmast norr om respektive isrecessionslinjer. Detta förhållande innebär samtidiga, konvergerande isrörelser mot buktens flanker (Sauramo 1923, fig. 17, s. 146, s. 148 ff.). Granlunds (1943, s. 25) tolkning och åldersgruppering av räfflorna kan således ej stödas. Man kan urskilja följande regionalt skilda räffelriktningsgrupper: Riktningarna N 15°–20° V i området väster Nordmalingsfjärden återger en isrörelse mot buktens västra del som är likåldrig med rörelser i riktningarna N 3°–5° V å N–S norr och öster om Nordmalingsfjärden mot buktens norra delar. Norr om recessionslinjen –283 är på motsvarande sätt riktningen N 30° V väster om Öreälven likåldrig med riktningarna N–S å N 2°–3° O i området öster om älven till Umeälvens mynning.

I Umeälvsdalen (s. 19, fig. 4) har åldersrelationerna mellan räffelsystemen kunnat fastställas på lokalerna. De äldre riktningarna N 10°–12° V och N 20°–25° V kan antas återge en nordnordvästlig isrörelse mot norra delen av bukten under dess äldre stadier. Den yngre riktningen i N 40°–45° V återger rörelsen mot den under recessionen alltmer utträtade, ostnordostligt utsträckta iskanten. De observerade mellanliggande riktningarna kan förmodas representera den successiva vridningen av isrörelsen.

De lervarvskronologiska data tillåter endast uppritandet av västra och norra delarna av bukten. Med ledning av det påvisade sambandet mellan de lervarvskronologiska recessionslinjerna och räffelriktningarna kan dock buktens östligare delar tentativt konstrueras. Recessionslinjen –348 skulle med ledning av räfflorna kunna konstrueras i en ostsydostlig riktning till ca 3,2–3,4 km söder om lokal 5 Bredvik (kbl 63 SV). Recessionslinjen –283 skulle på motsvarande sätt kunna extrapoleras österut mot norra mellersta delen av Obbolaön (kbl 63 SO). Linjen –348 har antytts genom streckning på fig. 11. I det förra fallet får man en recessionshastighet på ca 400 m/år in mot lokal 5 Bredvik, i det senare fallet en recessionshastighet på ca 450 m/år in mot lokalerna 21, 22 och 23 kring Umeå. Värdena är, som framgår av diskussionen nedan om recessionshastigheterna, ej orimliga.

Riktningarna N 3°–5° V i södra och mellersta delen av kustslätten och de motsvarande N–S-riktningarna väster om Umeälvens mynningsområde är inom resp. områden helt dominerande, och återkommer i hållskulpturen

och riktningen av de i området allmänt förekommande *crag and tail*-ryggarna. Detta förhållande kan tyda på att isrörelsen mot bukten varit relativt långvarig. Räfflorna förekommer i området mellan ekvicesserna -375 och -275. Motsvarande isrörelse har således pågått minst 100 år. Om tolkningen av de nordnordostliga riktningarna i Umeälvsdalen är riktig, kan varaktigheten av isrörelsen mot bukten utsträckas fram till minst -225, vilket innebär, att rörelsen pågått i minst 150 år. Hur länge dessförinnan isrörelsen fortgått i dessa riktningar beror på, hur långt mot sydost eller söderut bukten började influera isrörelsen inom området. Tidrymden 150 år är den med nu föreliggande material längsta påvisbara tiden för utbildningen av hållskulptur, räffling och longitudinella moränformer.

RECESSIONSHASTIGHETEN

På grundval av det isrecessionsförlopp, som framgår av kartan fig. 11, kan recessionshastigheten beräknas, förutom mellan lokaler i samma stråk efter recessionsriktningen även mellan lokaler i olika stråk och lateralt belägna i förhållande till varandra. Tabellerna 2, 3 och 4 är ordnade regionalt efter lervarvsdiagrammet med lokalerna uppställda i tidsföljd. Med recessionsavstånd avses distansen mellan två lokaler, projicerad vinkelrätt mot recessionslinjerna.

Av värdena på recessionshastigheterna framgår även sannolikheten av att understa mätta varvet är det verkliga bottenvarvet. Fluktuationerna i recessionshastigheten är i allmänhet tämligen stora, men värdena mellan lokalerna 21 Gimonäs, 22 Öbacka och 23 Röbbäck (tabell 4) visar alltför stora olikheter för att vara normala. Bottenvarven syns vara helt normalt utbildade direkt på moränunderlaget på lokalerna Gimonäs och Öbacka. Profilen Röbbäck är uppmätt i en skärning på flanken av Vindelälvsåsen. I ett sådant läge kan enligt erfarenhet ofta stora delar av proximaldelen saknas, då läget är tämligen utsatt för erosion, så länge isälvsmyningen ligger nära. På denna lokal är dock lagerföljden till synes helt normal, vilket i någon mån framgår av profilen på lervarvsdiagrammet men framför allt av att recessionshastigheten 333 m/år till nästa lokal, 24 Baggböle, tycks vara helt normal. Denna form av kontroll kan dock icke vara absolut, i det att ett eller två varv i Röbbäcksprofilen kan saknas, utan att recessionsvärdena blir orimliga. Orsakerna till den starkt växlande recessionshastigheten kan vara antingen att ett antal varv verkliga saknas i Öbacka eller Gimonäs eller i båda, eller också att recessionen lokalt varit oregelbunden, t. ex. genom intensivare kalvning i ett estuarium över isälvsstråket eller över den djupfåra, som intas av älvens mynningsfjärdar.

TABELL 2.

Husum-Gideå-Nordmalingsområdet och nedre delen av Lögdeälvens dalgång.

Lokal	Botten- varv år	Diff., år	Recess.- avst., km	Recess.-hast., km/år
Kasamark	-368			
Suggåsen	-353	15	3,2	0,213
Maribäck	-349	4	1,8	(0,450)
Sörgidsjö	-314	35	7,6	0,216
4. Ava	-347			
2. Flärke	-285	62	14	0,225
Sörgidsjö	-314			
1. Hundsjön	-298	16	4	0,250
Sörgidsjö	-314	38	10,0	0,264
Svedje	-276	56	10,5	0,188
Björna	-220			
Sörgidsjö	-314	29	6,5	0,225
2. Flärke	-285			
1. Hundsjön	-298	13	2,5	0,192
2. Flärke	-285			
1. Hundsjön	-298	37	7,0	0,200
Israndläget -263 v. Burtjärnarna	-263			
3. Grundfjärden	-348	19	6,7	0,352
6. Nordmaling	-329			
4. Ava	-347			
7. Lögdenäsen	-321	26	8,5	0,327
6. Nordmaling	-329	8	2,5	0,313
7. Lögdenäsen	-321	24	5,3	0,221
8. Degervalen	-297	14	5,3	0,178
9. Toböle	-283			

En liknande orsak kan tänkas som förklaring till den höga recessionshastigheten mellan Suggåsen och Maribäck (tabell 2). Båda lokalerna ligger på isälvsavlagringen. Möjligheten att bedöma, om varv saknas på ena eller andra lokalen är liten, samtidigt som kalvning kan bedömas som mycket sannolik vid isälvens mynning. Detta senare förhållande kan även anföras som skäl för uteslutningen av värdet mellan Inäliden och Högbrännan i tabell 3. Generellt kan sägas, att vid korta recessionsavstånd blir inverkan av saknade eller felmäta proximalvarv stor. Materialet tillåter ej heller den detaljre-

TABELL 3.
Öreälvens dalgång.

Lokal	Botten- varv år	Diff., år	Recess.- avst., km	Recess.-hast., km/år
10. Långed	-321	53	15,1	0,284
12. Hummelholm	-268	37	8,2	0,221
15. Inäliden	-231	(34)	(7,3)	(0,215)
14. Högbrännan (från Hummelh.)	-234	17	3,6	0,212
16. Hörnäs	-214	33	6,3	0,191
17. Aggnäs	-181	11	4,0	0,363
18. Vännäs	-170	25	7,1	0,284
19. Bjurholm	-145	23	9,1	0,395
20. Högland	-122	262	127	0,485
Pauträsk	+140			

TABELL 4.
Umeälvssäens och Umeälvens dalgång.

Lokal	Botten- varv år	Diff., år	Recess.- avst., km	Recess.-hast., km/år
UMEÄLVENS DALGÅNG				
21. Gimonäs	-274	1	2,0	(2000)
22. Öbacka	-273	5	1,0	0,200
23. Röbäck	-268	9	3,0	0,333
24. Baggböle	-259	30	9,7	0,323
25. Gubböle	-229	44	9,0	0,204
27. Vännäs	-185	25	6,5	0,260
28. Ytterkolksele	-160	45	16,5	0,366
29. Bjurfors nedre	-115	37	12,8	0,346
30. Ottonträsk	- 78	17	5,7	0,335
31. Granön	- 61	27	6,7	0,239
32. Strandåker	- 33	173	91,0	0,525
Pauträsk	+140			
UMEÄLVSSÄSEN				
11. Bjännberg	-281	25	8,5	0,340
13. Vibo	-256			
11. Bjännberg	-281	79	16,5	0,209
26. Ulriksdal	-202			
13. Vibo	-256	54	9,5	0,176
26. Ulriksdal	-202	17	5,0	0,294
27. Vännäs	-185	70	24,0	0,343
29. Bjurfors nedre	-115			

konstruktion av israndläget, som är nödvändig för en beräkning av rätta recessionsavståndet.

Diagrammet fig. 12 visar variationerna i isrecessionshastighet. Hastigheten antas vara medelvärdet för tidsavsnittet mellan två bottenvarv och är avsett vid halva tidsavståndet mellan bottenvarvens årtal.

