

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. Ca.

Afhandlingar och uppsatser i 4:o.

N:o 9.

GEOKRONOLOGISKA STUDIER ÖFVER DET  
FINIGLACIALA SKEDET

I

ÅNGERMANLAND

AF

RAGNAR LIDÉN

—  
MED 7 TAFLOR  
—

Pris 1,50 kr.

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. Ca.

Afhandlingar och uppsatser i 4:o.

N:o 9.

GEOKRONOLOGISKA STUDIER ÖFVER DET  
FINIGLACIALA SKEDET

I

ÅNGERMANLAND

AF

RAGNAR LIDÉN

MED 7 TAFLOR

STOCKHOLM  
KUNGL. BOKTRYCKERIET, P. A. NORSTEDT & SÖNER  
1913  
[123495]

## Förord.

Föreliggande uppsats utgör en del af en undersökning öfver de hvarfviga glaciala och postglaciala sedimenten i Ångermanland, hvarmed jag varit sysselsatt sedan några år tillbaka och hvilken afsett att kronologiskt belysa den geologiska och geografiska utvecklingen af landskapet under senkvartär tid. Fältarbetena öfver det senglaciala skedet utfördes i hufvudsak under sommaren 1910. Några kompletteringar och revisioner gjordes följande år, då jag erhållit reseanslag från Uppsala Universitet och Geografiska Föreningen i Uppsala. Vid dessa arbeten har jag följt G. DE GEERS geokronologiska metoder för undersökning af den hvarfviga glacialeran. Jag vill härvid begagna tillfället uttala mitt varma tack till professor DE GEER, som väckte mitt intresse för den exakta geokronologiska forskningen, då jag åren 1905 och 1906 hade den stora fördelen och nöjet få deltaga i hans standardundersökning af isens afsmältning öfver Sverige. Äfven mina senare självständiga arbeten har han följt med uppmuntrande intresse.

### Inledning.

Då landisen afsmälte från Norrland, låg isdelaren öfver gränstrakterna mellan urberget och de lägre fjällen. Från denna isens höjdaxel rörde sig ismassan mot V öfver högfjällen ned mot norska kusten samt mot SO till Bottniska viken. Isens senaste rörelseriktning framgår af glacialräfflorna (se Tafl. 2). Det bottenmoräntäcke, isen vid sitt afsmältande kvarlämnade på berggrunden, är i allmänhet föga mäktigt; bergtopparna äro ofta nästan kala. Mot lägre liggande terräng tilltager dock moränen i mäktighet och kan i dalbottnarna stundom träffas anhopad i ansenliga bäddar. I Indalsälvens dal vid Österede, ofvanför Bispgården, finnes en sådan mäktig morän, genom hvilken älfven skurit en ståtlig profil på flera 10-tal meters djup. Vid afsmältningen ryckte iskanten tillbaka från V och Ö mot isdelaren. Öster om vattendelaren bildades i fjälldalarna, i den västra iskanten ryckte tillbaka, stora issjöar, hvilka slutligen genombröto den dämmande ismassan, då denna reducerats till en obetydlighet vid isdelaren, och uttappades. Efter dessa genombrott torde endast obetydliga dödisrester hafva återstått, hvilka snart bortsmälte.

Under senoglacial tid låg landet djupt nedsänkt. Bottniska vikens högsta strandlinje utbildades vid denna tid, allteftersom landet blef isfritt. Till följd af denna nedsänkning blefvo stora delar af landskapet, då inlandsisen vek tillbaka, inkräktade af Bottniska viken. Öfver dessa områden afsattes framför den tillbakavikande iskanten fluvio-glaciala sedimentserier, i hvilkas byggnad isens afsmältning från landet finnes på ett enastående tydligt sätt registrerad.

Föreliggande undersökning afser att genom studier af dessa sediment kronologiskt fastställa den östra iskantens recession från Ångermanlands kust upp till isdelaren, tills issjöarna i fjällen genombröto isresten och uttappades, äfvensom att fastställa landskapets geografiska gestaltning under afsmältningsskedet.

### Bottniska vikens senoglaciala gränslinje.

Den baltiska sjöns högsta strandlinje är inom hela Östersjöområdet med undantag af de allra sydligaste delarna utbildad under senoglacial tid. I trakterna kring Bottniska viken är denna strandlinje i litteraturen vanligen kallad marina eller yoldiagränsen, hvilka

benämningar förutsätta, att sjön vid strandlinjens utbildning stod i omedelbar förbindelse och i nivå med världshafvet. Strandlinjen är emellertid inom olika delar af det Baltiska bäckenet utbildad af sjöns växlande faser under skilda skeden af den sen-glaciala tiden:<sup>1</sup> i S af den uppdämda Baltiska issjön; i trakterna omkring norra Östersjön och södra delen af Bottniska viken af Yoldiahafvet, då Baltiska sjön stod i förbindelse med världshafvet; kring öfre delen af Bottniska viken är strandlinjen troligen utbildad af Ancylussjön. Om såväl Baltiska issjöns som Ancylussjöns nivålägen i förhållande till världshafvet hafva vi hittills endast ofullständig kännedom, liksom vi också ännu ej kunna närmare geografiskt anknyta strandlinjen till Baltiska sjöns ofvannämnda växlande faser. För att därför poängtera strandlinjens inom Baltiska bäckenet skillnad från de verkligt marina gränserna på Skandinavians Atlantiska kuster, torde det vara lämpligt gifva Baltiska sjöns högsta strandlinje en neutral, för hela området gemensam term. Jag vill för detta ändamål föreslå *Baltiska gränsen* (förkortadt B. G.).

I mellersta Norrland är B. G. öfverallt utbildad såsom ett erosionshak i morän-täcket. I kusttrakterna är den synnerligen markerad, berggrunden närmast under gränslinjen är där nästan öfverallt frispolad från all morän. Längre in i landet är den vanligen mindre skarpt framträdande. Gränslinjen, sådan denna framträder i terrängen, motsvarar svallgränsen af den sen-glaciala sjön. Vid mina bestämningar af B. G. har jag utvalt öppet liggande lokaler, och gränslinjen har alltid följts längre sträckor, så att lokala högre ursvallningar och senare nedglidningar af morän kunnat bortelimineras. Mina bestämningar af B. G. torde därigenom kunna hänföras till en för de skilda lokalerna likartad, normal svallgräns.

För att få kännedom om svallgränsens läge i förhållande till medelvattenståndet har fil. lic. A. BYGDÉN haft vänligheten på min begäran utföra några mätningar vid ön Storebben i Piteå skärgård, där ett vattenmärke finnes. Han har därom lämnat följande meddelande:

»Svallgränsen är tydligast utbildad för klapperstränder. Stenarna nedanför denna gräns äro renspolade till skillnad från de öfver densamma liggande, som äro betäckta af lafvar. Då dessa sistnämnda vanligen äro mörkfärgade, blir gränslinjen i regel ganska markerad. Gränsen är bäst utbildad på Storebbens norra strand. Afvägningar gjordes till 3 punkter på norra sidan af det smala näset mellan Svarthällan och Storebben. Stranden sluttar här c:a 20° och ligger öppen för nordliga och nordostliga vindar. Punkterna lågo 1.79, 1.79, 1.73 m, alltså i medeltal 1.77 m öfver hafsytan, som vid en samtidigt gjord mätning vid Storebbens vattenmärke befanns ligga ungefär 2 cm under det för 1911 beräknade normalvattenståndet. Svallgränsens höjd vid de västra punkterna blir alltså ungefär 1.75 m öfver normalvattenståndet. Svallgränsen på sydsidan af samma näs var i medeltal 1.23 m öfver normalvattenståndet. Vågsvallet dämpas emellertid här af en hel del grund i den mellan ön Hyndan och Storebben liggande bukten.»

Då de lokaler, hvarest mina bestämningar af B. G. utförts, ligga i öppet läge, torde siffran 1.75 m kunna anses motsvara gränslinjens höjd öfver den sen-glaciala sjöns medelvattenstånd.

<sup>1</sup> H. MUNTHE, Studies in the Late-Quaternary history of S. Sweden, i G. F. F. Bd 32 (1910), sid. 197.

För Baltiska gränsen i Västernorrlands län föreligga i litteraturen ett flertal äldre bestämningar.<sup>1</sup> De flesta af dessa äro emellertid gjorda med barometer samt utförda, innan topografiska kartor med exakt höjdbestämda fixpunkter funnos, och äro därför i någon mån felaktiga. I nedanstående förteckning öfver mina bestämningar af B. G. i Västernorrlands län hafva upptagits äfven några äldre siffror (Skulubergget, Rösåsberget, Hvitmyrberget och Anundsjö), hvilka, i likhet med de af mig utförda bestämningarna, erhållits genom direkt nivellering från den topografiska kartans fixpunkter. Mina nivelleringar äro med undantag af den vid Forseklippen, där Tesdorpf's tub användts, gjorda med Elfving's spegel, och de erhållna siffrorna äro, såsom ofvan nämnts, att hänföra till senglaciala svallgränsen.

L o k a l e r.	Triangel- och fixpunkter, hvarifrån nivelleringen utgått.	B. G:s läge i antal m öfver hafvet.
<i>Skulubergget</i> , Vibyggerå socken . . . . .	triangelpunkt 293.1	284 <sup>2)</sup>
<i>Tuåggberget</i> , Gudmundrå s:n . . . . .	» 288.5	281.0
<i>Gabrielshöjden</i> , Bjärträ s:n . . . . .	» 302.7	278.6
<i>Karberget</i> , Torsåkers s:n . . . . .	» 280.3	273.6
<i>Rösåsberget</i> , Sättna s:n . . . . .	» 274.1	271 <sup>3)</sup>
<i>Stafrehögåsen</i> , Ljustorps s:n . . . . .	» 259.1	272.7
<i>Autooberget</i> , Viksjö s:n . . . . .	» 288.7	270.4
<i>Ljusmoberget</i> , Boteå s:n . . . . .	» 283.2	269.7
Bergget S om <i>Anundsjö station</i> . . . . .	stationsplanet 175.0	267.4 <sup>4)</sup>
<i>Åtjärnkullen</i> , Dals s:n . . . . .	triangelpunkt 288.6	263.4
<i>Hvitmyrberget</i> , Multrä s:n . . . . .	» 270.3	266.7 <sup>5)</sup>
<i>Skedomsjöberget</i> , Multrä s:n . . . . .	» 269.4	261.5
<i>Österåsens sanatorium</i> , Eds s:n . . . . .	» 237.9	259.8
<i>Forseklippen</i> , Långsele s:n . . . . .	fixpunkt 108.24	257.6
<i>Ramtjärnklippen</i> , Eds och Resele s:ar . . . . .	triangelpunkt 265.9	258.9
<i>Visjöskallen</i> , Helgums s:n . . . . .	» 266.4	254.4
Bergget ofvanför <i>Bispgårdens station</i> . . . . .	» 259.6	250.3
<i>Remstaberget</i> , Helgums s:n . . . . .	» 250.3	252.6
<i>Strandhögberget</i> , Resele s:n . . . . .	» 281.6	254.1
Bergget S om <i>Krånge by</i> , Ådals-Lidens s:n . . . . .	» 241.7	249.6
<i>Höghällan</i> , Tynnerås, Edsele s:n . . . . .	fixpunkt 183.41	239.8
Bergget vid <i>Junsele kyrka</i> . . . . .	» 208.28	236.9
Bergget invid södra sidan af <i>Betarsjön</i> , Krånge, Junsele s:n . . . . .	Betarsjöns yta 196.3	236.5
<i>Vallen</i> , Junsele s:n . . . . .	fixpunkt 211.94	234.9
<i>Hemberget</i> , Sör Edsta, Fjällsjö s:n . . . . .	triangelpunkt 268.7	232.9

<sup>1</sup> A. G. HÖGBOM, Nya bidrag till kännedomen om de kvartära nivåförändringarna i Norra Sverige, G. F. F. Bd. 26 (1904), sid. 469.

<sup>2</sup> Bestämd af HÖGBOM, G. F. F. Bd 26 (1904), sid. 476.

<sup>3</sup> » » » G. F. F. Bd 18 (1896), sid. 481.

<sup>4</sup> » » » GAVELIN, G. F. F. Bd 21 (1899), sid. 605. Vid nivelleringen har GAVELIN utgått från järnvägens höjdsiffra för stationsplanet 176 m. Järnvägens siffror afvika emellertid från de topografiska, t. ex. i Sollefteåtrakten har jag funnit dem vara 1.2 m högre än de senare. Genom professor P. G. ROSÉNS benägna förmedling har jag fått genomse protokollen för precisionsafvägningslinjen Långsele—Mellansel, af hvilka framgår, att Anundsjö stationsplan ligger 175 m öfver hafvet. I enlighet därmed har jag minskat GAVELINS siffra 268.4 med en m.

<sup>5</sup> Bestämd af HÖGBOM, G. F. F. Bd 26 (1904), sid. 477.

Af tabellen framgår, att de högre värdena komma på kustområdet; inåt landet anträffas strandlinjen på allt lägre nivåer. De undersökta lokalerna återfinnas vid resp. siffror för B. G. på kartan öfver det sen-glaciala Ångermanland (Tafl. 1), en kopia af den topografiska kartan (1:100,000) i förminskad skala. Å densamma har medelst interpolering mellan de undersökta lokalerna B. G:s nivå blifvit inlagd. Kartan torde gifva en rätt tillfredsställande bild af Bottniska vikens maximiutbredning öfver landskapet under isens afsmältning. Af det nuvarande kustlandet bildade bergtoppar och högre belägna områden en vidsträckt skärgård, och, i den mån iskanten vek tillbaka mot V, intogos dalgångarna af en stor, vidt förgrenad fjord. De inre grenarna af denna stora Ångermanländska fjord nådde vid Faxälven upp till Flyn, vid Vängelälven upp till Sickselet, till Bodum vid Fjällsjöälven och vid Ångermanälven upp till Kortingselet, S om Gulsele, vid hvilka ställen nämnda älfvar hade sina första mynningar, då landet blifvit isfritt.

Den å kartan inlagda B. G. får emellertid ej fattas som en synkron strandlinje. Nedan skall visas, att landet under afsmältningstiden befann sig i stark höjning. Strandlinjen utbildades allteftersom iskanten vek undan mot NV inåt landet och höjdes snart öfver vattenytan. Å hvarje lokal med lägre värde på B. G. är därför strandlinjen senare utbildad och tillhör en lägre geoidyta. Redan under sen-glacial tid tillväxte genom denna höjning landet afsevärdt från den kartbild, som Tafl. 1 ger, och detta desto mera ju närmare den nuvarande kusten ett område ligger.