Av diagrammet framgår även observationsmaterialets tidsfördelning inom undersökningsområdet. Kurvan för Gideälven, vilken täcker äldsta avsnittet, visar i början en jämn hastighet med en temporär ökning vid -300 och en markerad nedgång därefter. Kurvan för Lögdeälven, som innefattar även Nordmalingsområdet, visar en hastig minskning i recessionshastigheten från ca 350 m/år till mindre än 200 m/år. De yngre kurvorna för Öreälvens dalgång, Umeälvsåsen och Umeälvens dalgång, vilka sinsemellan är ungefär likåldriga, visar med vissa lokala variationer en parallell utveckling av recessionshastigheten. I de äldsta delarna, omkring -250, är hastigheten över eller omkring 300 m/år. Mellan -220 och -200 sjunker hastigheten för samtliga stråk. Även i Gideälvskurvan sjunker här hastigheten till 190-200 m/år. Efter -200 stiger den i de tre norra områdena med stora individuella variationer till 300-400 m/år.

För övriga delområden med undantag av Lögdeälvens dalgång inträffar minskningen av recessionshastigheten inom samma begränsade tidsperiod. Minskningen i recessionshastighet kan orsakas av en ökning av isrörelsehastigheten eller en minskning av kalvningsintensiteten eller av en kombination av båda. Orsaken kan i båda fallen vara klimatisk och av sådan storleksordning, att ändringen i den glaciala regimen borde registrerats i tunnare varvmäktigheter och finkornigare varvtyper i profiler från motsvarande tidsperioder (Sauramo 1923, s. 121). En förändring av detta slag kan dock ej iakttagas i undersökningsområdets lagerföljder eller profiler, vilket torde framgå av beskrivningen av dessa.

Sätts variationerna i recessionshastigheten i relation till berggrundsunderlagets morfologi, kan följande konstaterande göras. I Lögdeälvens dalgång inträffar hastighetsminskningen under det tidsavsnitt, då iskanten kommer in över och förbi Nordmalingsbranten, där vattendjupet hastigt minskar från 290 m till 140-160 m (sid. 35). Av tabell 2 kan utläsas en liknande retardation efter -298 i området norr Gissjön mellan lokalen 1 Hundsjön och 2 Flärke, samt mellan Hundsjön och israndläget -263 vid Burtjärnarna, när iskanten går över de markerade nordsydliga bergbranter, som begränsar bergblocket norr om Gissjön från den lägre bergplatån österut. Detta markeras på fig. 11 genom att recessionslinjerna dragits runt bergbranten. Inom Öreälvens dalgång har isrecessionen blivit gradvis långsammare över det relativt breda övergångsområdet mellan kustslätten och den vågiga bergkullterrängen. Den långsammaste isrecessionen inträffar något innanför gränsen över det markerat höglänta området mellan Hummelholm och Agnäs (kbl 63 SV

Diagram över inlandsisens recessionshastighet inom olika dalgångar
Diagram of the recessional velocity of the inland ice in different river valleys

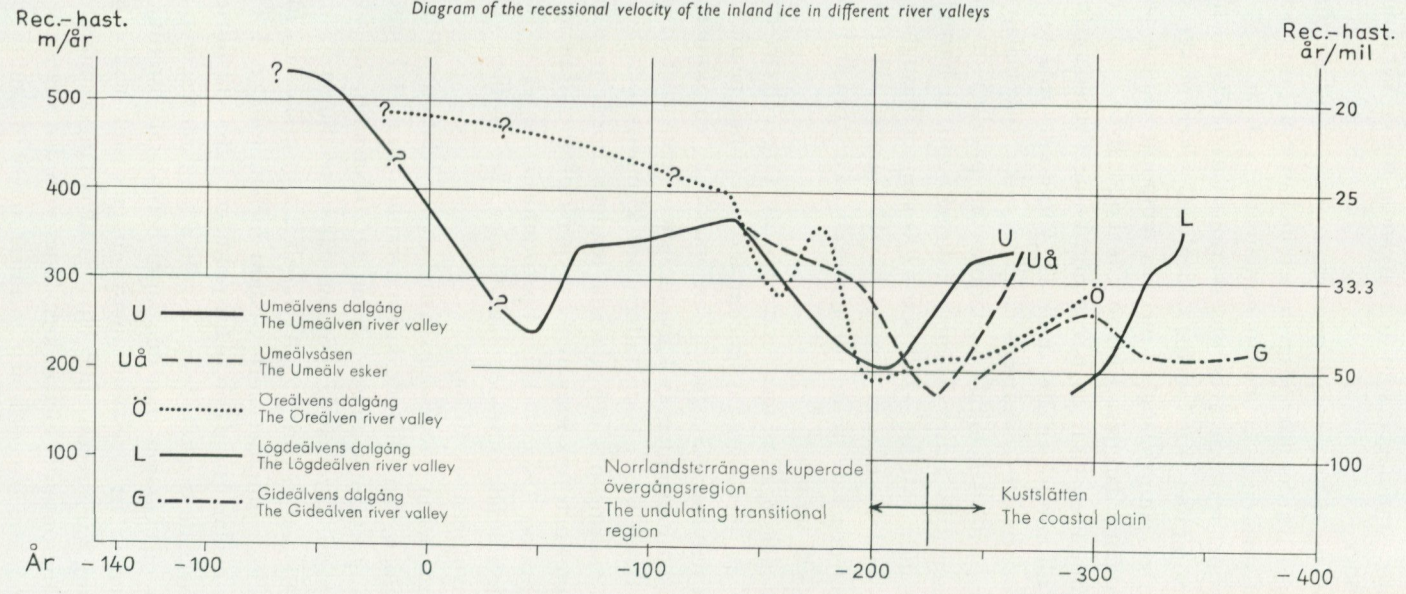


Fig. 12.

och NV). Karaktären av bergsområden framgår även av kartorna fig. 11 och 13 genom att bergen når över HK. De följande växlingarna i recessionshastighet kan på motsvarande sätt sättas i relation till dalstråkets morfologi. Den hastiga ökningen $-180 - -170$ sker över det breda och öppna dalavsnittet norr om Aggnäs, minskningen -160 vid recessionen över det smala och mellan höga bergspartier nedskurna partiet av dalgången söderut från Bjurholm. Mot nordväst, där dalfåran åter vidgar sig, ökar åter recessionshastigheten.

Utefter Umeälvsåsen kan samma samband mellan recessionshastighet och morfologi konstateras. Av kurvan framgår, att recessionen varit långsammast efter -256 (lokal 13 Vibo) över den relativt höga vattendelaren mellan Hörneåns och Trinnåns/Umeälvens dalgång i det kulliga övergångsområdet mellan kustslätten och den vågiga bergkullterrängen. I Umeälvsdalen sker en motsvarande minskning strax före -200 mellan lokalerna 25 Gubböle och 27 Vännäs. Den starkaste retardationen torde ha inträffat över de markerade bergkullarna norr och söder om Umeälven i det starkt kuperade området vid sammanflödet med Vindelälven (se Rudberg 1954, fig. 9). Hastighetskurvans lägsta värde ligger på grund av konstruktionen mitt emellan de nämnda lokalerna, men torde i verkligheten tidsmässigt och geografiskt ligga närmare lokalen 27 Vännäs, omkring $-195 - -190$. I fortsättningen syns recessionen ha skett något snabbare utefter älvdalen än utefter isälvsstråket. Den jämna recessionen $-120 - -80$ sker över ett avsnitt, där dalstråket är brett och öppet mellan "Skivsjöslätten" (Rudberg 1954, s. 159) i söder och ett flackt bergkullandskap i norr. Den låga recessionshastigheten omkring -50 inträffar nordväst om Granön, där dalgången är hopträngd mellan högre bergkullar.

Även i Gideälvområdet kan ett visst samband med morfologin spåras. I södra delen, där isälvsstråket går över tämligen jämn terräng, är recessionshastigheten jämn och tämligen låg. Omkring -300 , vid recessionen över Gissjöns sänka ökar den, för att väster om sjön, där dalstråket trängs ihop mellan höga bergspartier, åter minska.

De yngsta delarna av kurvorna för Umeälvens och Öreälvens dalgång visar endast recessionshastighetens allmänna utveckling efter 0-året fram till avlänkningen söder om Pauträsk. Recessionshastigheten ökar inom båda älvdalarna till 485 resp. 525 m/år, d. v. s. en skillnad på endast 40 m/år. Dessa värden är dock ej jämförbara med de tidigare diskuterade, då man i området vid och över HK ej haft en jämn isbräcka, utan en, som diskuterats tidigare, sannolikt mycket oregelbunden frontzon. Vad som dateras, och dit en "recessionshastighet" erhålles, är platsen för avlänkningen av Öreälvsdalens isälv.

SAMMANFATTNING

Recessionshastighetens variationer kan alltså korreleras med underlagets morfologi. Recessionen har, som är allmänt känt, i huvudsak bestämts av kalvningen från isbräckan (Sauramo 1923, s. 146 ff., s. 151). Kalvningen har varit intensivare över områden med större vattendjup och orsakat hastigare recession, som fallet varit över kustslätten. Under den fortsatta recessionen har älvdalarnas utformning och höjden av den omgivande terrängen påverkat kalvningsintensiteten, så att recessionen skett hastigare över bredare och öppnare avsnitt, långsammare över smalare, vilka ofta även är flankerade av höga bergkullar (jfr Hoppe 1948, s. 39, fig. 10). Det största inflytandet syns dock den morfologiskt tämligen skarpa gränsen mellan kustslätten och Norrlandsterrängens kuperade övergångsregion och dess submarina fortsättning i norra delen av Bottenhavet ha utövat (jfr Sauramo 1923, s. 150–151, fig. 20).

Ekvicessen för -350 visar, som nämnts tidigare, att en bukt varit utbildad vid recessionen in över kustslätten. Den kan ha bestämts av den djupa Bottenhavssänkan i sydsydväst med djup till 293 m och den hastiga uppgrundningen mot Ångermanlandskusten i väster och den något långsammare uppgrundningen mot östra Kvarken i nordost (G. De Geer 1940, s. 158 ff., 163, 178). Den västra skänkeln av bukten syns ha löpt parallellt med nuvarande kusten (Hörnsten 1964, s. 193) och den norra i östlig riktning. Lokaliseringen av buktens botten i dess kända lägen till södra delen av Nordmalingslätten kan antas bero på de djuprännor, som från Bottenhavssänkan går upp mot Degerfjärden och Nordmalingsfjärden.

Under den fortsatta recessionen rätades bukten gradvis ut genom den tidigare inträffade retardationen i dess västra del, orsakad av en minskad kalvningsintensitet genom uppgrundningen över Nordmalingsbranten och dess submarina fortsättning. I buktens östra del fortsatte recessionen med endast gradvis minskande hastighet över kustslätten mot norr, till dess landiskanten anpassat sig vinkelrätt mot den allmänna lutningen av landet. Därefter skedde recessionen med i stort sett samma hastighet i södra som i norra delen av det undersökta området. Bukten botten tycks under denna utveckling ha förskjutits mot nordnordost och bestämts av djuprännorna norrut mot västra Kvarken.

På kartan fig. 13 sammanfattas det lervarvskronologiska resultatet med 50-årsekvicesser, räknade från Borells och Offerbergs (1955) 0-år enligt E. Nilssons (1960) revision. De historiska årtalen är beräknade efter Nilssons (1960) revision av 0-årets åldersställning.

Iskanten nådde södra delen av kustslätten omkring 7300 f. Kr., d. v. s.

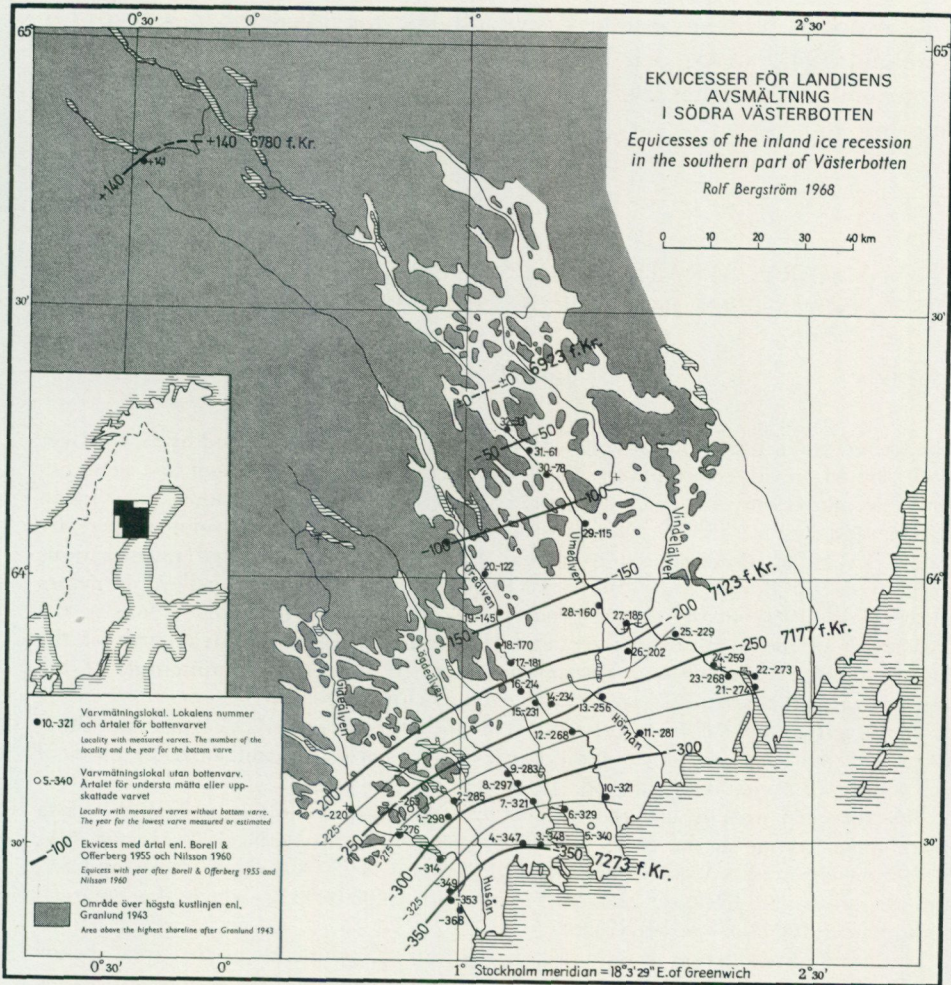


Fig. 13. För spridning godkänd i rikets allmänna kartverk den 22/4 1968.

vid tiden för övergången mellan Yoldiahavet och Ancylussjön. Omkring 7200 f.Kr. låg iskanten i trakten av Umeå. Diatoméfloran i sedimenten visar, att sedimentationen vid denna tid skett i lakustrin miljö. Iskanten låg omkring 6850 f.Kr. vid de innersta HK-vikarna norr om Lycksele. Avlänkningen söder om Pauträsk, registrerad i varvet +141, visar, att landisens randzon omkring 6780 f.Kr. låg 180 km innanför nuvarande kusten och ca 100 km sydost om sista isdelaren (G. Lundqvist 1961, huvudkartan). Vid denna tid, ungefär mitten av Ancylustiden, kan man således räkna med att landis förekommit i betydande delar av inlandet (Fromm 1953, karta 6; 1962, s. 57 ff.; jfr G. Lundqvist 1961, s. 128).

Recessionen från nuvarande kusten till HK tog således 400–420 år (jfr Granlund 1943, s. 45) och till Pauträsket–Hedmarksområdet 500 år med en genomsnittshastighet av 320–340 m/år, under yngsta delen av skedet omkring 500 m/år.

SUMMARY: STRATIGRAPHY AND ICE RECESSION IN THE SOUTHERN PART OF VÄSTERBOTTEN COUNTY

Introduction

The ice recession in the coastal areas of North Sweden has been treated by G. De Geer (1940) based on varve chronology. The work was mainly his own, using to a great extent teleconnections, but included some other detailed investigations, e. g. Lidén (1913), and Öster (1932). The classical work had been carried out earlier, by Lidén (1913 and 1938) in the Ångermanälven valley; later detailed investigations were made by Borell and Offerberg (1955) in the Indalsälven valley, Järnefors and Fromm (1960) in the southern part of North Sweden, Järnefors (1963) in the area south of the Indalsälven river, and Hörnsten (1964) in the area north of the Ångermanälven valley. The investigation described here is a continuation of the latter towards the north-east and is connected to Hörnsten's work.

The investigation has been carried out in the area between Gideälven and Umeälven, i. e. the southern parts of the county of Västerbotten and adjacent parts of the county of Ångermanland, Fig. 1.

The surveyed area is covered by the following sheets of Generalstabens karta över Norra Sverige in the scale 1:100 000 : 69 Örnköldsvik NO, 70 Husum NV, 62 Björna NO and SO, 63 Umeå NO, SO, SV and NV, 56 Degerfors NV and SV, and the sheets 49 Lycksele and 55 Fredrika in 1:200 000, of which the enlarged edition in 1:100 000 has been used.

The main investigation was made on the varved sediments in the areas below the highest post-glacial shoreline (HK) within the morphological regions of the "Coastal plain" and of the "Undulating transitional region" (Rudberg 1954, Pl. 4). Changes in the glacialfluvial drainage pattern during later stages of the ice recession, registered in the investigated sediments, have extended the field work to some areas above the HK within the region of the "Inland plains".

The Morphological Regions (page 7)

The Coastal plain is fairly even, with hills rising to less than 50 m above the plain and a lack of incised river valleys of fluvial character. The southern part is characteristically extremely flat. In the northern part, between 10–15 km from the coast, there is a gradational change into the undulating hilly country of the transitional region, the border zone being about 10 km wide. In the southern part, the coastal plain is sharply divided from the hilly country of the transitional region by a fault line (the Nordmaling escarpment) with relative heights of 130–150 m.

Within the hilly country of the undulating transitional region the river valleys are fairly deeply incised. The valley bottoms rise from a height of 10–15 m, a. s. l. in the border against the coastal plain to 100–170 m/a. s. l. in the innermost localities of this investigation. The heights of the country bordering the valleys reach 200–350 m/a. s. l., resulting in relative heights of 150–200 m, occasionally 250 m.

The river valleys differ greatly in form and outline as does the detail of the individual valleys in their different parts. Changes occur from flat-bottomed, broad sections to narrow, deep sections, the relative heights being about the same.

The southernmost part of the investigated area is characterized by plateau hills or "block hills" of rectangular outline, separated by narrow rectilinear fault-line valleys. The relative heights are 30–80 m in the coastal area and 100–130 m in the area 10–15 km further inland.

The Glacial Geology (page 9)

The glacial geology and the superficial deposits of the area of investigation are fairly well known from the map and the description of the Quaternary deposits of the county of Västerbotten (Granlund 1943). The field work has been concentrated on the Pleistocene stratigraphy of the coastal plain and the river valleys and, in particular, on the varved members of the sequences. The stratified drift, namely the eskers, the striations and the transversal moraines, features which might give a general idea of the ice recession, have only been studied in reconnaissance in most areas in order to reassess the existing maps. However, some detailed investigation of these has been necessary.