### De årshvarfviga sedimentens bildning och geokronologiska undersökningsmetoder.

Öfver de trakter af landskapet, som under sen-glacial tid voro täckta af Bottniska viken, afsattes framför den tillbakavikande iskanten *glacifluviala sediment*, tack vare hvilkas byggnad vi kunna kronologiskt fastställa isens afsmältning från landet. Sedimenten utgöra slammet från *isälffvarna*, hvilka framrunno i tunnlar under landisen. Af det gröfre materialet bildades *rullstensgruset*, som aflastades vid iskanten intill tunnelportarna och ackumulerades till *åsar* eller *åskullar*. Åsgruset registrerar således isportarnas successiva lägen vid iskanten, allteftersom denna ryckte tillbaka från kusten inåt landet. Det finare materialet utbreddes öfver botten af den sen-glaciala fjorden och Bottniska viken intill många mil från iskanten samt gaf upphof till de sand- och lersediment, som gemensamt kallas *glaciallera* eller *hvarfvig lera*. Det väldiga hydrostatiska tryck, hvarmed vattnet i istunnlarna framdrefs, gjorde isälffvarnas lopp oberoende af terrängen och kunde med kraft framdrifva vatten och slammassor till tunnelmynningarna äfven å de stora djup, som rådde under sen-glacial tid vid Ångermanlands kusttrakter. Till följd af istrycket samt genom nötning och uppsmältning af tunnelväggarna voro istunnlarna underkastade ständiga förskjutningar, genom hvilka isälffvarna riktades med slammaterial från moränen under istäcket. Under vintern hafva isälffvarna troligen varit alldeles utsinade. I stort sedt hafva de dock år från år bibehållit sina istunnlar, hvarigenom åsgruset från de olika älfvarna kommit att bilda stråk genom landskapet från kusten upp till trakten

af isdelaren. Någon fullständig undersökning angående åsgrusets utbredning har jag ej varit i tillfälle göra. Den glacialgeologiska öfversiktskartan (Tafl. 2), å hvilken åsgruset är inlagdt enligt mina spridda observationer, gör därför endast anspråk på att i hufvuddrag visa, huru den glacialfluviala slamtillförseln gestaltade sig under isens tillbakaryckning. Åsstråken sammanfalla med isrörelsens riktning, hvilken tydligen varit bestämmande för glacialälfvornas lopp. Stråken korsa äfven flerstädes floddalarna, såsom t. ex. vid Junsele. Isälfvorna synas dock haft en benägenhet att söka sig väg i den lägsta terrängen. Åsgrus anträffas nämligen nästan öfverallt längs botten af de stora dalgångarna. Under B. G. täckes det i dessa af de mäktiga yngre äldalsafslagringarna och visar sig endast i skärningar vid älfstränderna (fig. 1).



Fig. 1. Nipa vid Mjällån, Billen i Viksjö socken.

Den stora skärningen består af åsgrus; den lilla terrassen, den synes öfverst till höger å bilden, består af glaciala och post-glaciala äldalssediment med plan yta, hvilka alldeles dölja åsgrusets terrängformer i dalen.

Glacialeran är bildad af en massa regelbundna, likformigt byggda hvarf (fig. 2). Hvarje sådant består af en undre mäktigare zon med relativt gröfre kornstorlek, *sommarzonen*, samt en öfre, tunnare, *vinterzonen*, af ytterst fin lera, som äfven ger denna zon en särskild glans, hvarigenom den skarpt skiljer sig från den undre zonen. I mellersta Norrland är den undre zonen vanligen ljusgrå, den öfre gråsvart. I den senare finner man äfven ofta en mycket tunn röd rand af allra fetaste lera. Dessa hvarf hafva sedan långt tillbaka tolkats såsom *årshvarf* och äro uppkomna genom den årliga periodiciteten hos isälfvorna. Under den varma årstiden framförde älfvorna stora massor smältvatten. Deras slamhalt ökades i mängd och med större kornstorlekar, i samma mån som vattnet tilltog. Af det gröfsta material, isälfvorna under sin flodtid medförde, rullstengruset, bildades vid tunnelmynningarna för hvarje år ett *åscentrum*. Det öfriga materialet uppslammades i Bottniska viken och fördes af de undervattensströmmar, till hvilka isälfvornas tunga och kalla vatten gaf upphof, vida omkring intill många mil från iskanten samt sederterades med aftagande kornstorlek och mängd alltefter afståndet från tunnelmyn-



ningarna. Den större och gröfre delen af slammet afsattes redan under isälffvarnas flodtid, hvaraf den undre delen af hvarfvet, sommarzonen, uppkom. Genom tidvisa växlingar i isälffvarnas flöden uppstodo i zonen omväxlande sandiga och leriga skikt. Det allra finaste och specifikt lättaste slammet hölls sväfvande i vattnet längre tid, och först under vintern, då isälffvarna hade utsinat och strömmarna i sjön upphört samt Bottniska viken var isbelagd, inträdde för dess afsättning tillräckligt lugna förhållanden. Vinterzonen, som uppkom på detta sätt, är därför af likformig kornstorlek öfver hela sedimentationsområdet och har alltid skarp begränsning mot sommarzonerna. Den fortsätter också in öfver åscentrum, hvilket visar, att isälffvarna under zonens afsättning varit utsinade. Hvarje åscentrum utgör således den proximala delen af resp. årshvarfs sommarzon. Vinterzonens färg beror antagligen på från sommarskiktet afvikande proportioner i mineralsammansättning och möjligen äfven på kemiska utfällningar under vintern.

Hvarfven uttunnades på längre afstånd från iskanten. Med aftunningen följde alltmera likformighet i de båda zonernas sammansättning, hvarigenom hvarfgränserna så småningom utplånades. I profilerna genom lagerserien aftager, till följd af iskantens aflägsnande under sedimentens afsättning, hvarftjockleken slutligen uppåt, och leran blir öfverst nästan homogen samt öfvergår vanligen utan bestämd gräns i öfverliggande postglaciala sediment. Uttunningen af hvarfven skedde hastigare, ju bredare vattnet framför iskanten var. Ju närmre man kommer den nuvarande kusten, af desto större omfattning blir därför det parti af glacialerans öfre del, i hvilket hvarfven ej äro urskiljbara. I dalgångarna längre in i landet kan däremot hela den glaciala hvarfserien urskiljas.

Största delen af det årliga slammet afsattes utefter fjordens och Bottniska vikens djuprännor. Från dessa aftager hvarje hvarf både i mäktighet och kornstorlek hastigt uppåt grundare vatten, såvida ej någon isälffmyrning befann sig i närheten. Öfre gränsen för lerans afsättning bestämdes af vågsvallet, som alltefter expositionen verkade till olika djup på skilda ställen. Slammets fördelning i förhållande till vattendjupet är att söka hufvudsakligen i de strömmar, som uppkommo, då isälffvarnas kallare och tyngre vatten inkom i sjön. Från älfvarnas mynningar sökte dessa strömmar sig väg utefter de stora djuprännorna. Man kan spåra deras lopp utefter dessa i den diskordanta skiktning, som ofta anträffas hos leran i de stora dalgångarna äfven på långt afstånd från iskanten inom sommarzonerna. Strömmarnas styrka har stått i direkt proportion till isälffvarnas vattenmängd. Då strömmarna mötte tillstötande djuprännor, förgrenades de i dessa, hvarigenom slammet fördes från en djupränna in i en annan.

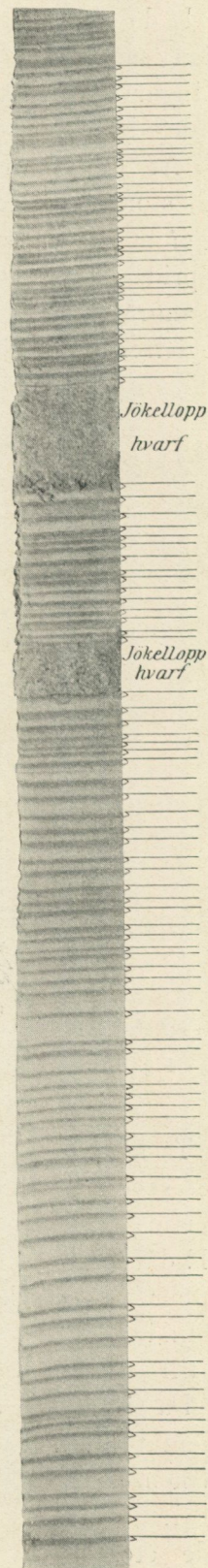


Fig. 2. Glacialera från Utnäs; på högra sidan är fäst en pappersremsa, å hvilken hvarfven äro aftecknade. Med tecknet  $\wedge$  har markerats den mörkfärgade, under vintern bildade, öfversta delen af hvarje årshvarf.  $\frac{1}{3}$  af nat. storl.

I de norrländska älfdalarna anträffas i glacialleran ofta enstaka hvarf med mycket mäktiga sandskikt. Dessa hafva bildats vid uttappningar af isdämda sjöar, hvilka uttappningar måste hafva skett katastrofartadt, hvarvid uppstått synnerligen häftiga flöden, liknande de från Island bekanta plötsliga öfversvämningarna af glaciärälfvar, s. k. *jökullaup*. Af de slamrika vattenmassor, som vid en dylik katastrof, i synnerhet då någon af de stora issjöarna i fjällen uttappades, kommo in i en fjord, uppstodo i denna synnerligen starka bottenströmmar, som äfven kunde medföra sand och grus i stora massor och sprida dem längs hela fjordens djuprännor ut till Bottniska viken och äfven långt in i angränsande fjordar. Dessa karateristiska hvarf med mäktiga sandskikt (fig. 2 och 3), registrerande issjöuttappningar, har jag kallat *jökelloppshvarf*.



Fig. 3. Skärning genom glaciallerans öfre del med de stora jökelloppshvarfven vid Risövik, Sollefteå. (jfr profilen Taf. 3.)

Tack vare regelbundenheten i dessa af isälfsvattnet orsakade strömningar i fjordvattnet skeddé sedimentationen öfver fjordbotten mycket likformigt. Skilda år framfördes emellertid olika mängder slam, hvarigenom växlingar i hvarfvens mäktighet uppkommo. På skilda ställen inom sedimentationsområdet, där sedimentserien har olika mäktighet, återfinner man dock samma växlingar mellan de resp. hvarfvens tjocklek. I följd af det regelbundna inbördes storleksförhållandet mellan hvarfven kunna dessa identifieras från en lokal till en annan.

Då iskanten under sommaren drog sig tillbaka ett stycke, ökades i samma mån sedimentationsområdet. Hvarje årshvarf är därför bottenhvarf öfver den del af Bottniska viken, som under resp. år blef isfri. Samma hvarf är det andra, nedifrån räknadt, inom det område, som föregående år blef isfritt, det tredje inom året därförut afisadt område etc. Lerhvarfven skjuta därför som takspån ut öfver hvarandra ett stycke, som

motsvarar den årliga recessionen af iskanten (se Taf. 3). Om denna något år varit stationär eller gjort en framryckning, har sedimentationen framför iskanten fortgått på samma sätt som under recessionsåren.

Det genetiska sambandet mellan rullstensgruset, åscentra och glaciallerans hvarf samt regelbundenheten i lerhvarfvens olika mäktighet äfvensom sambandet mellan isens recession och årshvarfvens utbredning hafva utredts af G. DE GEER. Honom hafva vi också att tacka för en enkel metod att steg för steg kronologiskt fastställa isrecessionen.<sup>1</sup>

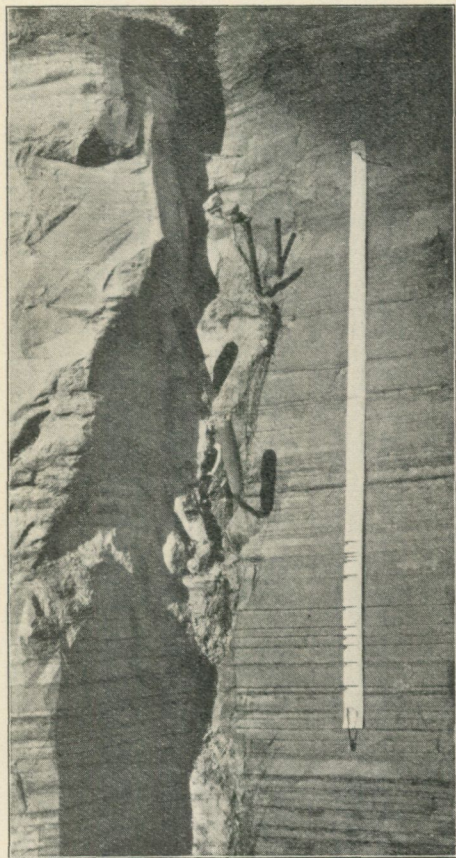


Fig. 4. Skärning genom postglaciala äldals sediment vid Myre, Resele sn, visande huru hvarfven uppmätas genom afteckning å en pappersremsa.

Genom undersökningar, anordnade af DE GEER, äro enligt denna metod grunddragen af isens recession redan fastställda efter en linje från mellersta Skåne upp till Indalsälven.<sup>2</sup> Den kronologiska undersökningsmetoden är i korthet följande. I skärningar genom leran uppmätas hvarfvens tjocklek från sedimentseriens botten. Hvarfven aftecknas därvid på en pappersremsa, hvilken, såsom fig. 4 visar, fästes efter ett genom lagerserien gående vertikalt snitt, vunnit därigenom att lerväggen renskrapats, så att hvarfven tydligt framträda. Om leran är tunnhvarfvig eller behöfver torkas, för att hvarfven skola kunna

<sup>1</sup> G. F. F. Bd 7 (1884—1885), sid. 3 och 512, Bd 27 (1905), sid. 219.

<sup>2</sup> G. De GEER, On late Quaternary time and climate. G. F. F. Bd 30 (1908), sid. 459; G. De GEER, Athermographical record of the late-Quaternary climate. Postgl. Klimaveränderungen, sid. 303. Stockholm 1910.

tydligt urskiljas, uttages för afritningen lämpligast ett prof i en ränna (se fig. 2). Öfver de uppmätta hvarfvens tjocklek uppgöres därpå ett diagram, å hvilket man enligt vedertaget bruk låter lägsta hvarfvet börja till höger (se Tafl. 5).

Genom jämförelse af diagram från skilda lokaler kunna hvarfven, då man nu har en god öfverblick af deras mäktighetsväxlingar, lätt identifieras från ett ställe till ett annat (fig. 5).

*Tiden för isrecessioner mellan två lokaler motsvarar det antal hvarf, som vid det tidigare isfria stället ligger under det hvarf, som befinnes motsvara bottenhvarfvet vid den andra lokalen (se Tafl. 5).*

Allteftersom iskanten passerade fjordgrenarnas inre delar och drog sig tillbaka genom de trakter af landskapet, som lägo öfver B. G., fingo vattendragen fritt lopp. Åsgruset aflastades alltjämt intill den vikande iskanten, medan det öfriga isälffslammet fördes af de fria vattendragen till fjorden. Det glaciala materialet uppblandades i dessa med postglacialt slam från det isfria landet. Det af vattendragen medförda slammet afsattes nu såsom deltasediment framför vattendragens mynningar, den sandiga delen af slammet närmast mynningen såsom proximala deltasediment, hvilka ackumulerades uppåt vattenytan till deltaplan; det finare materialet sedimenterades såsom förut äfven fjordbottnen, i mängd och kornstorlek aftagande utåt fjorden. Tillförseln af glacialt slam till de fria vattendragen slutade, så snart isälffvarnas verksamhet upphörde inom deras resp. dräneringsområden. I kuståarna upphörde denna tillförsel rätt snart, men i de stora älfvarna medfördes glacialt slam, såsom äfven åsgrusets utbredning visar (se Tafl. 2), ända till dess genombrotten af isresten vid isdelaren inträffade. Så länge glacialt slam medfördes, fingo aflagningarna från vattendragen de glaciala sedimentens habitus med den karakteristiska vinterranden som skiljegräns mellan de olika årens bildningar och betecknas därför såsom glaciala. Vinterranden fortsätter äfven in öfver den proximala delen af deltat. Sedan den glaciala slamtillförseln till de fria vattendragen upphört, afsattes öfver glacialleran *postglaciala sediment*, hvilka äfvenledes äro uppbyggda af tydliga årshvarf (se fig. 4): närmast mynningarna bildades sandiga deltahvarf, *postglaciala proximala deltasediment*, hvilka utåt fjorden äfvensom mot grundare vatten blefvo allt lerigare och tunnvarfvigare, *postglaciala distala deltasediment*, för att slutligen öfvergå i en lera, *postglacial fjordlera*, i hvilken årshvarfven ej längre kunna urskiljas. Hvarfvigheten i de postglaciala sedimenten har, såsom jag på annat ställe uttalat,<sup>1</sup> uppkommit på annat sätt än i glacialleran. Det postglaciala slammet saknar äfven den senares stora mängder af finare kornstorlekar, hvilka uppkommo vid den kraftiga söndermalningen i isälffvarnas häftigt framrusande vatten. De postglaciala hvarfven hafva därför ett från glacialleran afvikande utseende.

Under den tid, som förflutit sedan landet blef isfritt, har Bottniska vikens strand förskjutits från B. G. till den nuvarande kustlinjen. Härunder blef glacialleran, som varit utbredd öfver den seneglaciala sjöns hela botten, på många ställen under uppgrundningen alldeles bortsköljd af vågorna; på andra för vågsvallet skyddade ställen öfverlagrades den af mer eller mindre mäktiga yngre sediment. Under landhöjningen flyttades äfven vattendragens mynningar från den seneglaciala fjordens inre delar utför dal-

<sup>1</sup> G. F. F. Bd. 33 (1911), sid. 273.

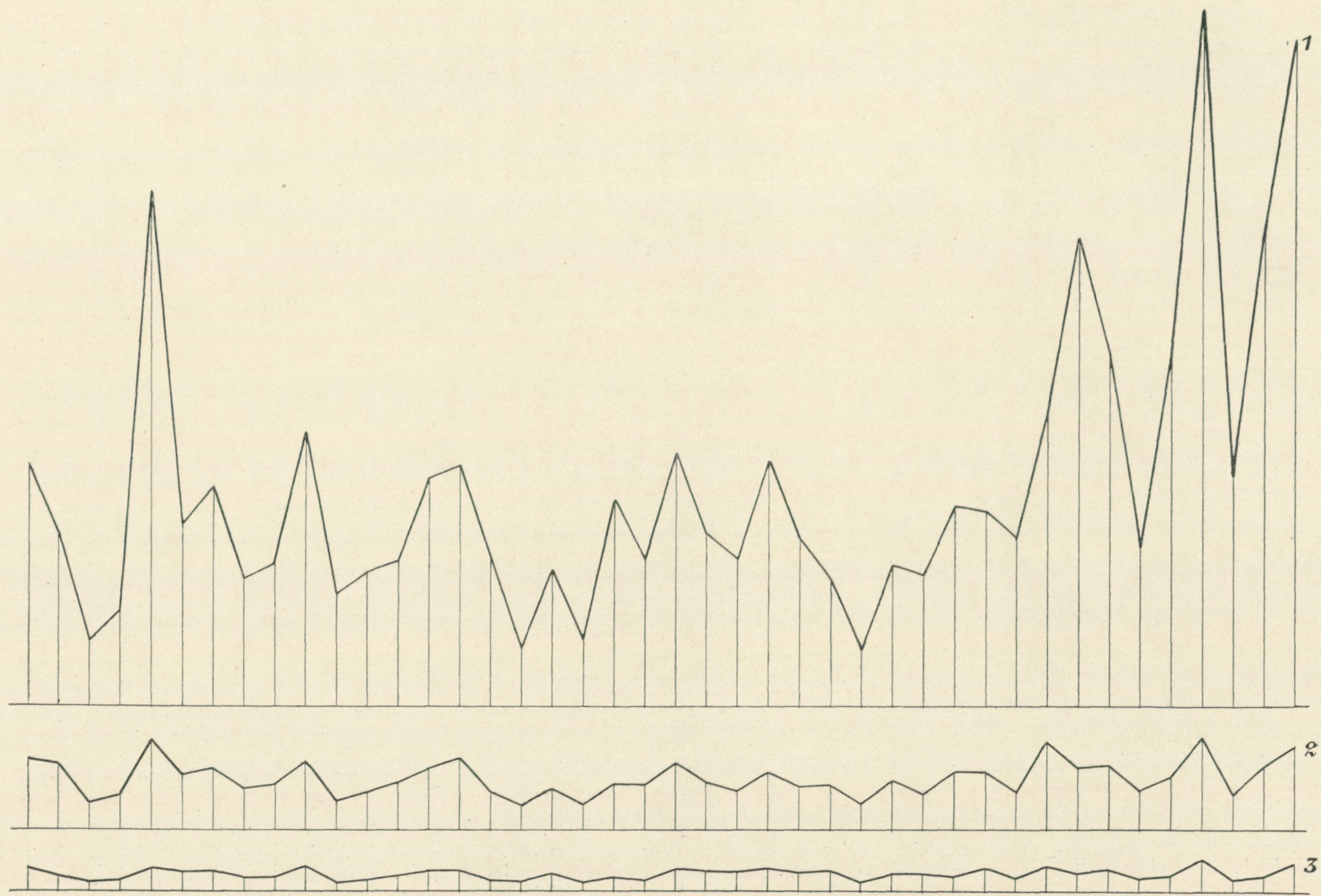


Fig. 5. Diagram öfver årshvarfven 289—330 från tre olika lokaler i Ångermanland. 1. Österrå. 2. Sand. 3. Utnäs Skala 1:1.

gångarna, hvarvid nya deltaplan alltjämt ackumulerades öfver de äldre aflagingarna på successivt lägre nivåer. På detta sätt uppkommo i dalgångarna under B. G. mäktiga sedimentserier, de s. k. *älfdalssedimenten*, hvilkas yta bildar ett lutande plan från B. G. till vattendragens nuvarande mynningar. I den mån som dessa bildningar höjdes öfver vattenytan, blefvo de genomskurna af vattendragen. I de höga strandbrinkar, hvilka härigenom uppstodo, nybildas ofta genom utskärningar och ras i de lösa sedimenten ståtliga naturliga skärningar, de s. k. *niporna*, där fullständiga profiler äfven genom den djupt liggande glacialeran kunna erhållas (fig 6.). Ofvan är nämndt, att sedimenten från de fria vattendragen erhöilo ett typiskt glacialt utseende, så länge jökelslam ännu tillfördes. I de olika dalgångarnas inre delar, där alla årshvarfven i älfdalssedimenten äro urskiljbara, kan man därför säkert afgöra, med hvilka årshvarf det glaciala slammets upphörde att tillföras de olika älfvarna, och därigenom bestämma tiden för isens recession i trakterna öfver B. G. från fjordens inre delar upp till isdelaren, tills issjöarnas i fjällen genombrott af isresten inträffade. Tafl. 3 ger en schematisk framställning af älfdalssedimentens uppkomst och byggnad. Såsom framgår af denna tafla, bildas älfdalssedimentens yta af de proximalaste delarna af hvarfven i de fria vattendragens deltasement. Hvarje hvarfs början vid sedimentytan betecknar mynningens läge under det år hvarfvet afsattes. Hvarfven äro mäktigast vid deltaytan, från hvilken de successivt stupa in under hvarandra och aftunnas nedåt dalen, åt hvilket håll de således öfverlagras af allt flera yngre hvarf.

Äfven hvarfven i de fria vattendragens deltasement afsattes med sådan regelbundenhet, att likartade växlingar mellan resp. hvarfs mäktighet kunna återfinnas på skilda ställen inom sedimentationsområdet. Uppmätas profiler från sedimentytan genom dessa deltasement, kan man äfven nu tillämpa DE GEERS metod att medelst diagram öfver hvarfven konnektera skilda lokaler. Hvarfantalet i en profil på en lägre liggande lokal från sedimentytan till det hvarf, som är identiskt med ythvarfvet i en lokal å högre nivå, motsvarar den tid, under hvilken mynningen förskjutits från den högre till den lägre lokalen. Nivåskillnaden mellan de båda lokalernas deltaytor visar den landhöjning, som föranledt mynningens förskjutning. *Genom älfdalssedimenten med deras plana deltaya kunna vi således kronologiskt studera landhöjningens förlopp och fastställa strandlinjens läge vid olika tidpunkter.* Om någon oscillation i landhöjningen förskjutit mynningen uppåt dalen, måste detta erhålla ett otvetydigt uttryck i lagerföljden inom älfdalssedimentens öfre del, och gränsen mellan den äldre deltaytan och öfverliggande transgressions sediment hafva utseende af en diskordans.

På huru djupt vatten den del af hvarfven, som bildar deltaytan, är afsatt, har jag ännu ej kunnat exakt bestämma. Att döma af djupförhållandena vid Ångermanälvens nuvarande mynning, kan sedimentplanet vid vattendrag af denna älfs storlek ej tänkas vara utbildadt på större djup än 5 m. Vid mindre vattendrag får denna siffra sättas ännu lägre. Deltaytan bildar i allmänhet ett mycket jämnt plan, någon svag lutning kan dock förefinnas mot dalens midt. Endast om vattnet framför mynningen varit bredare, såsom t. ex. då Ångermanälven utmynnade vid Bölan, Junsele s:n, hafva oregelbundenheter i planet kunnat uppstå. Vattendjupet för deltaytans utbildning torde kunna exakt fastställas genom noggranna nivelleringar och profiluppmätningar efter tvärsektioner i dalarna



Fig. 6. *Högmonipan* vid Granvåg, Sollefteå. På bilden synes, huru hvarfven i älfdalssedimentens öfre del tilltaga i mäktighet och utkila mot den plana sedimentytan, hvilken just bildas af deltahvarfvens proximalaste delar.

äfvensom genom upplodning af vattendjupet öfver deltana vid de nuvarande mynningarna. Härvid måste man taga hänsyn äfven till sedimentens hopsjunkning, då de efter upplyftningen öfver vattenytan befriades från sin vattenhalt. I det fall att profillokaler emellertid äro likformigt belägna i dalen, torde ej något afsevärdt fel uppstå, om man beräknar landhöjningen direkt af nivåskillnaden mellan deltatans läge vid resp. profillokaler.

Af nedan beskrifna profiler, hvilka äro uppmätta från deltatans, skola vi finna, att landet under afsmältningstiden befann sig i stark höjning. Då iskanten passerade fjordens inre delar, började därför älfmynningarna omedelbart förskjutas nedåt dalgångarna. Under den tid, isen drog sig tillbaka från dessa lägen upp till isdelaren, hunno mynningarna förskjutas nedåt dalgångarna ganska långa sträckor. Efter dessa bestå älfdalssedimenten utmed de stora älfvarna af enbart glaciala hvarf ända upp till deltatans (jämför Tafl. 3).

### Detaljbeskrifning af profiler genom de årshvarfvida sedimenten samt kronologiska data öfver afsmältningsskedet i Ångermanland.

Genom de glaciala sedimenten har jag uppmätt profiler öfver hvarfven på följande lokaler.

1. *Fällön*, SV om Härnösand, lertaget vid tegelbruket på SV sidan af Fällövik.
2. *Hästholmen*, S om Åbordsön, lertaget vid tegelbruket på holmen.
3. *Stentjärnsvedjefallet*, nipa vid Mjällåns västra sida, V om Jellviksbodarna i Ljustorps socken.
4. *Billen*, Viksjö socken, nipa vid Mjällåns södra sida (se fig. 1).
5. *Gammelgården*, Viksjö socken, skärning vid Viksjöån SV om prästgården.
6. *Käckelbäcken*, Viksjö socken, dels en profil invid gården vid södra foten af Latakataberget, dels en vid en nipa på västra sidan af Mjällån, c:a 1 km N om föregående.
7. *Lillrännforsen*, nipa vid östra sidan af Tallåsbäcken, 2 km N om Villola i Viksjö socken.
8. *Hornsjöbäcken*, nipa vid östra sidan af bäcken 2 km NV om Villola (se fig. 8).
9. *Utnäs*, Styrnäs socken, lertaget vid tegelbruket.
10. *Tunsjön*, Dals socken, c:a 50 m Ö om den södra af de två gårdarna i byn.
11. *Strinne*, Multrä socken, nipa vid norra sidan af Ångermanälfven.
12. *Risövik*, Sollefteå, nipan vid skidbacken.
13. *Högmon*, Granvåg, Sollefteå socken, nipa vid västra sidan af Ångermanälfven (se fig. 6).
14. *Sand*, Eds socken, lertaget vid tegelbruket.
15. *Forse*, Långsele socken, lertag vid ett gammalt tegelbruk på södra sidan af Faxälfven, midt emot trämassfabriken.
16. *Bäckinget*, Långsele socken, nipa i bäckkröken Ö om landsvägen vid bäcken från Norsjön.