THE GLACIFLUVIAL DEPOSITS (PAGE 9)

The glacial deposits shown on Fig. 11 are mostly taken from the map of the Quaternary deposits and occur mainly as eskers. The eskers show the successive localisation of the glacial river mouths and thus roughly show the sedimentation areas of the particular glacial rivers. In the undulating hilly region eskers are in general located in the pre-glacial valleys, now occupied by rivers and rivulets. The Lögdeälv and Öreälv eskers follow this general rule. Exceptions are the southernmost parts of the Gideälv esker, the Umeälv esker and the Vindelälv esker (A. S., sheet 17–18). The Gideälv esker in the section south of Gissjön is located in broad and flat depressions to the west of the present river valley. To the north of Gissjön the deposits are located in the narrow fault-line valleys, running at right angles to each other, giving the esker a zigzagging course with an overall direction towards the north-west.

The southernmost part of the Umeälv esker is found at the locality No. 11, Bjännberg, in the valley of the Hörneån rivulet (map sheet 63 SO and SV). The esker runs towards the north, covered by thick littoral sediments, and passes the relatively high watershed between the drainage areas of the Hörneån rivulet and Umeälven. Farther to the north the deposits are located in the valley of the brook Trinnån; they thus cross at nearly a right angle the river valley of Umeälven east of the Vännäs village. The deposits are more or less continuous as esker ridges and gravel fields further north in the broad and shallow valley of the Tvärån rivulet. Quite close to

locality No. 29, the esker enters the deeper Umeälven valley, and follows the valley further to the north-west.

The Vindelälven esker follows a general N-S direction south of the town of Umeå, then crosses the river valley at a right angle west of the town, continues towards the NNW and enters the deep Vindelälven valley 15 km south-east of the village of Degerfors (map sheet 56 SO).

In the parts described above the direction of the glacial deposits are parallel to the mean direction of the striae. The direction of the ice movement has affected the drainage more than the morphology of the bedrock, in particular the valleys (Lidén 1913, p. 8).

On the coastal plain the older parts of the described eskers have not been observed. They are, however, believed to exist, probably as small and discontinuous accumulations, carpeting the shallow depressions and occasional valleys, and completely covered by younger sediments. The drainage pattern of the glacial rivers might have been different in these areas because of the flat morphology or special circumstances during the deglaciation, (e. g. intense calving) or because of a combination of both factors.

The absence of eskers was explained by Granlund (1943 p. 44 and 59 also 1937 p. 46) by assuming a floating ice margin. No evidence of this has been found in the varved sediments or from other observations. The idea is therefore rejected, a conclusion reached by Hoppe (1948 p. 34 ff.) on the basis of other data (cf. Hoppe 1960 p. 374).

TRANSVERSAL MORAINES (PAGE 12)

Transversal moraines are very rare in the area investigated, compared to the areas to the north-east and north, as discussed by Granlund (1943 p. 44) and Hoppe (1948 p. 36).

The scattered end-moraine areas shown on the map of the Quaternary deposits (Fig. 11) have been studied and also some intervening areas. Many of the end-moraines shown on the map are here regarded as somewhat irregular, low, ground-moraine hummocks, more or less extended in an E-W direction, very often emerging from the flanks of the abundant N-S ridges of crag and tail type parallel to the main striae direction. The latter dominate the landscape in some parts of the coastal plain (Högbom 1905).

Only a few of these transversal ridges are certainly true end-moraines, in particular those ridges found in the vicinity of the village of Ansmark 12 km south-east of Umeå.

The end-moraine systems at the villages of Granön and Lillsele in the Umeälven valley (map sheet 56 NV and SV) consist of flat ground-moraine hummocks exposed beneath the overlaying sediments by the river erosion.

It is evident that transversal moraines of end-moraine type are too infrequent and restricted to contribute to the regional picture of ice recession.

THE GLACIAL STRIAE (PAGE 12)

According to Granlund (1943 p. 25), in the investigated area there are three main systems of glacial striae:

- a) a system, the oldest, trending N 15°-20° W, which further towards the north-west changes its direction to westerly,

- b) a younger system oriented N 10° E, which occurs only in a narrow coastal zone and on the islands just off the coast,
- c) the youngest and dominating system trending N 5° W, which further north, like the system a), changes its general direction towards the NW.

The system N 10° E on the Holmöarna islands, changes its direction to N-S in the area around the town of Umeå.

As pointed out before, the glacialfluvial deposits and the abundant elongated ridges of crag and tail type are parallel to the N 5° W to N-S system in the area described here.

The striae observations made in the coastal area are plotted on Fig. 2. In most localities the main directions have been between N-S and N 2°-5° W. Many of the reported directions of N 15°-20° W and N 10°-20° E are here interpreted as local deviations, depending on plastic deformation of the ice during its flow over and around the bedrock hummocks. At the localities Nos. 3, 8 and 20, two and sometimes three sets of striae can be distinguished including a general direction N-S or N 2°-5° W and a younger pair N 10°-12° E and N 15°-20° E (Fig. 3). The younger sets are in general characterized by short and sharp striae which occur only on the top surfaces of the rock outcrops. These are here interpreted as representing very local ice movements, possibly towards the flanks of local estuaries over adjacent deep depressions or valleys in the bedrock (Frödin 1916 p. 167, 1956 p. 34 ff).

In the part of the Umeälven valley shown on Fig. 4, a number of striae have been observed, which fall into two categories: -

- a) older directions trending N 10°-12° W and in some areas N 25°-30° W, and
- b) younger directions of N 35°-40° W and N 40°-44° W (Fig. 5). South of the river only the directions N 40°-44° W have been observed.

Stratigraphy (page 23)

The Holocene stratigraphical sequence on the coastal plain has been found to differ from the sequence in the river valleys of the undulating transitional region. This applies in particular to the varved glaciallacustrine units, which have been the most carefully studied.

The stratigraphy in the valleys comprises the same units as those distinguished by Lidén (1913 p. 6 ff.) and Caldenius (1924 p. 7 ff.) from the type localities in the Ångermanälven and Indalsälven valleys respectively (Table 1 p. 24). On the coastal plain the uppermost deltaic members are lacking, the youngest units consisting of littoral sediments of variable texture. Table 1 gives a survey of the units of Caldenius (1924) compared with the units described in this investigation.

The stratigraphical sections are shown in Fig. 6. In order to facilitate direct comparison of the thicknesses of the varved units, the base of the stratigraphical columns has been taken at the contact between the bottom-varve and the substratum, or, where this contact is not to be seen, on the upper contact of the bottom-varve, i. e. the winter-layer of the first varve.

The main part of the sequences on the coastal plain consists of littoral sediments of different types and textures, discordantly superimposed on the varved units, the discordance suggesting that the estuarine and deltaic sediments have been eroded. The glaciallacustrine varved unit is fairly uniform within the area in the following respects: -

- a) small or moderate thickness 0.7-3.3 m.

- b) thin bottom-varves with the thickness of the varves decreasing regularly upwards.
- c) a low number of measurable varves; 130–150 varves in sequences from the depressions and 100–110 varves in sequences from higher localities.

In the river valleys the total thickness of the sequences is in general larger, most of them being composed of deltaic sediments. The estuarine sediments are thicker (0.2–2.55 m) with a gradual change of a laminated structure into true annual varves. The glacialacustrine varved unit is remarkably thicker than in the coastal area and is characterized by: –

- a) a larger thickness 5–14.4 m,
- b) thicker bottom- and proximal-varves with a larger number of varves thicker than 1 dm, usually consisting of fine sand,
- c) a larger number of measurable varves, 130–180 varves, and in some localities more than 200 varves.

Further upstream in the river valleys, the varved units have still greater thicknesses and usually dominate the sequences. The estuarine sediments have in general a true varved structure and are consequently involved in the varved unit. The latter can be summarized as having: –

- a) a comparatively large thickness 12.5–21.5 m (complete units of less than 12 m in thickness have not been observed),
- b) a very thick bottom-varve (in many localities 5–8 m), and very thick proximal-varves,
- c) the number of varves are much larger than in the former groups.

The entire profile of locality No. 29 comprises 429 varves; localities No. 30 and 31 have 322 and 300 varves respectively. In general, more than 250 varves have been measured in the different localities of this region.

In some localities the bottom-varve, with thicknesses of more than 10–12 m, seems to make up the bulk of the esker deposit. The contact with the substratum has been impossible to observe in these cases, and the thickness difficult even to estimate.

In the upstream part of the Umeälven valley, the upper river deltaic units of the sequence have a true annual varve structure. Only the discordantly overlaying top-set beds are current-bedded, often with a torrential structure.

Fig. 7 gives the cumulative thickness increase of the varved units in decade intervals, showing the related differences in thickness between the varved units on the coastal plain on the one hand and the river valley units on the other. The curves representing the coastal plain show the smaller total thickness and the relatively lower number of varves. The curves representing the typical valley sequences in the undulating transitional region reveal the larger total thickness and the relatively higher number of varves mentioned above.

On the coastal plain the water depth, according to Granlund (1943 p. 75) and Hörnsten (1964 Fig. 1), was 280–290 m, and the time of recession, as will be discussed later, 90 years, during which the depth decreased about 10 m (Hörnsten l. c. p. 191). The great depth in relation to the flat morphology has been the most important factor contributing to the development of the coastal type of varved unit. The suspension from the glacial river has been spread more uniformly over a larger area, although the possibility exists that some channelling effects were influenced by the presence of depressions and furrows in the bottom. (cf. G. De Geer 1940, p. 74–77, Fig. 14 and Pl. 56; Järnefors 1956 p. 306).

In the higher, undulating, transitional region, the water depth above the valley bottom was 200–250 m in the parts adjacent to the coastal plains and 70–100 m

above the innermost localities, with the hills of the valley sides reaching above the water level. The valleys acted as deep furrows in the narrow estuaries of the former Baltic, channelling the sediments from the glacial river, as pointed out by Lidén (1913 p. 9). The channelling effect was greatest during the first years of sedimentation. The current-bedding, ripple-marks, rolling and inclined rolling structures, very often observed in the proximal-varves, indicate that the sediments were transported as bed load.