17. *Österrå*, Resele socken, lertaget till tegelbruket vid Bodvillån.
18. *Lillsjöbäcksmön*, Helgums socken, 100 m Ö om den södra gården.
19. *Nämforsen*, Ådals-Lidens socken. Nipa vid forsen.
20. *Vigdan*, Ådals-Lidens socken, lertaget vid ett gammalt tegelbruk invid verksmedjan.
21. *Sjulsvedjenipan*, Ramna, Edsele socken, nipa vid Faxälvens västra sida.
22. *Gårelehöjden*, Junsele socken, vid bäcken, som rinner ut i Ångermanälven midt emot Gåreleselet, dels en nipa vid bäckens utlopp i älven, dels en strax N om samma bäck intill landsvägen, vid hvilket senare ställe vattendjupet under sedimentens afsättning varit afsevärdt mindre.
23. *Ofvanmo*, Ramsele socken, lertaget vid ett tegelbruk i västra delen af byn invid berget.
24. *Krånge*, Ramsele socken, nipa vid östra sidan af Faxälven, c:a 1 km N om kyrkan.
25. *Bölen*, Junsele socken, nipa vid en gård c:a 1 km Ö om kyrkan.
26. *Kvarnån*, Junsele socken, lertaget till tegelbruket invid ån, 1 km N om Ljussjön.
27. *Lillterrsjö*, Ramsele, 50 m Ö om västligaste gården i byn.
28. *Vallen*, Junsele socken, intill landsvägen på södra sidan af bäcken från Älgsjön.

Lokalerna återfinnas på kartan Tafl. 1. Samtliga ställen hafva anknutits till hvarandra genom diagram öfver hvarfven. I och för en beräkning för iskantens recession hafva årshvarfven i glacialeran kronologiskt numrerats i den följd de blifvit afsatta, hvarvid det äldsta hvarfvet inom undersökningsområdet, d. v. s. bottenhvarfvet vid den tidigast isfria profillokalen, nämligen Fällön, i kronologien betecknats såsom årshvarfvet 1.

Det hade varit af intresse att kunna anknyta denna undersökning till DE GEERS kronologiska standardskala,<sup>1</sup> i hvilken han låter tideräkningen utgå från genombrottet i Indalsälvens dalgång af isresten kring isdelaren i östra Jämtland, hvilket finnes registrerad af ett jökelloppshvarf i Ragundatraktens glacialera. Från denna tidpunkt räknas minusår tillbaka och plusår framåt i tiden. Professor DE GEER har äfven benäget låtit mig få taga del af diagrammen från hans Ragundalokaler. Någon säker konnektion med mina mätningar i Ångermanland har dock ej erhållits, hvarför jag i denna afhandling uppställt en särskild tidsskala, hvilken dock bör inordnas i DE GEERS, då anknytning i framtiden erhålles mellan de olika undersökningarna.

De uppmätta profilernas mäktighet och omfattning äro återgifna på profilschemat Tafl. 4 och sedimentens allmänna beskaffenhet utmärkt med olika beteckningar. Därvid har såsom lera och mjåla betecknats de jordarter, hvilka populärt kallas resp. »fet tegel-lera» och »mager lera». I ATTERBERGS<sup>2</sup> indelning af jordarterna motsvarar profilschemats »lera» leret, »mjåla» mjunan, »sand» mon och sanden och »grus» kornstorleken öfver sanden. Genom tvärstrecken i profilerna, hvilka linjer angifva öfverkant på vissa årshvarf, hvilkas kronologiska nummer stå under resp. tvärstreck till höger om profilerna, kunna särskilda partier af sedimentserien följas från en profil till en annan. Därpå kan å profilschemat afläsas, huru hvarfven i dalgångarna aftaga i mäktighet och kornstorlek i dessas distala riktningar, d. v. s. från iskanten. Jämföras vissa profiler, t. ex. de båda

<sup>1</sup> G. DE GEER, Om den senkvartära tidens indelning. G. F. F. Bd 33 (1911), sid. 463.

<sup>2</sup> A. ATTERBERG, Studier öfver lerorna. Landtbruks-Akademiens handlingar och tidskrift 1907, sid. 386.

3—123495. S. G. U. Ser. Ca, N:o 9. Ragnar Lidén, Geokronologiska studier öfver det finiglaciala skedet.

vid Gårelehöjden, de två vid Käckelbäcken eller profilerna vid Tunsjön och Strinne, hvilka senare lokaler ungefär samtidigt blefvo isfria, visar sig äfven, hvilken inverkan fjordens stora djuprännor, såsom ofvan är nämndt, haft på de afsatta sedimentens mäktighet. Profilschemat angifver äfven bottenhvarfvens vid de olika lokalerna kronologiska nummer, utvisande isrecessionen inom fjordområdet.

Lokalerna, *Fällön, Hästholmen, Käckelbäcken* vid berget, *Tunsjön, Forse, Lillsjöbäcksmön, Vigdan, Ofvanmo, Lilltersjö* och *Vallen* ligga utanför älfdalssedimentens region. På dessa ställen, med undantag af *Vallen*, är glacialleran, emedan den aflagrats på grundare vatten, af mindre mäktighet; å en del af lokalerna är den äfven, såsom framgår af profilerna, mycket tunnvarfvig. De hvarf, som uppmättes vid *Vallen*, äro däremot mäktiga, emedan en glaciärälf utmynnade i närheten af lokalen under dessa hvarfs afsättning (se Tafl. 2). De öfversta delarna af glacialleran å ofvannämnda lokaler voro vittrade eller så tunnvarfviga, att hela hvarfserien ej kunde urskiljas. De af dessa profiler, som å profilschemat äro avslutade uppåt med en prickad linje, hvilken betecknar jordytan, torde dock ungefär motsvara hela den glaciala seriens mäktighet på resp. lokaler. Vid *Ofvanmo* täckes glacialleran af ett torflager; vid *Tunsjön* af postglacial sand, som nedsköljts öfver leran under den senare landhöjningen. Äfven vid *Bäckinget* är leran mycket tunnvarfvig, emedan lokalen ligger vid sidan om den stora dalgången; på detta ställe öfverlagras glacialleran af mäktiga postglaciala älfdalssediment med plan deltagta, hvilka bildats af den lilla bäcken, som från Norsjön rinner ned till Faxälven vid *Forse*. De ytterst tunna sista glaciala hvarfven i denna profil bildades af slam, som i ringa mängd inkom från fjordgrenen vid Ångermanälven; glacialleran öfvergår i denna profil utan bestämd gräns i de postglaciala deltahvarfven.

De öfriga undersökta lokalerna äro belägna vid de stora dalgångarna, där den glaciala serien ingår i älfdalssedimenten och är af större mäktighet. På dessa ställen hafva utom vid *Billen, Käckelbäcken* i dalen och *Högmon*, hvarest endast bottenhvarfven uppnått, fullständiga profiler genom hela den glaciala hvarfserien upprättats.

I älfdalssedimenten vid Ångermanälven äro ända ned till *Risövik* vid Sollefteå alla hvarfven i den glaciala serien tydligt urskiljbara. I glaciallerans öfversta, tunnvarfviga del förekommer vid Ångermanälven ett flertal jökelloppshvarf med mäktiga sandskikt (se fig. 3), hvilka registrera genombrotten af isresten vid isdelaren och de slutliga uttappningarna af de stora issjöarna i Ångermanälvens och dess biälvars fjälltrakter. Dessa hvarf bilda med de öfriga tunna hvarfven i glaciallerans öfversta del en karaktéristisk zon, som skarpt begränsar denna mot de öfverliggande postglaciala sedimenten. I profilerna *Strinne* och *Utnäs*, nedanför Sollefteå, äro gränserna mellan de tunnare hvarfven i lerans öfversta del svåra att urskilja; gränsen till den öfverliggande postglaciala fjordleran är dock äfven i dessa båda profiler bestämbar genom de sandiga jökelloppshvarfven i glaciallerans öfversta del, hvilka äro af betydlig mäktighet äfven nere vid *Utnäs*. Den glaciala serien vid Ångermanälven upphör, såsom synes af profilerna vid denna älf, med det 747:de årshvarfvet, hvilket är ett jökelloppshvarf. Detta år, 747, upphörde således all isälfverksamhet samt inträffade det sista issjögenombrottet af isresten vid isdelaren i Ångermanälvens dalgångar. Profilerna vid *Bölen, Kvarnån* och *Gårelehöjden* äro uppmätta till deltagtan, och af dessa framgår, huru Ångermanälvens mynning för-

skjutits från fjordens inre del nedåt dalgången, under det att iskanten drog sig tillbaka från denna punkt upp till isdelaren. Lokalerna motsvara älfmynningens läge de år, under hvilka resp. ythvarf i profilerna aflagrades. Vid Gårelehöjden har anträffats den plats, där det sista glaciala hvarfvet i Ångermanland bildar älfdalssedimentens delatya. Ned till denna lokal bestå således älfdalssedimenten vid Ångermanälfven af enbart glaciala hvarf.

Profilen vid *Sjulsvedjenipan* visar, att glacialt slam från Faxälfven upphörde att medföras till fjordgrenen i denna älfs dalgång med det 666:te årshvarfvet. Genombrottet af isresten, då fjäll-issjöarna i Faxälfvens dalfåra slutligt uttappades, inträffade något tidigare, år 651, då det stora jökelloppshvarfvet 651 i samma profil bildades. Då detta hvarf afsattes, hade älfvens mynning, sedan den tid iskanten passerade Flyn i fjordgrenens inre del, genom landhöjningen förskjutits till *Krånge*, strax ofvanför Ramsle kyrka, där hvarfvet, såsom framgår af Krångeprofilen, bildar älfdalssedimentens yta. Detta

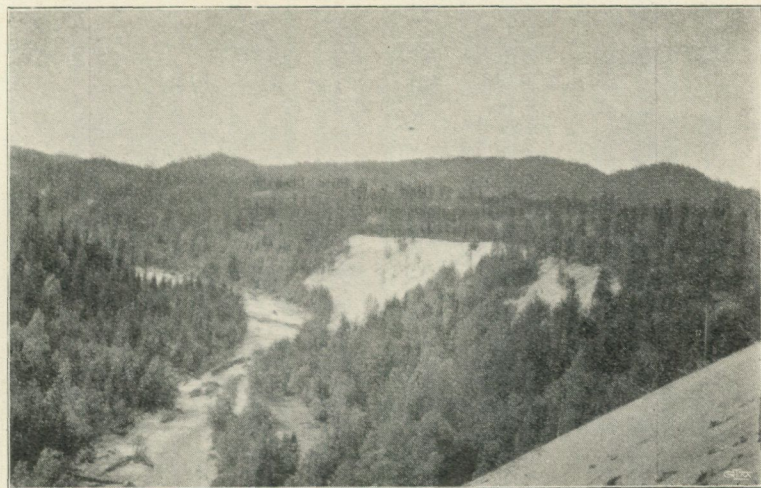


Fig. 7. Älfdalssediment vid Hornsjöbäcken, bildade af den uppdämda Graninge-issjöns aflopp.

genombrott återfinnes registrerad äfven i alla profilerna vid Ångermanälfven nedanför Gårelehöjden, i hvilka hvarfvet är det understa af de stora jökelloppshvarfven i glacialerans öfre zon. Efter detta genombrott af isresten, således det *första* inom Ångermanälfvens och dess biälvars fjälldalar, nedfördes från den i N ännu sammanhängande isresten glacialt slam till fjorden genom Faxälfven endast till och med det 666:te året, hvarefter isälvarna från denna isrest dränerades till fjorden genom älfvarna i N.

Af profilen vid *Lillrännforsen* kan slutas, att det glaciala slammet, som uppifrån iskanten i N framfördes genom sundet S om Graningesjön till fjorden i Mjällåns dalgång, upphörde år 255. Detta år måste därför förbindelse hafva uppstått mellan fjärden öfver Graningesjön och fjorden vid Ångermanälfven. Iskanten stod samma år i denna fjord vid *Högmon*, och årshvarfvet 255 är vid Ångermanälfven ett jökelloppshvarf. Detta förhållande visar, att »Graningefjärden» haft karaktär af en uppdämd issjö. Uppdämningen af Graninge-issjön har möjligen delvis orsakats af kvarlämnade isrester i det trånga sundet i S. Vi få dock tänka oss denna uppdämning hufvudsakligast uppkommen sålunda, att det genom landhöjningen i stark uppgrundning varande sundet till Mjällån ej tillräckligt hastigt för-

mådde bortföra det myckna smältvatten, som inkom i issjön från den stora glaciärälf, hvilken aflagrat den stora rullstensåsen därstädes (se Tafl. 2). Afloppet från issjön behöfver därför ej hafva varit någon egentlig älf utan endast en starkare ström i det trånga sundet. Då år 255 förbindelsen till fjorden vid Ångermanälven uppkom och Graningesjöns vattenyta sänktes, var sundet så uppgrundadt, att slam ej längre kunde genom detta framföras till fjorden vid Mjällån.

Vid *Hornsjöbäcken*, den västra af Mjällåns båda källflöden, anträffas mäktiga älf-dalssediment (fig. 7 och 8), hvilka bildats genom afloppet från denna issjö och hvilkas deltayta når öfver de nuvarande passpunkterna i dalen mellan Graningesjön och Mjällån. Af Hornsjöbäckprofilen (fig. 8), där årshvarfvet 235 bildar deltaytan, synes äfven, att en afsevärd landhöjning ägde rum vid Mjällån, under det att isen drog sig tillbaka uppåt



Fig. 8. Skärning genom älfdalssedimenten vid Hornsjöbäcken (jämför profilen Tafl. 4).

Graningesjön. I Mjällådalens södra del, nedanför den branta tröskeln vid Billen, hvilken hämmade från S inträngande bottenströmmar, inkom, såsom framgår af profilerna *Gammelgården* och *Stentjärnsvedjefallet*, glacialt slam från Bottniska viken, så länge sådant utfördes till denna genom fjordarna vid Indalsälven och Ångermanälven. Hvarfven ofvanför det 255:te i dessa två profiler äro, med undantag af det stora jökelloppshvarfvet 360, dock mycket tunna och svåra att urskilja. Vid Gammelgården hafva hvarfven räknats till det 533:dje; ofvanför detta hvarf blir leran nästan homogen och öfvergår utan bestämd gräns i icke-hvarfvig postglacial fjordlera.

Af diagrammen öfver hvarfven i de undersökta profilerna hafva för denna publikation endast några mera representativa utvalts, hvilka återgifvas i skalan 1:5 å Tafl. 5. Diagrammen äro å denna så ordnade öfver hvarandra, att motsvaranda hvarf stå på samma linje. Under diagrammen äro de kronologiska numren utsatta för hvart 10:de hvarf. Lägsta hvarfvet vid Hästholmen motsvarar det 20:de, nedifrån räknadt, vid Fallön

och är således det 20:de årshvarfvet.<sup>1</sup> De flesta af dessa diagram visa endast glaciallerans lägre, mera tjockhvarfviga del på resp. lokaler. Å Nämforsen-diagrammet synes äfven lerans öfversta del till och med det sista glaciala hvarfvet, som afsatts i fjorden vid Ångermanälven. En del af diagrammet från Nämforsen har utelämnats, emedan leran i profilens mellersta del var rubbad och hvarfven olikformigt hoptryckta. Diagrammet från Bölen omfattar hela hvarfserien i äldalssedimenten vid denna lokal. Af detsamma synes, huru hvarfven i profilens öfre del tilltaga i mäktighet mot sedimentytan genom älfmynningens annalkande.

Diagrammen börja med bottenhvarfven längst till höger, och af skillnaden mellan dessas kronologiska nummer erhålles tiden för iskantens recession mellan lokalerna.

Af diagrammen se vi, huru regelbundet hvarfven återkomma med samma relativa mäktighet på skilda lokaler. Någon tvekan, huru diagrammen skola anpassas till hvarandra, kan ej förefinnas. Lokaler, belägna på så stora afstånd sinsemellan som Vallen, längst in i den gamla fjorden, och Utnäs, 10 mil längre ut i fjorden, kunna, såsom synes af diagrammen, direkt konnekteras. Likaså visa diagrammen från lokaler i skilda fjordar, såsom Gammalgården vid Mjällån, jämförd med Hästholmen och Utnäs i Ångermanälvens dalgång, eller Ofvanmo vid Faxälven, jämförd med lokalerna vid Ångermanälven, förvånansvärdt god öfverensstämmelse, ehuru sedimenten på dessa olika ställen bildats af slam från skilda isälvar. Äfven de öfre mäktiga hvarfven i profilen vid Bölen, hvilka på detta ställe äro den fria älfvens proximala, sandiga delsediment, återkomma med samma relativa mäktighet i leran på långt afstånd från älfmynningen, såsom en jämförelse med diagrammet från Ed och Utnäs ger vid handen. De enstaka afvikelserna i hvarfvens relativa mäktigheter, såsom hvarfven 414 och 424 vid Nämforsen och 422 vid Bölen eller Ofvanmoprofilens öfre, tunnhvarfviga del, i hvilken leran var vittrad och hvarfgränserna svåra att se, torde hafva uppkommit genom förbiseende vid uppmätningarna.

I profilerna vid Ångermanälven förefinnes en anmärkningsvärd allmän stegring i hvarfvens mäktighet från och med det 454:de till och med det 651:sta årshvarfvet. En liknande stegring började äfven i glacialleran vid Faxälven med samma årshvarf (454); här fortsätter den endast till och med det 473:dje hvarfvet, från och med år 474 blefvo hvarfven i denna dalgång ytterst tunna. Från sistnämnda år förmärkes en ytterligare stegring i hvarfvens mäktighet vid Ångermanälven. Tydligen hafva isälvar, som förr dränerats till Faxälven, detta år börjat afrinna till Ångermanälven. Växlingarna i hvarfvens mäktighet återspegla högst sannolikt skiljaktligheter i årens sommartemperatur. Huruvida äfven ofvannämnda allmänna stegringar i hvarfvens mäktighet hafva en klimatisk orsak, kan däremot ej afgöras, förrän de visat sig vara rådande öfver ett större område än denna undersökning omfattar.

Vid konnekteringarna har man i *jökelloppshvarfven* särskildt goda ledlager. Sådana hvarf uppmärksammades första gången 1906 i glacialleran i Hälsingland vid de af De

<sup>1</sup> De siffror för isrecessionen, som meddelas i denna uppsatts, hafva erhållits efter de revisioner och kompletteringar, som utfördes under sommaren 1911; de avvika i någon mån från dem, som af mig tidigare preliminärt meddelats (se G. F. F. Bd. 33, sid. 275). En revision äfven af profilen vid Fällön var ämnad utföras 1911, men medhanns ej. Siffran 19 år för isrecessionen Fällön-Hästholmen är därför möjligen ej fullt exakt; det eventuella felet kan dock ej vara mer än högst ett tiotal år.

GEER anordnade undersökningarna af isrecessionen efter den ofvan omnämnda långa standardlinjen (sid. 11), och deras samband med issjöuttappningar angafs redan då af DE GEER. Utom de stora issjöarna i fjällen uppdämdes under isens afsmältning äfven issjöar vid den östra iskanten, såsom den ofvannämnda Graninge-issjön. Öfver de senare äro hittills dock inga undersökningar gjorda. Å kartan Tafl. 2 har efter GAVELIN<sup>1</sup> issjöarna i Ångermanälvens och dess biälvars fjälldalar inlagts; af dessa är dock endast issjösystemet i Faxälvens dalgång närmare känt. Issjöarna vid östra iskanten hafva varit af mindre storlek; de sandskikt, som uppkommo vid deras uttappningar, äro äfven mindre mäktiga och endast af lokal utbredning. De stora fjäll-issjöarnas slutliga uttappningar, hvilka ägde rum under genombrott af isresten vid isdelaren, äro däremot registrerade genom synnerligen mäktiga sandskikt. hela vägen längs de fjordrännor, till hvilka sjöarna uttappades, och äfven inom angränsande fjordar. Sandskikten tilltaga i mäktighet inåt de dalgångar, där issjöarna sökte sig utlopp och i hvilka dessa således äfven varit belägna. Till följd af den ofullständiga kunskapen, vi hittills äga om issjöarna, hafva de olika jökelloppshvarfven, med ett par undantag, ännu ej kunnat anknytas till resp. issjöar.

På Tafl. 5 äro de årshvarf, i hvilka sandskikt, registrerande issjöuttappningar, iakttagits, utmärkta med J. Jökelloppshvarfvet 129 registrerar en större fjäll-issjös uttappning, belägen i antingen Ljungans eller Ljusnans dalgång. Det är tydligt markeradt vid Stentjärnsvedjefallet, inåt Mjällåns dalgång aftager det i mäktighet och är ej märkbart vid Fällön och Hästholmen. Mot S tilltager hvarfvet däremot i mäktighet enligt en profil vid Selånger, V om Sundsvall, hvarifrån professor DE GEER benäget visat mig ett diagram, och hvilken lokal kunnat anknytas till Stentjärnsvedjefallet. Issjöuttappningarna åren 238 och 255 äro registrerade endast i profilerna vid Ångermanälven mellan Högmon resp. Risövikén, hvarest motsvarande hvarf äro bottenhvarf, till Utnäs; vid Hästholmen äro de ej markerade. Båda dessa tappningar äro antagligen från den ofvan omnämnda Graninge-issjön. År 326 hafva issjöuttappningar ägt rum samtidigt till fjorden vid Ångermanälven och fjorden vid Faxälven. Sandskiktet i jökelloppshvarfvet af detta år förekommer i profilerna Österrå—Risövikén vid Ångermanälven och vid Lillsjöbäcksmön—Forse i Faxälvens dalgång samt är relativt störst vid Österrå och Lillsjöbäcksmön. Issjöarna hafva möjligen varit belägna: en vid Storsjön, SO om Junsele, den andra i någon dalgång på halfön mellan Halån och Faxälven. Jökelloppshvarfvet 352 är registrerat i profilerna Lillsjöbäcksmön, Bäckinget och Forse; det motsvarar någon mindre issjö, uppdämd af östra iskanten i Faxälvens dalgång, antagligen V om Edsele. Jökelloppshvarfvet 360 motsvarar ett genombrott af isresten vid isdelaren och uttappning af en större issjö i Indalsälvens eller Ljungans fjälldalar. Af profilschemat Tafl. 4 framgår hvarfvets stora mäktighet i Mjällåns dalgång, vid Ångermanälven och Faxälven är denna stora tappning registrerad ända in till Lillsjöbäcksmön och Sand. Jökelloppshvarfven 625, 660, 678, 686, 687 och 723 äro registrerade i profilerna vid Gårelehöjden och Nämforsen, det af år 685 endast vid Nämforsen. De äro alla af mindre storlek och motsvara tappningen af mindre issjöar, sannolikt uppdämda af östra iskanten i trakterna närmare

<sup>1</sup> A. GAVELIN, Norra Sveriges issjöar. S. G. U. Ser. Ca, N:o 7. 1910.

isdelaren, det senare hvarfvet af en issjö inom Fjällsjöälvens dalgång, de öfriga af issjöar inom Ångermanälvens.

Öfriga jökelloppshvarf 651, 704, 709, 711, 726, 730, 735, 742 och 747 motsvara samtliga med all säkerhet uttappningar af issjöar i fjällen inom Ångermanälvens och dess biälvars vattensystem. De flesta af dessa hvarf äro af större mäktighet, och samtliga äro registrerade i alla profilerna vid Ångermanälven mellan Gårelehöjden och Utnäs. Det första genombrottet af isresten öfver Ångermanälvens och biälvarnas fjälldalar skedde, såsom ofvan är omnämndt, vid Faxälven år 651, då den stora issjön i denna älfs fjällområde uttappades. Den markanta registrering, denna tappning erhållit äfven i profilerna vid Ångermanälven, under det att densamma gjort sig föga märkbar vid Bäckinget i fjordens vid Faxälven nedre del, tyder på, att vatten- och slammassorna från denna katastrof nådde fjorden vid Ångermanälven via Vängelälven. Denna bifurkation torde därför sannolikt hafva existerat ända sedan landet blef isfritt.

Nästa genombrott af isresten vid isdelaren skedde i Fjällsjöälvens dalgång år 704, då en större issjö i denna älfs fjälltrakter uttappades. Jökelloppshvarfven 709 och 711 äro af mindre storlek och härröra från några mindre issjöar äfvenledes i Fjällsjöälvens fjälltrakter, och de i hvarfven 730 och 735 registrerade tappningarna från några mindre fjäll-issjöar inom Ångermanälvens eller Fjällsjöälvens flodområden, hvilketdera har ej kunnat afgöras. Jökelloppshvarfven 726, 742 och 747 äro alla af större mäktighet och sammanhöra med uttappningar af de stora issjöar, som voro uppdämda i Ångermanälvens och Vojmåns fjälldalar.

De kronologiska data från afsmältningsskedet, hvilka vunnits af denna undersökning, sammanfattas för bättre öfverskådlighet i nedanstående tabell.

år	1	Iskanten vid Fällön.
»	20	» » Hästholmen.
»	65	» » Stentjärnsvedjefallet.
»	94	» » Billen.
»	96	» » Gammelgården.
»	98	» » Käckelbäcken
»	111	» » Lillrännforsen.
»	129	Större issjö i fjällen inom Ljungans eller Ljusnans vattensystem uttappas.
»	148	Iskanten vid Utnäs.
»	204	» » Tunsjön.
»	206	» » Strinne.
»	235	Afloppet från den uppdämda Graninge-issjön utmynnar vid Hornsjöbäcken 2 km NV om Villola.
»	238	Iskanten vid Risövik; en issjö aftappas till fjorden vid Ångermanälven, antagligen en tidigare tappning af Graninge-issjön.
»	255	Iskanten vid Högmon; förbindelse uppstår mellan fjorden vid Ångermanälven och fjärden vid Graninge, hvarvid issjön öfver den senare sänkes och upphör; sedan denna issjö uttappats, har glacialt slam ej längre kunnat framföras till fjorden vid Mjällån genom det uppgrundade sundet S om Graningsjön.

- år 262 Iskanten vid Sand.  
 » 264 » » Forse.  
 » 267 » » Bäckinget.  
 » 284 » » Österrå.  
 » 297 » » Lillsjöbäcksmön.  
 » 326 Tvenne mindre issjöar, uppdämda af östra iskanten, den ena antagligen i trakten mellan Faxälven och Halån, den andra troligen vid Storsjön, SO om Junsele, uttappas.  
 » 329 Iskanten vid Nämforsen.  
 » 338 » » Vigdan.  
 » 351 Iskanten vid Sjulsvedjenipan.  
 » 352 Mindre issjö, uppdämd af östra iskanten inom Faxälvens dalgång, antagligen V om Edsele, uttappas.  
 » 360 Stor issjö inom Indalsälvens eller Ljungans vattensystem i fjällen uttappas.  
 » 387 Iskanten vid Ofvanmo.  
 » 405 » » Bölen.  
 » 414 Isrest, som under afsmältningen kvarlämnats vid Kvarnån, isolerad från inlandsisen, bortsmälter.  
 » 427 Iskanten vid Lillterssjö.  
 » 435 » » Vallen.  
 » 543 Ångermanälven utmynnar vid Bölen.  
 » 567 » » » Kvarnån.  
 » 625 Issjö, uppdämd af östra iskanten inom Ångermanälvens dalgång, uttappas.  
 » 651 Den stora issjön inom Faxälvens vattensystem i fjällen genombryter den reducerade landisresten och uttappas. Faxälven utmynnar vid Krånge, Ramsele.  
 » 660 Mindre issjö, uppdämd af östra iskanten inom Ångermanälvens dalgång, uttappas.  
 » 666 Upphör glacialt slam från landisresten att tillföras Faxälven.  
 » 678 Mindre issjö, uppdämd af östra iskanten inom Ångermanälvens dalgång, uttappas.  
 » 685 Mindre issjö, uppdämd af östra iskanten inom Fjällsjöälvens vattensystem, uttappas.  
 » 686 } Mindre issjöar, uppdämda af östra iskanten inom Ångermanälvens dalgång i  
 » 687 } trakten närmare isdelaren, uttappas.  
 » 723 }  
 » 704 Genombrott af landisresten och uttappning af större issjö inom Fjällsjöälvens vattensystem i fjällen.  
 » 709 } Mindre stora issjöar inom Fjällsjöälvens vattensystem i fjällen uttappas.  
 » 711 }  
 » 730 } Tvenne issjöar inom Ångermanälvens eller Fjällsjöälvens vattensystem i fjällen  
 » 735 } uttappas.  
 » 726 } Större issjöar inom Ångermanälvens fjällområde genombryta landisresten och  
 » 742 } uttappas.