As pointed out before, in the Umeälven valley the deltaic sediments have a true annual varve structure, which points to the fact that the sediment supply and stream regimen was controlled by the annual glacial regimen of the inland ice. The youngest deltaic sediments are thus of proglacial character.

In the Öreälven valley, the varves decrease from centimetre to millimetre thickness in one year. This change marks the time when the glacial river in the Öreälven valley was diverted into the Umeälven valley. In the latter, varve thicknesses show a marked increase at the same time. The development of the Öreälven delta was stopped upstream from Örträsket when the glacial river discharge was cut off and the sediment supply ceased. Deltaic sediments are lacking in the valley in a downstream direction until about 5 km to the south of the village of Bjurholm where the deltaic sediments are of a non-varved current-bedded type.

The channelling effect on the sediment transport, produced by the furrows of the valleys, can be studied also in the thickness variations in the profiles No. 1 Hundsjön, and No. 2 Flärke (Pl. 2). The proximal parts at loc. No. 1 are mm-varved but after 30 varves the thicknesses increase. The same changes can be seen in the profile from loc. No. 2, a couple of years later. Both localities are situated in the eastern mouths of two parallel fault-line valleys running in an ESE direction. The border of the inland ice seems, according to the general striae direction, to have a NE direction. The valleys was successively deglaciated from the south, and the suspension was subsequently channelled into the respective valleys. This circumstance gives an opportunity to localize and approximately date two successive recessional stages in the upper end of the valleys.

The Varves (page 37)

In the investigated area the annual varves have a distinct diatactic structure (Sauramo 1923, p. 97) and are in general of the types described by Lidén (1913, p. 8). In the sections examined, the sediments are oxidized. The lower varves, in general of fine sand-silt, are light brown to yellowish brown; the middle varves, of coarse-fine silt, are white to greyish white, and the upper clay varves are grey. The winter-layer is always a clay lamina, red-brown or dark grey. Non-oxidized sediments, as seen in the cores, are blue-grey to black-grey.

In the lower varves the winter clay laminae, in general 2–5 mm thick, are very often interlaminated with two or three silt laminae 0.5–1 mm thick and sometimes a single-particle lamina of sand (cf. Borell and Offerberg 1955 p. 8). The origin of this feature is not known.

The lower varves very often have current ripple-marks and the normal laminated structure frequently changes into a rolling, unilateral rolling or rolling inclined bedding. These structures, typical for bed load sedimentation, make the varve

measurements difficult as they distort the true thickness of the varve, Fig. 8. Ripple-marks are occasionally developed in silty and fine silty varves, the laminated structure of which is due to sedimentation from a suspension. Usually these ripple-marks start from a single ripple-mark and are successively developed in a downstream direction in the overlaying varves, Fig. 9.

The upper clay varves often have the winter-layers disturbed by bioturbation (Hörnsten 1964 p. 203) which more or less obliterates the usually sharp contact between the varves, making it impossible to measure or even to count the varves accurately.

In the area around the town of Umeå, the winter clay layers are thicker than usual, giving the varves a symmict appearance. An investigation of the diatoms in the upper part of the varves -160 to -150 of the sequence from locality No. 22 at Öbacka, reveals that the diatoms are completely dominated by *Melosira islandica* and *Mel. isl. var. helvetica*, indicating a lacustrine facies of sedimentation even with the ice-border at a distance of 50-60 km.

Methods (page 40)

The sections and profiles on which the varve diagrams are based, have been investigated and measured in pits, road cuts, excavations for houses, in the typical "nipor", i. e. river-cut high terraces along the valleys, and in cores taken with a metalfoil corer. 150 localities and 8 cores have been investigated. Of this material, only 30 sequences with demonstrable bottom-varves and 2 core profiles are used.

In the sections, the varves have been measured on paper strips as described by G. De Geer (1932 p. 62, 1940 p. 19 ff., Antevs 1922 p. 1 ff.) and in the cores according to Järnefors (1956 p. 302, 1963 p. 10) and Hörnsten (1964 p. 192). At each locality several measurements were made, in particular where the sediments were disturbed by current-bedding or by slide, slump or convolute structures of different kinds. Special attention was given to control that the lowest varve observed in a cut or pit really was the true bottom-varve and sometimes an excavator was used to reach the substratum. This control can also be achieved approximately by calculating the recessional velocity to the adjacent localities.

Uncertainty in achieving the bottom-varve is very great by the coring method. In particular, in fine sandy or coarse silty sediments, it is impossible to reach the substratum, even if the corer is pressed very hard. Further, in sediments of this texture, when water saturated, the lowest part of the core may often be lost from the corer during the hoisting. Usually at least 15-25 cm were lost, which might mean the loss of several tens of varves. The profiles obtained from cores have been used only to procure connections between distant localities. Construction of recessional lines or velocity calculations are based only on section profiles with true bottom-varves (cf. Antevs 1922 p. 74 ff.).

The upper thin-varved parts of the sequence or parts with obscure varve partings have been collected in zink boxes and the varves measured under a stereo-microscope at 2-4.5 x magnification. Small details in the lamination, characteristic for a particular varve or a group of varves, can thus be traced over several localities and provide further evidence towards establishing correlations made only on the thickness variations.

Comments of the Varve Diagrams (page 41)

The varve profiles are regionally arranged in the diagrams (Pl. 1, 2 and 3), where they refer to distinct geographical areas, with the profiles from the individual sedimentation areas of the regions kept together in groups.

Plate 1 comprises the localities in the southernmost part of the area investigated. The profiles in the Gideälven area were measured together with Å. Hörnsten, except for the profile from Kasamark. The latter (by Hörnsten) supplies the connection to his chronology (yet unpublished) from the county of Västernorrland. The Kasamark profile is connected (Hörnsten, pers. comm.) with Lidéns (1913) profiles, which are demonstrated in the same diagram with the Gammelgården profile and thus with Borell's and Offerberg's (1955) profiles with the revised 0-varve. The years in the diagrams are thus based on the revised 0-year of the Swedish Time-Scale (E. Nilsson 1960).

The connections are in general very good, particularly in the years -263 to -210 and in the profiles from the coastal zone between -320 to -210.

The dissimilarities between the profiles are limited to single varves or a group of a few varves and are of the following types: -

- a) varves which are abnormally thick, possibly caused by occasional locally greater sedimentation. These include e.g. the varves -298 and -291 in loc. No. 5 Bredvik and the varve -220 in loc. No. 9 Toböle,
- b) varves giving in one particular profile a twin-peaked outline, which in other profiles corresponds to a single peak e.g. the group of varves -319 - -315 and -295 to -290 in the profiles Nos. 3 and 4, the varves -257 and -254 in the profiles Nos. 2, 4, 6 and 7,
- c) the lowest varves in some profiles do not have comparable thickness variations. This is dependent on the very different rates of sedimentation close to the mouth of the glacial rivers and a considerable distortion of the varve thicknesses by current bedding structures, particularly in the valleys. Examples of this include the 3-4 lowest varves on the coastal plain and the 15-20 lowest varves in the Lögdeälven valley,
- d) varves which are distorted, probably by sliding; e.g. the varve -274 in profile No. 8, and the varves -337 to -335 in the profile No. 5. These parts of the profiles are hatched.

For reference to the Swedish Time-Scale, the profiles at Gammelgården (Lidén 1913) and Sidensjö church (Hörnsten) are used as mentioned. The similarity is very good even in the details, in particular between the varves -260 to -250 and -240 to -230. This means that in independent sedimentation areas, as far as 300 km apart, similar changes in the sedimentation have occurred at the same times. Such conformity suggests general changes in the regimen of the inland ice, probably under the influence of climate.

Plate 2 comprises profiles from the sedimentation areas of the Öreälven esker, the southernmost parts of the Umeälv esker and the Hörsjö esker, these having a coinciding sedimentation area in the southernmost part of the Öreälven valley. The similarity between these profiles and the reference profiles of Sand and Utnäs (Lidén 1913) and Anundsjö mentioned earlier is in general good; the dissimilarities concern only the details and are of the types described above. The differences between loc. Nos. 11 and 12 between -268 (the bottom-varve of loc. 12) to -230 depends partly on large current ripple-marks in the proximal-varves in loc. No. 11, Fig. 8, and partly on the fact that the lowest varves accumulated in two different

valleys, which although situated in the same sedimentation area, at this early stage of recession had no communication. The similarity between loc. Nos. 11 and 10 is better between -281 and -240 during which the discharge and sediment supply from the glacial river of the Umeälv esker influenced the sedimentation at loc. No. 10.

The profile No. 20 is compiled from measurements in a road cut, where parts of the sequence were exposed in different parts of the cut. Thus, 22 varves around the 0-year were not exposed. In the older part of the profile, -85 to -20, the similarity with the profiles Nos. 17-19 is fairly good as it is also with the reference profile at Sand and the connection can be considered valid. But with a displacement of 10 years forward in time (the bottom-varve to -112) the profile is so similar to No. 19, that a connection could be considered with this particular profile. However in these circumstances correlation with the other profiles including that at Sand is lost, and this relationship is therefore doubted. On the diagram (Plate 3) the former position has been preferred.

The reference profile Utnäs, in the section from -195 - -190, has more varves than the profiles from the other areas. Thus Hörnsten has been forced to part his profiles between -193 and -192 as shown by the profile Anundsjö church. In this area of investigation, the varve -189 is very thick and composed of fine to medium sand, resembling a "drainage" varve (Lidén 1913, p. 19 ff. Caldenius 1913, p. 328; cf. Antevs 1922, p. 69). In locality No. 12 this layer also discordantly overlies the older varves, indicating scour, which has eroded more than 20 varves in parts of the exposure, Fig. 10 a. For this reason the profiles are broken between -193 and -190 in this diagram. The varve -189 however, is thicker than normal in both the Utnäs and Anundsjö church profiles, as it is in other profiles from those areas. There is thus no reason to consider this particular varve as a "drainage" varve indicating an event restricted to the Öreälven valley. It seems to be more reasonable that the varve -189 is indicative of a year with a generally high water and sediment discharge from the land ice-mass.