år 747 Större issjö inom Ångermanälvens fjällområde, troligen belägen i Vojmåns fjäddal, genombryter landisresten och uttappas; med detta genombrott upphör all isälfsverksamhet inom Ångermanälvens flodområde. Ångermanälven utmynnar vid Gärelehöjden.

Recessionen har, som synes af ofvanstående data, försiggått med afsevärd hastighet, hvilken i allmänhet stegrats, ju närmare iskanten nalkats isdelaren. Mellan Hästholmen och Risövikens erhålles en recessionshastighet på i medeltal 270 m pr år, mellan Risövikens och Vallen 360 m.; från fjordens inre delar till isdelaren uppe vid Ångermanälven torde iskantens tillbakaryckning hafva uppgått till c:a 400 m per år. Någon oscillation af iskanten har inom fjordområdet ingenstädes kunnat påvisas. Några lokala framryckningar torde emellertid hafva förekommit i närheten af isdelaren vid nedre delen af Ströms vattudal och Flåsjön.<sup>1</sup>

Hvilket läge iskanten inom de superakvatiska delarna af landskapet intagit i förhållande till iskanten inom fjordområdet, därom äga vi ännu ingen kännedom. I dalgångarna under B. G. anträffas stundom moränvallar, som hopskjutits framför den ständigt glidande ismassan under vintern, då fjordens isbeläggning förhindrade kalfning från iskanten. Inom superakvatiska områden kan man emellertid icke finna någon fortsättning på dessa vallar. Detta torde hafva sin förklaring däri, att den afsmältande ismassans marginala delar här varit så uttunnade, att de vid israndens framglidande under vintern icke förmådde hopskjuta moränen. Af vissa rullstensåsar, hvilkas stråk passera ett sådant område, t. ex. åsstråket från Junsele mot SO till Skorped, kunna vi dock sluta, att iskanten inom de superakvatiska trakterna åtminstone icke legat framskjuten mot Ö i förhållande till iskanten i fjordområdet. Under afsmältningen hafva stundom, såsom ådagaläggas af profilen vid Kvarnån, på en del håll isolerade isrester kvarlämnats, hvilka bortsmält först några år efter det den sammanhängande inlandsisen dragit sig tillbaka från dessa trakter.

Då inlandsisen under afsmältningen alltmer uttunnades, började landskapets topografi öfva inflytande på ismassans lokala rörelseriktningar, hvarigenom på vissa håll retardering i recessionen kunde inträda, såsom t. ex. mellan Sjulvedjenipan och Ofvanmo, hvaremelan recessionshastigheten varit endast c:a 200 m pr år. De enstaka moränvallar, som på vissa håll anträffats inom superakvatiska områden och hvilka särskildt i närheten af isdelaren finnas i långa sammanhängande stråk<sup>2</sup> hopskjutna af östra iskanten, torde äfven kunna förklaras af stagnationer i iskantens tillbakaryckning, hvilka uppkommit genom af den lokala topografien orsakade, ändrade rörelseriktningar hos den uttunnade ismassan. Af samma orsak torde äfven de lokala framskjutningarna i Ström—Flåsjötrakterna hafva uppkommit.

Hvar genombrotten af landisresten ägde rum i de olika dalgångarna, kan ej exakt angifvas, förrän vi erhållit närmare kännedom om fjäll-issjöarnas utbredning samt om isdelarens sista läge, hvilket inom Ångermanälvens flodområde hittills endast i mindre grad varit föremål för närmare undersökning. Isdelarens sista läge på Tafl. 2 är

<sup>1</sup> A. GAVELIN, De isdämda sjöarna i Lappland och nordligaste Jämtland. S. G. U. Ser. Ca, N:o 7, sid. 30.

<sup>2</sup> A. GAVELIN, Senast anf. arb. sid. 11.

4—123495. S. G. U. Ser. Ca, N:o 9. Ragnar Lidén, Geokronologiska studier öfver det finiglaciala skedet.

i N enligt GAVELIN<sup>1</sup>, i S enligt CARLZON.<sup>2</sup> Mellan dessa båda isdelarlinjer har säkerligen intet samband eller någon synkronitet förefunnits.

Genom HÖGBOMS<sup>3</sup> och DE GEERS<sup>4</sup> undersökningar öfver blockens spridning i fjälltrakterna veta vi, att isdelaren i Norrland varit underkastad stora förskjutningar. Under ett tidigare skede har den legat längre i V öfver högfjällen. Isdelarens, d. v. s. ackumulationcentrums, förskjutning från dessa trakter mot Ö har sannolikt berott af Atlantens klimatiska inflytande under afsmältningsskedet. Vid denna förskjutning har isdelaren säkerligen öfverallt nått in på urbergsområdet och afsevärdt Ö om isdelarens sista läge. Så har jag exempelvis inom silurområdet mellan Tåsjön och Ormsjön anträffat block af ögongranit från urbergsterrängen i Ö. Under sista delen af afsmältningsskedet måste därför isdelaren tydligen hafva vandrat åter mot V.

På Tafl. 6 lämnas en schematisk framställning af sambandet mellan isdelarens vandring och ismassans afsmältning jämte en tidskala. På denna motsvarar tidpunkten 0 det år, då sista genombrottet inom Ångermanälvens flodområde inträffade; uppåt på tidskalan är således tillbaka i tiden. Under afsmältningsskedet i Ångermanland, d. v. s. under de sista 750 åren, har isdelaren förskjutits från läget II b mot V till III a. Tidpunkten, då isdelaren började vandra från högfjällen mot Ö, torde icke kunna förläggas längre tillbaka än till början af inlandsisens sista afsmältning, d. v. s. till det daniglaciala skedets början. Att döma af afsmältningsskedets längd inom hittills undersökta delar af Sverige (5,000 år)<sup>5</sup> torde detta skedes början näppeligen kunna förläggas öfver 10,000 år före tidskalans 0-punkt (jämför Tafl. 7). Å andra sidan måste äfven isdelaren hafva legat afsevärdt länge inom urbergsområdet, då block därifrån kunnat transporteras 180 à 200 km mot V ända ned till norska kusten.<sup>6</sup> Isdelarens förskjutning från högfjällen mot Ö torde därför hafva skett relativt hastigt i förhållande till den senare återvandringen mot V till dess sista läge.

Att döma af de ofvan omnämnda moränstråken (sid. 25) i trakterna af isdelarens sista läge, är det troligt, att denna har existerat ända fram till tiden för genombrotten. Mot slutet af afsmältningsskedet böra genom ismassans uttunning och topografiens lokala inflytande på isens rörelseriktning stora omgestaltningar inom isdelaren hafva ägt rum, hvarvid partiella frontförändringar och oscillationer samt slutligen uppdelningar af den förut sammanhängande isdelaren inträffat. I trakterna mellan Tåsjö och Ström synes på grund af glacialräffloras riktning en större lucka hafva uppkommit i densamma och ismassan börjat röra sig mot S efter isdelarens förra frontlinje. De å Tafl. 2 utsatta sista isdelarlägena kunna ej heller vara synkrona. Det norra är sannolikt af senare datum än det i S, hvarest isen, såsom de tidigare genombrotten därstädes visa, förr bortsmält (jämför den kronologiska tabellen sid. 23).

<sup>1</sup> A. GAVELIN, Senast anf. arb.

<sup>2</sup> C. CARLZON, Några iakttagelser angående isdelaren i Jämtland. G. F. F. Bd. 31 (1909), sid. 209.

<sup>3</sup> A. G. HÖGBOM, Glaciala och petrografiska iakttagelser i Jämtlands län. S. G. U. Ser. C, N:o 70.

<sup>4</sup> G. DE GEER, Om isdelarens läge under Skandinaviens begge nedisningar. G. F. F. Bd. 10 (1888), sid. 195.

<sup>5</sup> G. DE GEER, En förhistorisk tidräkning. Svenska Kalendern 1908; L. v. POST, En exakt geologisk tideräkning. Naturvetenskaplig Revy 1911, H. 1.

<sup>6</sup> J. REKSTAD, Bidrag til Nordre Helgelands geologi. Norges Geologiska Undersøgelse, N:o 62, sid. 53. 1912.

### Landhöjningen under afsmältningsskedet.

Vi skola nu tillse, hvilka upplysningar ofvannämnda profiler, *Hornsjöbäcken*, *Bölen*, *Gårelehöjden* och *Krånge*, i hvilka hvarfven uppmätts intill älfdalssedimentens delatytta, lämna oss om landhöjningen under aftmältningsskedet. Profilen vid Kvarnån utelämnas, emedan någon exakt höjdsiffra för delatplanet därstädes ej kan meddelas. Vi kunna antaga, att delatytan vid Krånge, Gårelehöjden och Hornsjöbäcken, hvilka äro likformigt belägna ungefär midt i dalgångarna, ligger 5 m under de resp. nivåer, vid hvilka strandlinjen legat, då ythvarfven där afsattes. Vid Hornsjöbäcken äro visserligen älfdalssedimenten, såsom ofvan anförts (sid 20), utbildade under exceptionella förhållanden; det aflopp från Graninge-issjön, vid hvilket mynning de bildats, torde dock i vattenmängd hafva varit fullt jämförligt med Ångermanälven och Faxälven, då det kunnat afsätta det 11.6 m mäktiga ythvarfvet i Hornsjöbäcksprofilen (se Tafl. 4). Profillokalen Bölen är belägen nära dalsidan, och sedimentytan är därstädes säkerligen utbildad på grundare vatten än vid de öfriga lokalerna. Vi kunna anslå vattendjupet vid delatytans utbildning därstädes till 3 m. Utom till ofvannämnda lokaler skall vid beräkningen af landhöjningen hänsyn tagas äfven till en undersökt profil genom älfdalssedimenten i Mjällåns öfre dalgång vid *Linnamon*, c:a 2 km S om Villola.<sup>1</sup> Delatytan ligger därstädes 194.5 m ö. h., och ythvarfvet<sup>2</sup> i profilen är afsatt under år 646 i kronologien för isens afsmältning. Hela älfdalssedimentserien å denna lokal är således bildad under afsmältningsskedet; profilen är ej medtagen å Tafl. 4, emedan hvarfven i profilen ofvanför det 255:te årshvarfvet äro Mjällåns postglaciala delat sediment (jämför sid. 19). Älfdalssedimentens delatytta kan vid detta mindre vattendrag beräknas vara utbildad på 3 m djupt vatten.

Af ythvarfven i dessa profiler erhållas följande data beträffande strandlinjens läge vid resp. år och lokaler.

År.	L o k a l.	Delatytans läge i m ö. h.	Strandlinjens nivå i m ö. h.
235	Hornsjöbäcken . . . . .	245.3	250.3
543	Bölen . . . . .	217.2	220.2
646	Linnamon . . . . .	194.5	197.5
651	Krånge . . . . .	202.8	207.8
747	Gårelehöjden . . . . .	189.1	194.1

Då iskanten stod vid dessa lokaler, låg strandlinjen därstädes vid B. G. Invid Bölen är B. G:s nivå bestämd till 236,9 m. ö. h. Nivåerna för densamma vid Hornsjöbäcken, Linnamon, Krånge och Gårelehöjden kunna, utan att något större fel därvid

<sup>1</sup> Jag har tidigare (G. F. F. Bd. 33, 1911, sid. 278) meddelat en fullständig profil genom älfdalssedimenten vid Lillrännforsen i Mjällådalens öfre del. De öfversta lagren i sedimentserien därstädes hafva emellertid genom senare undersökning vid Mjällån visat sig vara afsatta i ett isolerat bäcken, hvarför de slutsatser om landhöjningen, hvilka gjordes af denna profil, befunnits missvisande.

<sup>2</sup> Detta ythvarfs kronologiska nummer kan hafva ett fel på vid pass  $\pm 20$ .

uppkommer, erhållas genom interpolation, liksom äfven tidpunkterna för israndens läge vid dessa lokaler, hvarest stora ras hade gjort bottenhvarfven oåtkomliga för uppmätning.

Under tidsperioderna mellan israndens och älfmyningarnas lägen vid resp. lokaler erhållas följande höjningsbelopp och höjningshastigheter. Siffrorna för B. G., hvilka motsvara svallgränsen, minskas vid beräkning af höjningsbeloppet med 1,7 m (jämför sid 5).

Tidsperiod.	L o k a l.	B. G.	Strandlinjens nivå, då älfmyningen stod vid lokalen.	Negativ strandlinjeförskjutning under perioden.	Strandlinjens negativa nivåförskjutning i medeltal pr år.
110—235	Hornsjöbäcken . . . . .	270 m ö. h.	250.3 m ö. h.	18.0 m	0.144 m pr år
405—543	Bölen . . . . .	236.9 »	220.2 »	15.0 »	0.108 »
100—646	Linnamon . . . . .	270.5 »	197.5 »	71.3 »	0.130 »
400—651	Krånge . . . . .	237.5 »	207.8 »	28.0 »	0.111 »
382—747	Gärelehöjden . . . . .	241 »	194.1 »	45.2 »	0.123 »

Ofvanstående beräkningar öfver strandlinjens förskjutningar vid resp. lokaler äro i någon mån otillfredsställande, emedan en exakt siffra för deltaplanets läge under motsvarande strandlinjenivå ännu ej kunnat erhållas, äfvensom på grund af de gjorda interpolationerna. Eventuella fel i de beräknade beloppen kunna dock ej uppgå till större tal än ett par, tre meter.

Huruvida de strandlinjeförskjutningar, tabellen visar, äfven motsvara absoluta höjningsbelopp, kan ej afgöras, förrän Ancylussjöns kronologi och nivåförhållanden blifvit utredda. Såvidt vi hittills kunna döma, torde denna sjö hafva uppkommit vid en tidpunkt, då iskanten passerade genom södra eller mellersta Bottenhafvet.

För att utreda Ancylussjöns kronologi har jag påbörjat en serie undersökningar af diatomacéffloran i de glaciala och postglaciala sedimenten i Ångermanland. Vid diatomacéernas bestämmande har D:r ASTRID CLEVE-EULER varit mig behjälplig. Af hittills utförda arbeten synes framgå, att en diatomacéflora, som säkert tyder på Litorinahafvets inbrott, börjar uppträda först vid pass ett par tusen år efter sista genombrottet af isresten inom Ångermanälvens flodområde. I glacialleran har jag hittills ej kunnat anträffa några diatomacéer. Emellertid har P. T. CLEVE i hvarfvig lera från Kinstaby i Hälsingland och Högom i Medelpad, hvilken enligt de af HOLST meddelade profilerna från dessa lokaler synes vara glacial (lag. d i HOLSTS profil från Kinstaby), påvisat sådana, uteslutande färskvattensformer.<sup>1</sup> Det är följaktligen högst sannolikt, att hela afsmältningsskedet i Ångermanland infaller under det Baltiska bäckenets ancylustid.