The profiles are also broken at the varve -172, which is abnormally thick at Utnäs and the other reference profiles from the region south of the investigated area. In the latter, as shown in the profiles, the varves are of quite normal thickness. Also, the varve -48, which exists in the profile from Sand, has no clear correspondence in profiles from the area described here, except No. 18. Local circumstances in the individual sedimentation areas may be the reason for the differences. The profiles are broken for the sake of correlation.

With the varve +141 there is a very sudden decrease in varve thickness, Fig. 10 b. As will be shown later, the varve thicknesses in the Umeälven valley, have a very marked increase in thickness at exactly the same varve. The reasons have been mentioned before and are discussed below.

Plate 3. The profiles are from the mutual sedimentation area for the southernmost parts of the Vindelälv and Umeälv eskers. The connection between the profiles is in general very good. Profile No. 19 from Öreälven valley is used as a reference profile. The profiles are parted at the same varves and for the same reasons as discussed above. In this diagram it has also been necessary to part the profiles in accordance with the Anundsjö church reference profile. On the diagram is also clearly demonstrated the sudden increase in varve thickness contemporaneous with the thickness decrease in the Öreälven valley, represented by profile No. 19.

The corresponding changes in thickness of the varves is considered to be caused

by a diversion of the glacial river in the Öreälven valley into the Umeälven valley, in a manner similar to that demonstrated by Hörnsten (1964 p. 195) in the Ångermanälven valley.

The diversion must have been localized to places where eskers run across the watershed between the river valleys. The most probable place is found in a low pass south of Pauträsk (map sheet 49 Lycksele, see the detail map in Fig. 11). In this pass a 1.5 km long, 70–150 m broad and 10–20 m deep gorge, now followed by a very tiny brook, has been eroded in till or coarse sediments from the position of the pass towards the south into the Öreälven valley. It is connected to the glacial-fluvial accumulations in the valley proper and their continuation north of the divide. In this area there is also a complicated system of overflow channels and lateral drainage channels connected to the main gorge.

North of the divide, in the broad valley east of Pauträsk towards Rusträsket, there is a system of large drainage channels, now dry or bog filled, cut in coarse glacial-fluvial sediments and followed in part of its course by the Paubäcken rivulet. The channels indicate a drainage from the Pauträsket area to the Rusträsket area and further south-east into the Umeälven valley, of watermasses considerably larger than the present streams.

The Ice Recession (page 47)

The map Fig. 11 shows the stages of the ice retreat, based on ice recession lines obtained by joining localities with bottom-varves of the same or nearly the same age.

Some stages of the recession north of the Gissjön have been constructed indirectly in accord with the discussion on page 65. The youngest stage has been inferred at the position of the diversion of the glacial river, discussed above.

The ekviceses –400 and –350 (Hörnsten 1964 p. 193 and Fig. 6) show, that the ice-border in the north-eastern part of Ångermanland has had a fairly straight north-easterly orientation. At the localities with the bottom-varves –349, –348, –347, a continuation of the ekvices –350 can be constructed. This recessional line makes a remarkable bend from the north-easterly direction to an easterly direction over the southern part of the coastal plain and the adjacent easternmost part of the hilly region.

The line connecting the bottom-varve localities –321 can be extended towards the south-west by interpolating between the localities –349 and –314. This recession line thus has a course entirely parallel to the line for –350 and its continuation.

Through the localities with bottom-varves between –285 and –281 a line for a mean stage –283 can be constructed. This can be extended towards the south-west between the localities –314 and –276, giving the line a general ENE direction.

In the localities of the area around Umeå there are large differences in the bottom-varve ages, which can be interpreted in different ways, as discussed later. However, the recession line –268, with the extension close to the constructed stage –263 north of Gissjön, has in general a more straight ENE course, perpendicular to the general morphological structure of the area.

The successive younger lines joining localities in the Öreälven and Umeälven valley have the same general direction, with minor irregularities, e. g. between the localities 13 and 26, the details of which are discussed below.

The recession lines, based on the varve chronology, thus reveal the western

and northern parts of a broad bay in the ice-border, developed before the recession in the southernmost part of the coastal plain. This result confirms the general picture given by G. De Geer (1940 p. 163, 178 and Pl. 64 and 70). During the subsequent recession, this bay was gradually straightened out and the ice-border had a generally straight northeasterly direction, perpendicular to the main morphological structures and general slope of the landmass.

As can be seen on the map (Fig. 11), the recessional lines are perpendicular or near perpendicular to the dominating or main striae directions and the general directions of the eskers in the zones north and north-west of the respective recessional lines. This relationship makes Granlund's (1943) age grouping of the different striae systems and even the system themselves less useful.

The striae observations can be interpreted in the following way:

The directions N 15°–20° W in the areas to the west of the gulf of Nordmalingsfjärden represent an ice movement towards the north-western part of the ice bay and are considered to be of the same age as the directions N 3°–5° W à N–S on both sides of Nordmalingsfjärden, indicating an ice movement towards the northern part of the bay.

In the same manner, to the north of the recession line –283 the striae directions N 30° V in the areas west of the river Öreälven are of the same age as the directions N–S and N 2°–3° E in the areas east of the same river, the two groups of directions showing contemporaneous converging ice movements towards the flanks of the bay.

In the Umeälven valley (p. 63, Fig. 4) there is a clear age relationship of the striae. The older sets, N 10°–12° W and N 20°–25° W, can be interpreted as representing an ice movement towards the northern part of the great bay and the younger set of striae, N 40°–45° W, as representing a younger movement towards the ice-border when it later had an ENE orientation. On this hypothesis the intermediate directions would represent the successive changes of this ice movement.

The dominating directions of N 3°–5° W in the southern and middle part of the coastal plain and the corresponding N–S directions in the areas west of the mouth of Umeälven dominate the bedrock sculpture and reappear also in the abundant elongate ridges of crag and tail type. This might suggest, that the ice movement in this direction was of fairly long duration. In this particular region, the striae exist in an area deglaciated between –375 and –275, i. e. within 100 years. If the interpretation suggested above for the relationship between the sets of striae and the ice recession in the Umeälven valley is correct, the time available can be extended to –225, i. e. 150 years. How long, previous to –375, the ice movement was influenced and controlled by the embayment in the ice-border cannot be estimated from this investigation. The 150 years demonstrated is the minimum time available for exaration of the bedrock, the moulding of the elongate ridges and the cutting of the striae.

The Velocity of the Ice Recession (page 52)

On the basis of the ice recession chronology, demonstrated on Fig. 11, the recession velocity can be calculated between localities situated either in line in the direction of the ice recession or between those situated laterally to each other relative to the direction of recession. The tables 2, 3 and 4 on the recessional velocity, are arranged according to the varve diagrams, with the particular localities in chrono-

logical order, grouped along different lines of recession. The term "recessional distance" means the distance parallel to the recessional direction between two localities, as discussed above.

By comparison of the recessional velocities between adjacent localities it is possible to control, within certain limits, whether the lowest varve measured is the true bottom-varve. As can be seen from Table 3, the differences in the velocities between loc. Nos. 21 and 23 by comparison with Nos. 21 and 22 are abnormal. In all these localities the stratigraphy seems to be quite normal. Locality No. 23 occurs on the eastern side of the Vindelälvs esker. In such situations the lowest part of the varved sediments are usually lacking. The recessional velocity to the next locality, No. 24, however, seems to be normal. As pointed out, this is only an estimation; one or two varves may be lacking, without making the velocity value abnormal.

The reason for these differences in velocity has therefore to be sought in the local conditions during recession. In this case it is thought probable that intense calving in a local estuary, developed under the influence of the glacial river mouth, or the depression under the present river, or a combination of both, were responsible.

A similar explanation can be applied to the very high value for the recession between Suggåsen and Maribäck (Pl. 1). Both localities are situated on a glacial deposit, where local deglaciation is typically characterized by intense calving in a local embayment in the ice-cliff, depending on the glacial river tunnel.

In general, where the distance between the localities is short (1–3 km), the errors in the varve measurements, in particular when caused by the lack of proximal varves, have a considerable influence on the calculation of the velocity. The localities with bottom-varves are too scattered to permit a detailed reconstruction of the ice-border necessary for such calculations.

Fig. 12 shows the variations in time of the velocity of the ice recession. The values calculated in the tables are considered as mean values between two localities and are plotted at half the time distance between the year for the respective bottom-varve.

The oldest velocity curve, representing the recession in the Gideälven valley, shows a fairly even velocity of recession, with a marked increase at -300 followed by a decrease. The curve for the Lögdeälven valley, including the Nordmaling area, shows a rapid decrease, which is nearly contemporaneous with the increase in the Gideälven valley. The curves for the Öreälven valley, the Umeälv esker and the Umeälven valley reveal a parallel development, with a velocity of greater than or about 300 m/yr at about -250, decreasing to about or less than 200 m/yr at -220 to -200. This decrease is contemporaneous in these three areas, but younger than in the southern areas. The velocity decrease may be due to either a higher velocity of the ice movement or a decrease in the intensity of calving or a combination of both. Alternatively it may be related to morphological differences from the other area. The former reasons are generally controlled by climate. In such a case, however, the change in the glacial regimen would be registered in the sediments as changes in thickness and grain size of varves from these periods. Such changes have not been observed in this investigation.

If the variations are related to the morphology of the area some correlation is possible. In the Lögdeälven valley the retardation occurred at the time when the ice-border passed the relatively high and sharp "Nordmaling faultline", where the water depth rapidly diminished from about 290 m to 140–160 m.

A similar retardation can be seen in Table 2 after -298 in the area to the north of the Gissjön, between loc. Nos. 1 and 2 and between loc. No. 1 and the inferred stage at -263. Both these reductions in velocity coincided with the time when the ice-border reached the edge of the higher ground.