Om Ancylussjöns nivåförhållanden hafva vi ännu ingen närmare kännedom, och utredandet af dessa torde säkerligen kräfva synnerligen omfattande undersökningar. Enligt MUNTHE har denna stora insjö genom landets upplyftning vid sjöns utlopp blifvit höjd

<sup>1</sup> N. O HOLST, Östersjöns och Bottniska vikens postglaciala geologi. S. G. U. Ser. C, N:o 180. Jag vill i detta sammanhang påpeka, att de sandskikt, HOLST meddelar i profilerna från ofvannämnda lokaler och hvilka af honom tydas såsom bevis på nivåförskjutningar af Ancylussjön, med all sannolikhet tillhöra jökelloppshvarf.

till ett 60-tal meter öfver hafsytan.<sup>1</sup> I öfverensstämmelse med samme förf:s framställning bör det Ångermanländska afsmältningsskedet infalla under sjöns stigning, hvilken dock i Ångermanland kompenseras af den starkare landhöjningen. Den verkliga landhöjningen här har i så fall under denna period fortgått med ännu större hastighet än motstående tabell visar, under det att å andra sidan B. G. därstädes bör gifva ett för högt värde på hela landhöjningsbeloppet, sedan landet blef isfritt.

Den starka höjning, i hvilken landet befann sig redan under afsmältningsskedet, lämnar förklaring å de fallande värdena på B. G. inåt landet. Vid yngre israndslägen tillhör denna strandlinje en lägre geoidyta, hvarigenom B. G. kommit att bilda en inåt landet lutande linje (jämför Tafl. 3).

För att erhålla en synkron strandlinje under afsmältningsskedet kunna vi å lokalerna Krånge, Gårelehöjden och Linnamon göra en interpolation för år 543, då ythvarfvet vid Bölen afsattes.

År.	L o k a l.	Strandlinjens nivå.
543	Bölen . . . . .	220.2 m ö. h.
»	Krånge . . . . .	219.9 »
»	Gårelehöjden . . . . .	219.5 »
»	Linnamon . . . . .	211.2 »

Vid Linnamolokalen, som är belägen inom kustområdet, får man sålunda ett afsevärdt lägre värde på strandlinjens läge än vid de tre öfriga lokalerna längre in i landet. Skillnaden är alltför stor för att kunna förklaras enbart genom felaktiga beräkningspremissor. Af den föregående tabellen sågo vi äfven, att höjningshastigheten var störst vid Linnamon och Hornsjöbäcken. Under den tid, som förflutit sedan år 543 i afsmältningsskeden, har emellertid höjningsbeloppet varit större vid lokalerna Bölen, Krånge och Gårelehöjden. Detta förhållande synes tyda på, att landhöjningen fortskridit som en vågrörelse från höjningsområdets marginal in mot dess centrum.

Inom Ångermanlands kustområde framträder, om vi jämföra värdena på B. G. vid samtliga israndslägen, en starkare upplyftning i NO. Så t. ex. ligger vid Stentjärnsvedjefallet B. G. c:a 272 m ö. h. (interpolation mellan de undersökta B. G.-lokalerna Autoaberget och Stafrehögåsen); i NO vid Tuäggenberget, i närheten af hvilket Stentjärnsvedjefallets israndslinje bör framgå, har B. G. däremot 9 m högre värde, eller 281 m. Under hvilken tid denna olikformighet i landhöjningen uppkommit, kan afgöras först genom undersökningar af äldalsedimenten vid en kustå inom trakterna med de högre B. G.-värdena, t. ex. vid en af åarna i Ullångertrakten.

Genom den starka landhöjningen tillväxte landet under afsmältningsskedet afsevärdt från den bild Tafl. 1 ger. Vid dettas slut i Ångermanland, år 747, hade strandlinjen förskjutits vid Gårelehöjden ned till 194 m och vid Linnamon, att döma af höjningshastigheten därstädes, till c:a 185 m. Såsom medeltal för hela landskapet kan strandlinjens läge vid denna tidpunkt (år 747) förläggas till 189 m ö. h.

<sup>1</sup> H. MUNTHE, Gottlands senkvartära historia. S. G. U. Ser. Ca, N:o 4, sid. 178.

Af ofvanstående torde framgå, att hittills brukliga isobaskartor öfver den sen-glaciala strandlinjen icke, emedan de ej representera ett synkront isobassystem, gifva en tillfredsställande bild af den senkvartära landhöjningen. Då landet tydligen befunnit sig i synnerligen stark höjning, redan innan iskanten dragit sig tillbaka, så att strandlinjen kunde utbildas, lämnar densamma ej heller ett mått på hela beloppet af den senkvartära landhöjningen. Af samma skäl tillhör strandlinjen vid yngre israndslägen ursprungligen lägre geoidytor.

På Tafl. 6 åskådliggör en profil genom Skandinaviska halfön öfver mellersta Norrland detta genom sammanställande af tidsförhållandet mellan olika marina gränser på norska kusten och B. G. i Ångermanland. De lägre värdena på M. G. längre utåt norska kusten tillhöra, såsom TANNER<sup>1</sup> påvisat vid fjordarna inom norska Finnmarken, strandlinjer, som inåt fjordarna sluta vid vissa israndslägen, under det att de högre värdena på M. G. längre in i landet motsvara strandlinjer, som i kustbältet ligga under M. G. Jämförda med B. G. i Ångermanland äro äfven de marina gränserna på motsvarande del af norska kusten af mycket gammalt datum. M. G. längst ut i norska kustbandet har antagligen utbildats redan vid början af det goti-glaciala skedet.

Huru mycket landet hunnit höja sig, innan den sen-glaciala strandlinjen utbildades, kommer antagligen att kunna bedömas, då hela förloppet af den landhöjning, som ägt rum, sedan strandlinjen utbildades, och hvilken, enligt hvad i detta arbete visats, finnes så unikt registrerad i älfdalssedimentens byggnad, blifvit utredt inom skilda områden.

DE GEER har nyligen framställt ett förslag till den senkvartära tidens indelning, grundad på de under senare år utförda geokronologiska undersökningarna.<sup>2</sup> Till de principer, som ligga till grund för detta förslag, vill jag fullkomligt ansluta mig men önskar i ett par punkter modifiera indelningen.

Postglacials-tiden, som förr användes såsom term i samband med det sen-glaciala skedet, inträdde liksom detta oliktidigt på skilda ställen, allteftersom iskanten vek undan, och kan därför icke beteckna ett exakt tidsskede, utmärkt af vare sig särskilda klimatiska eller fysiskt-geografiska förhållanden. Enligt min uppfattning böra termerna glacial och postglacial, såvida de ej såsom i DE GEERS indelning genom distinkta sammansättningar, dani-, goti-, finiglacial, afgränsas till särskilda perioder, brukas endast i morfologisk mening, d. v. s. för aflagringar inom ett nedslingsområde och i den omfattning jag åskådliggjort på Tafl. 7. Postglaciala böra således enligt min åsikt alla aflagringar benämnas, som ligga öfver de inom ett visst område senast afsatta morän- eller glacifluviala bildningarna. I enlighet härmed kallas de aflagringar preglaciala, som ligga under de lokalt äldsta glaciala sedimenten, och såsom interglaciala betecknas endast sådana bildningar, hvilka öfver- och underlagras af glaciala bäddar.

<sup>1</sup> V. TANNER, Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. Bull. Com. Géol. Finland 18, 1907.

<sup>2</sup> G. DE GEER, Quaternary Sea-bottoms in Western Sweden. G. F. F. Bd. 32 (1910), sid. 1146.

— Om den senkvartära tidens indelning. G. F. F. Bd. 33 (1911), sid. 463.

— Om grunderna för den senkvartära tidsindelningen. G. F. F. Bd. 34 (1912), sid. 252.

Af dessa skäl finner jag det olämpligt att, såsom DE GEER i sin indelning gjort, upptaga postglaciantiden såsom en bestämd kronologisk period i samband med de distinkta dani-, goti- och finiglaciala skedena. Jag vill därför gifva ifrågavarande period ett annat, helst neutralt namn, exempelvis den *ungkvartära tiden*. I anslutning härtill föreslår jag, att det finiglaciala skedet utsträcker till tidpunkten, då den nordeuropeiska inlandsisen praktiskt taget kan anses hafva upphört, hvilken tidpunkt torde kunna förläggas till det sista genombrottet af isresten i Norrland. Att döma af glacialräffloras och rullstensåsarnas riktning, har detta inträffat vid uttappningen af issjöarna inom Lule älfs fjälltrakter. Denna utsträckning af det finiglaciala skedets längd behöfver icke inverka på förläggningen af den geokronologiska skalans utgångspunkt, hvilken alltfort lämpligen kan i enlighet med DE GEERS förslag förläggas till genombrottet vid Indalsälven. Afsmältningsskedet i Ångermanland skulle således helt infalla under det finiglaciala skedet.

På Tafl. 7 har jag gjort en sammanställning mellan de geokronologiska skedena och hittills brukliga indelningar af Nordeuropas kvartär. MUNTHES och BLYTT-SERNANDERS indelningar grunda sig ytterst på biologiska data. Medelst den paleontologiska metoden kan emellertid inga exakta parallelliseringar genomföras. Ett flertal af såväl MUNTHES som BLYTT-SERNANDERS perioder skola säkerligen, då de i framtiden inom olika områden blifva anknutna till de exakt kronologiska skedena, visa sig följa glidande tidskalor. Detta gäller särskildt gränsen mellan ancylus- och litorinatiden samt de klimatperioder, som följa närmast efter glaciationen. Det arktiska klimatskede, som under nedisningen rådde i Nordeuropa intill en viss marginal utanför iskanten, har säkerligen snarare varit en följd af än en orsak till glaciationen. Denna marginal aftog i bredd, ju mera ismassan minskades under afsmältningsskedet, och synes hafva utkilat vid början af det finiglaciala skedet. Af dessa skäl kunna hittills brukliga vare sig regionala eller klimatiska perioder icke läggas till grund för en från praktisk ståndpunkt nödvändig<sup>1</sup> indelning af den geokronologiska skalan. Å andra sidan göra de exakta kronologiska skedena icke öfriga indelningar obehöfliga. Dessa äro dock alltfort nödvändiga för belysning af den kvartärgeologiska utvecklingen; men denna erhåller sin rätta belysning först sedan utvecklingsskedena inom olika områden blifva anknutna till den exakta kronologiska tidskalan.

<sup>1</sup> Jfr MUNTHE, Ytterligare om senkvartärens indelning. G. F. F. Bd. 34 (1912), sid. 444.

— En terminologifråga. G. F. F. Bd. 33 (1911), sid. 471.

## Summary of contents.

### Introductory. (Page 4.)

The present treatise gives an account of a geochronological investigation into the recession of the ice-border from the shore of the Bothnian Gulf up to the ice-shed in the highlands, within the province of Ångermanland (in the middle part of Norrland), as well as into the changes of level during this period, in the same district.

When the land-ice melted away, the ice-border receded from the west and east towards the ice-shed, which at the end of the ice-melting period was situated above the border districts between the lower mountains and the Archæan area (Plate 2). In the same measure as the western ice-border receded from the watershed in the highlands, great ice-lakes were dammed up in the valleys (Plate 2), and finally broke through the ice-dam, when the latter was reduced to a narrow remnant close to the ice-shed, and were drained off. After these breakings through, very likely only some small bodies of dead-ice were left, and these soon melted away.

### Late-glacial shore-line of the Gulf of Bothnia. (Pages 4—7.)

The highest shore-line of the Baltic refers within different areas to various phases with alternating position of level in relation to the Ocean, which the Baltic underwent during the late-glacial period.

The author suggests that this shore-line be called the *Baltic Limit* (B. G.), in order to mark its difference from the purely Marine Limit (M. G.) upon the Atlantic coasts of Scandinavia. During the period of the ice-melting in Ångermanland, the Baltic Basin was occupied by the Ancylus Lake.

In the middle part of Norrland the B. G. is developed as an erosion-notch in the moraine cover; it corresponds to the limits of the swell, which is estimated to have here reached 1.7 metres above the average water-level of the late-glacial lake.

The table on page 6 indicates the level of the B. G. in metres above sea-level at 25 different localities in Ångermanland together with those hypsometric points on the topographical map, from which the B. G. at the various places has been levelled. On the map (Plate 1), the shore-line has been drawn. This map thus shows the greatest extent of the Bothnian Gulf and the great fjord, which, in the same degree as the ice-border receded, encroached into the valleys of the province.



**The Formation of the annual layers of sediments and the Methods of Geochronological Investigation.** (Pages 7—16.)

The recession of the ice-border is determined by means of investigations into the *glacial clay*, which was formed of the muds of the glacial rivers and deposited in front of the receding ice-border over those parts of the country which during the period of melting were covered by the Baltic.

The glacial clay is built up of distinct *annual layers* (Swedish *hvarf*) (Fig. 2), which arose through the periodicity of the glacial rivers. Every annual layer consists of two zones: a lower, thicker one and of relatively coarse material, *the summer zone*, and an upper, thinner one of a dark colour, and consisting of extremely fine clay, *the winter zone*. Through the successive recession of the ice-border the layers overlap each other some distance, which corresponds to the annual recession of the ice-border (Plate 3). Every layer decreases in thickness and size of grains from the outlet ports of the glacial rivers at the ice-border, close to which the coarsest material of the glacial rivers was deposited in the shape of *oses*. Farther away from the ice-border, the thickness of the layers decreased, so that the clay at last becomes homogeneous. When the mud-laden, heavy water of the glacial rivers reached the lake, submarine currents were produced in the latter, which followed the deep channels, and distributed the mud for many miles from the ice-border. The greater part of the mud was deposited even along the deep channels, and from these deep channels the deposited material rapidly decreased up toward shallower water.

In different years, different quantities of mud were carried along, whereby the variations in the thickness of the layers arose. At different places of the area of sedimentation the layers are, however, of the same relative thickness. Upon this circumstance is based the geochronological method of investigation, which has been elaborated by G. De GEER. In different localities sections of the thickness of the layers have been measured from the very bottom of the clay. The layers are in this case drawn upon a strip of paper, as is shown in Figs. 2 and 4. Diagrams of the thickness of the layers have been drawn up (Fig. 5 and Plate 5). By the diagrams the layers may then be identified through their varying thickness from one locality to another. The period for the recession of the ice-border between two localities becomes apparent from the number of layers, which, in the locality, earlier free from ice, lie below the layer corresponding to the bottom layer in the other locality.