In the Öreälven valley, the velocity of the recession slowed down gradually in the border zone between the coastal plain and the undulating transitional region. The slowest recession occurred a little inside the border zone to a higher hilly area between the villages of Hummelholm and Agnäs (map sheet 63 SV and NV). The rapid recession between -180 and -170 occurred in a broad and open section of the valley, the slow recession at about -160 in a section where the valley is narrow and surrounded by higher hills.

Along the Umeälv esker the same relationship between the velocity of recession and the morphology can be established. The recession has been slowest across the relatively high watershed between the Hörneån rivulet and the valleys to the north. In the Umeälven valley the corresponding retardation occurred at about -200 in the hilly region at the confluence of Umeälven and Vindelälven. The subsequent recession seems to have been a little faster along the valley than along the esker, possibly depending on the deeper water above the valley. The slow recession at -50 occurs where the valley is narrow and fairly shallow.

The same relationship can also be applied to the Gideälven valley. The faster recession at about -300 occurred when the ice-front was over the Gissjön depression whilst the retardation occurred where the valley gets narrower between hilly areas.

The youngest parts of the curves for the Öreälven and Umeälven valleys are only approximately drawn to demonstrate the recession velocity after the 0-year until the diversion to the south of the waters from Pauträsket. The recession has a value of 485 and 525 m/yr respectively for these two river valleys, making a mean different of only 40 m/yr. These values of the recession velocity in areas above the HK are however not comparable with the values in the areas below HK. Above HK, the ice-border was strongly lobate, controlled by the topography, and, evidently, in some valleys was characterized by zones of highly crevassed dead-ice. Precise dating has only been possible in the case of the diversion of the glacial river in the Öreälven valley into the Umeälven valley, this allowing a calculation of the recessional velocity as an approximate value of the velocity of dissipation of the inland ice.

Conclusions (page 58)

The variations in the recession velocities have thus been related to the morphology. The recession, as is well known in areas below HK, has been governed by calving from the ice-cliff. The calving has been more intense in areas with deeper water and less intense in areas with more shallow water, e. g. in hilly regions.

The "Nordmaling faultline", constituting the very sharp boundary between the low coastal plain and the hilly undulating transitional region, seems to have controlled the development of a great bay in the ice-border. As pointed out before, the recession line at -350 shows that this bay existed when the land-ice receded over the present coastline. It certainly originated (as pointed out by G. De Geer 1940 p. 163, 178 ff.) by very intense calving over the 293 m deep depression in the central part of the Gulf of Bothnia. Its further development was controlled by the rapid shallowing towards the coast of Ångermanland in the west and the somewhat

smoother shallowing towards the Eastern Kvarn in north and north-east. The localisation of the established western and northern parts of the bay was influenced by the deep furrows from the Gulf of Bothnia depression leading northwards toward the Nordmaling bay and further towards the Western Kvarn.

The subsequent straightening out of the ice-border thus was due to a rapid reduction of the calving intensity in the western part of the bay accompanying the lower recession velocities. It occurred contemporaneously with the continued rapid retreat in the northern and, probably also the north-eastern parts. This is also demonstrated on Fig. 8 by the larger distance between the recession lines in this part of the investigated area.

On Fig. 13 the result of the varve chronology is summarized with eqviceses based on the 0-year of Borell & Offerberg (1955). The historical years are calculated on Nilsson's (1960 p. 135) revision of this 0-year. Accordingly, the ice-border reached the southern part of the coastal plain at c. 7 300 BC and the area of Umeå at c. 7 200 BC. The ice-border was at the innermost parts of the HK-bays to the north of the town of Lycksele at c. 6 850 BC. The diversion south of Pauträsk reveals that at c. 6 780 BC the marginal zone of the inland ice was c. 180 km inland from the coast and c. 100 km to the south-east of the last main ice-shed. (G. Lundqvist 1961, the map). At this time it seems to be obvious that considerable parts of the area in front of the mountains were still covered by ice (Fromm 1962, pp. 57-58; cf. G. Lundqvist 1961, p. 128).

The ice receded from the present coast to the innermost HK in 400-420 years (cf. Granlund, 1943, p. 45) and to the area of Pauträsk-Hedmark in 500 years, with a mean velocity of 320-340 m/yr, during the last stages reaching c. 500 m/yr.

Acknowledgements

This study has been made as a licentiate thesis at the Institute of Quaternary Geology, University of Uppsala. The subject was proposed by Dr. Å. Hörnsten. The head of the Institute, Prof. S. Florin, has kindly put all the necessary resources of the Institute at my disposal and maintained a keen interest in the investigations.

To secure correlation between this area and the coastal area of Ångermanland County, earlier investigated by Hörnsten, the Gideälven area between Husum and Björna was investigated together with him. The loc. No. -349 Maritäck, -314 Sörgidsjö, -276 Svedje and -220 Björna have been investigated jointly. The experience gained during this joint work led by Hörnsten, together with some practice in coring, has been invaluable for this investigation. The author has also been allowed to use Hörnsten's hitherto unpublished profiles and diagrams.

Dr. Th. Lundqvist has kindly communicated a number of stiae observations from the southernmost parts of the investigated area.

The diatom analyses have been carried out under the keen supervision of Dr. Maj-Britt Florin.

The drawings have been done by Asta Kaljusaar and Kjerstin Andersson of the Geological Institute in Uppsala and Elizabeth Björk of the Geological Survey of Sweden.

The English manuscript has been thoroughly read by Dr. D. G. Gee of the Geological Survey.

To all these persons and also to many with whom I have discussed aspects of the work, my sincere thanks are due.

Financial aid for this investigation has been received from the University of Uppsala Funds and from the Swedish National Science Research Council.

Geological Survey of Sweden, March 1968.

Rolf Bergström

Litteraturförteckning

- A. S. = Atlas över Sverige utg. av Svenska Sällskapet för Antropologi och Geografi. Stockholm.
- BCGF = Bulletin de la Commission Géologique de Finlande.
- BGIU = Bulletin of the Geological Institution of Upsala.
- GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar.
- KVA = Kungliga Vetenskapsakademien.
- SGU = Sveriges geologiska undersökning.
- ANTEVS, E., 1922: The Recession of the last Ice Sheet in New England. – Am. Geograph. Soc. Research Ser. no. 10.
- BORELL, R. och OFFERBERG, J., 1955: Geokronologiska undersökningar inom Indalsälvens dalgång mellan Bergforsen och Ragunda. – SGU Ca 31.
- CARLZON (CALDENIUS), C., 1913: Inlandsisens recession mellan Bispgården och Stugun i Indalsälvens dalgång i Jämtland. – GFF 35.
- 1924: Ragundasjöns stratigrafi och geokronologi. Ragundasjön, del II. – SGU Ca 12.
- DE GEER, G., 1932: Stockholmstraktens kvartärgeologi. – SGU Ba 12.
- 1940: Geochronologia Suecica Principes. – KVA Handl., Tredje ser., Bd 18, N:o 6.
- DE GEER, S., 1926: Norra Sveriges landformsregioner. – Geograf. Ann., 8.
- EKSTRÖM, G., 1927: Klassifikation av svenska åkerjordar. – SGU C 345.
- FROMM, E., 1944: De recenta årsvarviga sedimenten utanför Ångermanälvens mynning; i "Kullenberg, B. och Fromm, E.: Nya försök att hämta långa sedimentprofiler från havsbotten". GFF 66.
- 1951 a: i "Lundqvist, G.: Beskrivning till Jordartskarta över Kopparbergs län". – SGU Ca 21.
- 1953: Nedisning och landhöjning under kvartärtiden. – A. S., bl. 19–20.
- 1962: Om isrecessionens kronologi i Övre Norrland. – GFF 84.
- 1965: Beskrivning till Jordartskarta över Norrbottens län nedanför lappmarksgränsen. – SGU Ca 39.
- FRÖDIN, G., 1916: Über einige spätglaziale Kalbungsbuchten und Fluvioglaziale Estuarien in mittleren Schweden. – BGIU XV.
- 1956: Isströmssuccessionen på Uppsalahalvön jämte försök till korrelation med Ålands och Åbolands skärgård. – Geographica 32.
- GJESSING, J., 1960: Isavsmeltningstidens drenering. Dens forløp og formdannende virkning i Nordre Atnedalen. Med sammenlignende studier fra Nordre Gudbrandsdalen of Nordre Østerdalen. – Ad Novas, 3.
- GRANLUND, E., 1928: Senglaciala strandlinjer och sediment i västra Bergslagen. – SGU C 349.
- 1937: "Den västerbottniska landskapsbilden" i Svenska Turistföreningens årsskrift. Stockholm.
- 1943: Beskrivning till Jordartskarta över Västerbottens län nedanför odlingsgränsen. – SGU Ca 26.
- HOPPE, G., 1948: Isrecessionen från Norrbottens kustland i belysning av de glaciala formelementen. – Geographica, 20.
- 1960: Isavsmeltningstidens drenering. Dens forløp og formdannende virkning . . . Recension. – Norsk Geograf. Tidsskr., 17.

- 1961: The continuation of the Uppsala esker in the Bothnian Sea and ice recession in the Gävle area. – *Geograf. Ann* 63.
- HÖGBOM, A. G., 1905: Studien in Nordschwedischen Drummlinslandschaften. – BGIU VI.
- HÖRNSTEN, Å., 1964: Ångermanlands kustland under isavsmältningsskedet. Preliminärt meddelande. – GFF 86.
- JOHNSON, G., 1956: Glacialmorfologiska studier i södra Sverige. – *Medd. Lunds Geograf. Inst.*, Avh. 31.
- JÄRNEFORS, B., 1956: Isrecessionen inom Uppsalaområdet. – GFF 78.
- 1963: Lervarvskronologien och isrecessionen i östra Mellansverige. – SGU C 594.
- JÄRNEFORS, B., and FROMM, E., 1960: Chronology of the Ice Recession through middle Sweden. – XXI Int. Geol. Congr., Part 4. – Copenhagen.
- KJELLMAN, W., m. fl., 1950: Soil sampler with metal foils. Device for taking undisturbed samples of very great length. – Roy. Swed. Geotechnical Inst. Proc. No. 1.
- LIDÉN, R., 1911: Om isafsmältningen och den postglaciala landhöjningen i Ångermanland. – GFF 33.
- 1913: Geokronologiska studier öfver det finiglaciala skedet i Ångermanland. – SGU Ca 9.
- 1938: Den senkvartära strandförskjutningens förlopp och kronologi i Ångermanland. – GFF 60.
- LUNDQVIST, G., 1951: Beskrivning till Jordartskarta över Kopparbergs län. – SGU Ca 21.
- 1952: Rullstensåsar och isälvsdeltan. – A. S., bl 17–18.
- 1961: Beskrivning till karta över landisens avsmältning och högsta kustlinjen i Sverige. – SGU Ba 18.
- 1963: Beskrivning till Jordartskarta över Gävleborgs län. – SGU Ca 42.
- LUNDQVIST, J., 1957: Övre Klarälvsdalens kvartärgeologi. – SGU C 550.
- 1957 a: Geokronologiska undersökningar i Värmland. – SGU C 551.
- 1958: Beskrivning till Jordartskarta över Värmlands län. – SGU Ca 38.
- 1959: Issjöar och isavsmältning i östra Jämtland. – SGU C 573.
- LUNDQVIST, M. och MAGNUSSON, N. H., 1957: Höjd- och djupförhållanden. – A. S., bl. 1–2.
- MÖLLER, H., 1962: Annuella och interannuella ändmoräner. – GFF 84.
- 1965: Beskrivning till geologiska kartbladet Stockholm NV. – SGU Ae 2.
- NILSSON, E., 1960: Södra Sverige i senglacial tid. – GFF 82.
- OKKO, V., 1950: Friction cracks in Finland. – BCGF XXIII.
- PETTIJOHN, F. J., 1948: *Sedimentary Rocks*. – New York.
- POTTER & PETTIJOHN, F. J., 1963: *Paleocurrents and Basin Analysis*. – New York.
- RENQVIST, H., 1930: Bathymetric chart of Bothnian Bay and the North Kvark. – *Fennia*, 52:6.
- RUDBERG, S., 1954: Västerbottens berggrundsmorfologi. – *Geographica*, 25.
- SAURAMO, M., 1923: Studies on the Quaternary Varve Sediments in southern Finland. – BCGF 60.
- 1929: The Quaternary Geology of Finland. – BGIU 66.
- TULLSTRÖM, H., 1954: Kvartärgeologiska studier inom Rönneåns dalbäcken i nordvästra Skåne. – SGU C 530.
- ÖSTER, J., 1932: Glacialgeologiska iakttagelser inom Ljungans vattenområde. – GFF 54.

OTRYCKTA KÄLLOR:

- J. A. BERGQVIST: Dagböcker IV–XII 1929–1932. Västerbottens län 2. Kvartärundersökningar. – SGU arkiv E IV 2 a.
- TH. LUNDQVIST: Dagböcker. Västernorrlands län, berggrundskartering.

DIAGRAM ÖVER ÅRSVARVEN -321 - +145 I DE GLACIFLUVIALA SEDIMENTEN I ÖREÄLVENS OCH HÖRNEÅNS DALGÅNGAR

Diagram of the annual varves -321 to +145 in the glacialfluvial sediments of the Öreälven and Hörneån valleys

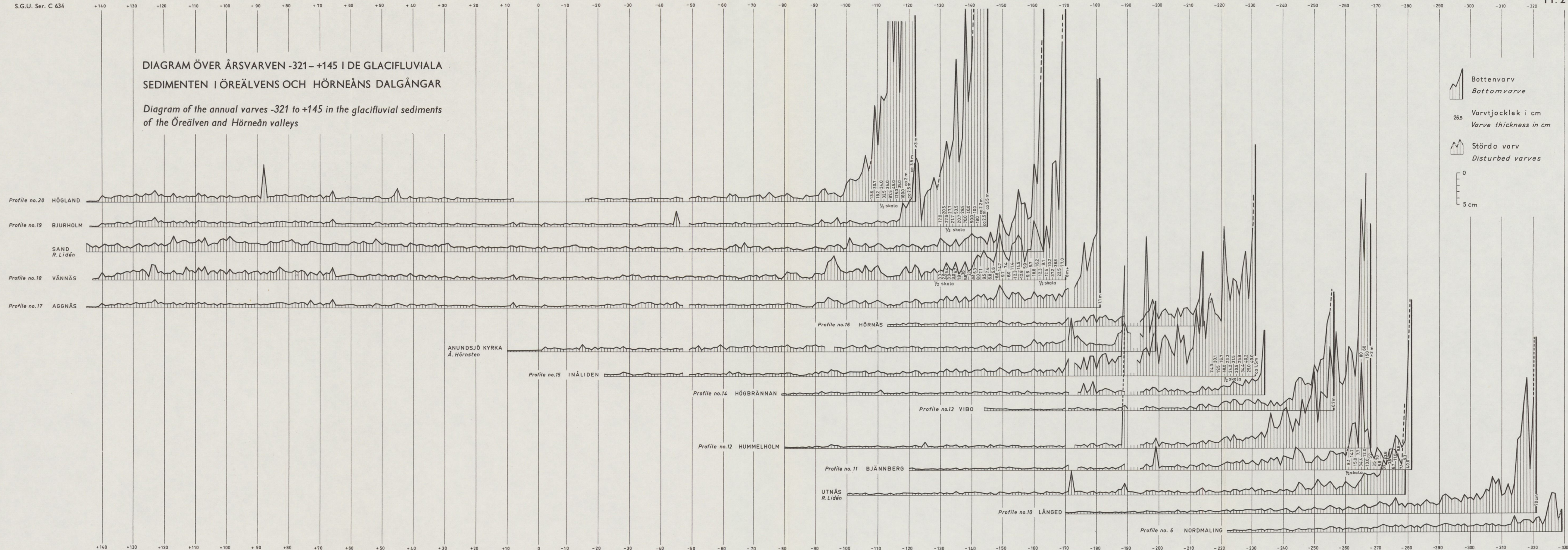
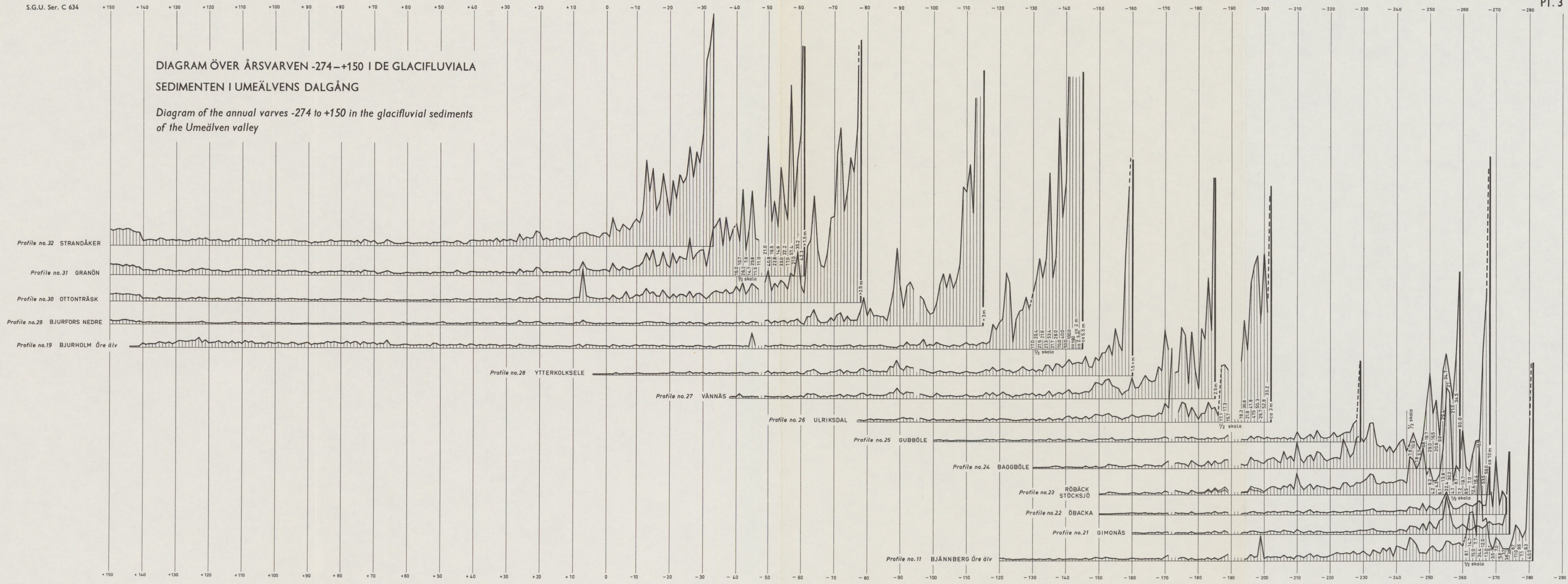


DIAGRAM ÖVER ÅRSVARVEN -274—+150 I DE GLACIFLUVIALA SEDIMENTEN I UMEÄLVENS DALGÅNG

Diagram of the annual varves -274 to +150 in the glacialuvial sediments
of the Umeälven valley



PRIS 25 KRONOR

Distribution

SVENSKA REPRODUKTIONS AB

FAK, 162 10 VÄLLINGBY 1

Växjö 1969 C. Davidsons Boktryckeri AB

Printed in Sweden