The extent of the *oses* shows that the action of the glacial rivers continued right until the time when the ice-border approached the ice-shed, and the mountain ice-lakes broke through. After the ice-border had passed the interior portions of the fjords, and receded up through the areas above B. G., the mud of the glacial rivers was carried out into the fjords by open water-ways, in which it was mixed with the post-glacial mud washed out from the land where the ice had already melted away. The mud which was being carried along was deposited in the fjords in the shape of annually laminated *delta sediments*, the coarser part being accumulated into delta-planes in front of the

outlets, the remainder being sedimentated over the bottom of the fjords, decreasing as to its quantity and size of grains further out into the fjords.

Through the elevation of the land, which proceeded after the land had become free from ice, the outlets of the water-ways were moved from the B. G. down the valleys, delta-planes being still further accumulated upon lower levels covering the older sediments. In this manner arose in the valleys the so called *river valley sediments*, the surface of which forms a sloping plane (delta area) from B. G. to the present outlets (Plate 3).

Underneath the delta surface the layers overlap each other (Fig. 5) and decrease in thickness and size of grains in the distal direction of the valley. The commencement of each layer at the delta area indicates the position of the river outlet during the year the layer was deposited, and the difference in level between the position of the delta area at different places shows the elevation of land, which caused the displacement of the river outlet. That part of the layers, forming the delta area, can in the Ångermanälff River not have been deposited at a greater depth than 5 metres. So long as the mud of the glacial river was being carried along, the delta sediments obtained the characteristic habitus of glacial clay, and are therefore denoted as glacial. The post-glacial delta sediments, too, are deposited in annual layers, which, as to their appearance, differ distinctly from that of glacial clay; farther away from the outlet they pass into non-laminated *post-glacial fjord clay*.

Even the delta layers were deposited with such regularity, that the above-mentioned geochronological method may be applied to them. By means of the river valley sediments we are able thus to determine the period for the recession of the ice-border through the areas above B. G. from the interior parts of the fjords up to the ice-shed, and to study chronologically the elevation of the land.

In some layers of the glacial clay occur characteristic strata of sand (Figs. 2 and 3), which originated at the times of the catastrophic draining of the ice-dammed lakes. The author calls the layers with such strata of sand »*jökellopp*» layers.

**Description on some Sections through the annually laminated Sediments, and Chronological Data of the Period of the Ice Melting in Ångermanland.** (Pages 16—27.)

Through the laminated glacial sediments the author has taken sections at some 30 different localities, most of them situated within the areas of the river valley sediments and comprising all the glacial series at the respective locality. The localities are enumerated on pages 16—17, and are to be found on Plate 1. For the purpose of making a calculation of the time, the annual layers have been chronologically numbered in the order in which they were deposited, the oldest layer within the area investigated, viz. the bottom layer in the locality soonest free from ice, Fällö, in the chronology being denoted as the annual layer 1.

The thickness of the sections measured, and their extent, are rendered on Plate 4. The transverse lines through the sections on the plate indicate the upper edge of the annual layers, the chronological numbers of which are below the transverse line on the right side of the sections. In every section, with the exception of the one at Hornsjö-

bäcken River, Gårelehöjden, and Krånge, where the lower portions of the sediments on account of great land-slides were inaccessible for measuring the annual layers, the lowest transverse line indicates the upper edge of the bottom layer in the locality. By means of the transverse lines we are enabled to read off on the section scheme, how the layers decrease in thickness and size of grains in the distal direction of the valleys.

The sections of Hornsjöbäcken River, Gårelehöjden, Krånge, and Bölen are measured up to the delta area of the river valley sediments. These profiles show how the river outlets during the period the ice was melting, in consequence of the elevation of land, were shifted down the valleys. The figures after the »deltaytan» (delta area) above the sections denote the position of the delta area at the locality in metres above sea-level. At Hornsjöbäcken River the river valley sediments are formed through the outlet from an ice-lake, which was dammed up above Graningesjö Lake.

On Plate 5 are rendered, on a scale of 1:5, some diagrams of the layers in some of the sections investigated. They begin with the bottom layers farthest to the right. The diagrams are arranged above each other in such a manner that corresponding layers are on the same line. Below the diagrams are given the numbers for every 10th layer. The diagram from Bölen comprises the entire series of layers in the river valley sediments in this locality; in the upper part of the section the layers increase in thickness through the approach of the river outlet. In those annual layers marked with a J the drainings of the ice-lakes are registered. The »jökellopp» layers are exceedingly good guiding layers, when the localities of the sections through the diagrams are to be connected with each other.

At Sjulsvedjenipan, a pine-cone has been found in the 803rd annual layer.

The chronological data gained by means of this investigation are summarized in the table below.

1st year	»	Ice-border at Fällön.
20th	»	» » » Hästholmen.
65	»	» » » Stentjärnsvedjefallet.
94	»	» » » Billen.
96	»	» » » Gammelgården.
98	»	» » » Käckelbäcken.
111	»	» » » Lillrännforsen.
129	»	Large ice-lake in the highlands, within the water system of the Ljungan or Ljusnan River, is drained.
148	»	Ice-border at Utnäs.
204	»	» » » Tunsjö Lake.
206	»	» » » Strinne.
235	»	The outlet of the Graninge Ice-lake is on the Hornsjöbäcken, 2 kilometres NW of Villola.
238	»	Ice-border at Risöviken; an ice-lake is drained into the fjord at Ångermanälf, probably an earlier draining of the Graninge Ice-lake.
255	»	Ice-border at Högmon; connection is made between the fjord at the Ångermanälf and the basin at Graninge; then the ice-lake above the latter

is lowered and ceases to exist; after this ice-lake had been drained, the glacial mud could no longer be carried along to the fjord at Mjällå River across the straits South of Graninge Lake, which had become too shallow in consequence of the elevation of land.

In the Valley of the Mjällå River, south of Billen, where a steep ledge of valley arrested the penetration of ground-currents from the south, glacial mud came in from the Bothnian Gulf as long as such was carried thither through the great fjords at the Ångermanälf and Indalsälf Rivers.

- 262nd year Ice-border at Sand.  
 264th » » » » Forse.  
 267 » » » » » Bäckinget.  
 284 » » » » » Österrå.  
 297 » » » » » Lillsjöbäcksmön.  
 326 » » Two small ice-lakes, dammed up by the eastern ice-border, one probably in the district between the Faxälf and Halå Rivers, the other probably at Storsjö Lake, SE of Junsele, are drained.  
 329 » » Ice-border at Nämforsen.  
 338 » » » » » Vigdan.  
 351st » Ice-border at Sjulsvedjenipan.  
 352nd » Small ice-lakes, dammed up by the eastern ice-border in the valley of the Faxälf River, probably west of Edsele, is drained.  
 360th » Large ice-lake in the water system of the Indalsälf or Ljungan River, in the highlands, is drained.  
 387 » » Ice-border at Ofvanmo.  
 405 » » » » » Bölen.  
 414 » » Remnant of ice, which during the period of melting had been left behind at Kvarnä River, isolated from the land-ice, melts away.  
 427 » » Ice-border at Lilltersjö Lake.  
 435 » » » » » Vallen.  
 543rd » Outlet of Ångermanälf River at Bölen.  
 567th » » » » » » Kvarnä River.  
 625 » » Ice-lake, dammed up by the eastern ice-border in the valley of the Ångermanälf River, is drained.  
 651st » The great ice-lake within the water system of the Faxälf River in the highlands breaks through the remnant of the land-ice, and is drained. The outlet of the Faxälf is at Krånge, Ramsele.  
 660th » Small ice-lake, dammed up by the eastern ice-border in the valley of the Ångermanälf River, is drained.  
 666 » » Glacial mud ceases to be carried into the Faxälf River from the remnant of the land-ice.  
 678 » » Small ice-lake, dammed up by the eastern ice-border in the valley of the Ångermanälf, is drained.

- 685th year Small ice-lake, dammed up by the eastern ice-border in the water system of the Fjällsjöälf River, is drained.
- 686 }  
687 } » Small ice-lakes, dammed up by the eastern ice-border in the valley of the  
723 } Ångermanälf, in the area close to the ice-shed, are drained.
- 704 » » Large ice-lake in the water system of the Fjällsjöälf River, in the highlands, breaks through the remnant of land-ice, and is drained.
- 709 }  
711 } » Medium sized ice-lakes in the water system of the Fjällsjöälf, in the highlands, are drained.
- 726 }  
742 } » Large ice-lakes in the mountain district of the Ångermanälf break through the remnant of the land-ice, and are drained.
- 730 }  
735 } » Two ice-lakes within the water system of the Ångermanälf or Fjällsjöälf River, in the highlands, are drained.
- 747 » » Large ice-lake within the mountain district of the Ångermanälf, probably situated in the valley of Vojmå River, breaks through the remnant of the land-ice, and is drained; with this breaking through ceases all the activity of the glacial rivers within the fluvial area of the Ångermanälf. The outlet of the Ångermanälf is at Gårelehöjden.

*Thus, the period of the melting of the ice in Ångermanland comprises 747 years.*

Between Hästholmen and Risövikén we obtain a velocity of recession on an average of 270 metres per annum, between Risövikén and Vallen 360 metres; from the interior parts of the fjord to the ice-shed at the Ångermanälf River the recession of the ice-border probably amounted to about 400 metres annually.

Until closer investigations have been made into the extent of the ice-lakes in the mountains and into the last position of the ice-shed, it is impossible to state exactly where the breaches through the remnant of the land-ice occurred.

From the distribution of the ice-carried boulders in the mountainous areas we know that the ice-shed has been subject to extensive movements. During an earlier period it was placed above the high mountains. The movement thence towards the east is by the author put down to the climatic influence of the Atlantic during the period of the melting of the ice, and began, no doubt, during the dani-glacial period, the beginning of which the author, to judge from investigations hitherto made in Sweden, supposes should be placed at the most 10,000 years previous to the last breaking through of the remnant of ice within the fluvial area of the Ångermanälf River.

Certain ice-carried boulders indicate that the ice-shed towards the end of the period of the melting of the ice moved westward.

On Plate 6 the author gives a systematic summary of the connection between the melting of the bulk of the ice and the movements of the ice-shed. During the return movement towards the west the ice-shed reached its last position rather more northward than southward, where the remnant of ice, to judge from the earlier breaches in the southern valleys, melted away sooner.

**Elevation of the Land during the Period of the Melting of the Ice.** (Pages 27—30.)

Besides the above-mentioned sections from Bölen, Gårelehöjden, Krånge, and Hornsjöbäcken River, a section at Linnamon, 2 kilometres south of Villola, in the upper reaches of the valley of the Mjällå River, has been measured up to the surface of the river valley sediments. The delta area in this locality is situated 194,5 metres above sea-level, and the top layer has been deposited during the 646th year in the chronology of the melting of the ice. The layers in this section above the 255th annual layer are post-glacial delta sediments. The delta area at Hornsjöbäcken River, Krånge, and Gårelehöjden are estimated to have been developed in water 5 metres deep; at Bölen and Linnamon in water 3 metres deep.

When the ice-border stood in these localities, the shore-line was situated at B. G. (i. e. 1.7 metres below the same, as it corresponds to the limit of the swell). The levels for this, as well as the times for the position of the ice-border in these localities, of which, except at Bölen, no direct observations are available, may, without any very serious errors arising, be obtained through interpolation. During the periods between the position of the ice-border and the river outlets in these respective localities the following elevation and its rate are obtained.

Period	Locality	B. G.	Level of shore-line when the river outlets were at the locality	Change of shore-line during the period	Change of shore-line per annum
110—235	Hornsjöbäcken River	270 m. above sea-level	250.3 m. above sea-level	18.0 m.	0.144 m.
405—543	Bölen	236.9 » » » »	220.2 » » » »	15.5 »	0.108 »
100—646	Linnamon	270.5 » » » »	197.5 » » » »	71.3 »	0.130 »
400—651	Krånge	237.5 » » » »	207.8 » » » »	28.0 »	0.111 »
382—747	Gårelehöjden	241. » » » »	194.1 » » » »	45.2 »	0.123 »

Whether the sinking of the shore-line corresponds to the absolute elevation in relation to the sea-level, it is impossible to determine until we have obtained exact knowledge of the conditions of level of the Ancylus Lake. MUNTZE considers, that this lake had been raised some 60 metres above sea-level. As the period of the melting of the ice in Ångermanland may have coincided with the rising of the lake, the actual elevation of the land ought to have proceeded with still greater speed than indicated by the above table.

From the elevation in the various localities it appears to be evident that the elevation of land proceeded like a wavy movement towards the centre of the area of elevation.

The great rise during the period of the melting of the ice explains the decreasing values upon B. G. towards the interior of the country in Norrland. At the time of younger positions of the ice-border, B. G. belongs to an originally lower geodetic level.

In this connection the author points out that isobasometric maps of the highest shore-line do not give a satisfactory idea of the late-Quaternary elevation of land, as they do


not represent a synchronous isobasometric system. From the profile on Plate 6 the relation of time between different M. G:s at the Norwegian coast and B. G:s in Ångermanland, becomes evident.


---


On Pages 30—31 the author discusses the nomenclature of the deposits within the North-European glacial area, and their different divisions, which are summarized on Plate 7.


---

Karta öfver  
**ÅNGERMANLAND**  
under finiglacial tid

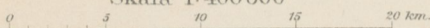
 Bottniska vikens högsta strandlinje under finiglacial tid och dess läge i meter öfver hafvet.

 Lokal, där årshvarfen i de glaciala sedimenter uppmätts.


 Iskantens läge 238 år senare än vid Fällön.


 Ångermanälvens mynnig 747 år efter den tid iskanten stod vid Fällön.  
189.1 deltaplanets läge i meter öfver hafvet.


Skala 1:400000

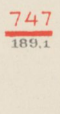


Map of  
**ÅNGERMANLAND**  
during the Finiglacial Period

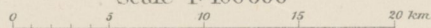
 The highest Finiglacial shore-line of the Bottnian Gulf and its position in metres above the present sea-level.

 Locality where the annual layers of the glacial sediments have been measured.

 The Ice-border 238 years later than the Ice-border at Fällön.

 The Mouth of Ångermanälven River 747 years after Ice-border at Fällön.  
189.1 the position of the delta-level in metres above the present sea-level.

Scale 1:400000





# Glacialgeologisk översigtskarta öfver mellersta Norrland Glacigeological Sketch-Map of Central Norrland

III Isdelarens sista läge.  
*The last position of the Ice-Sheet*

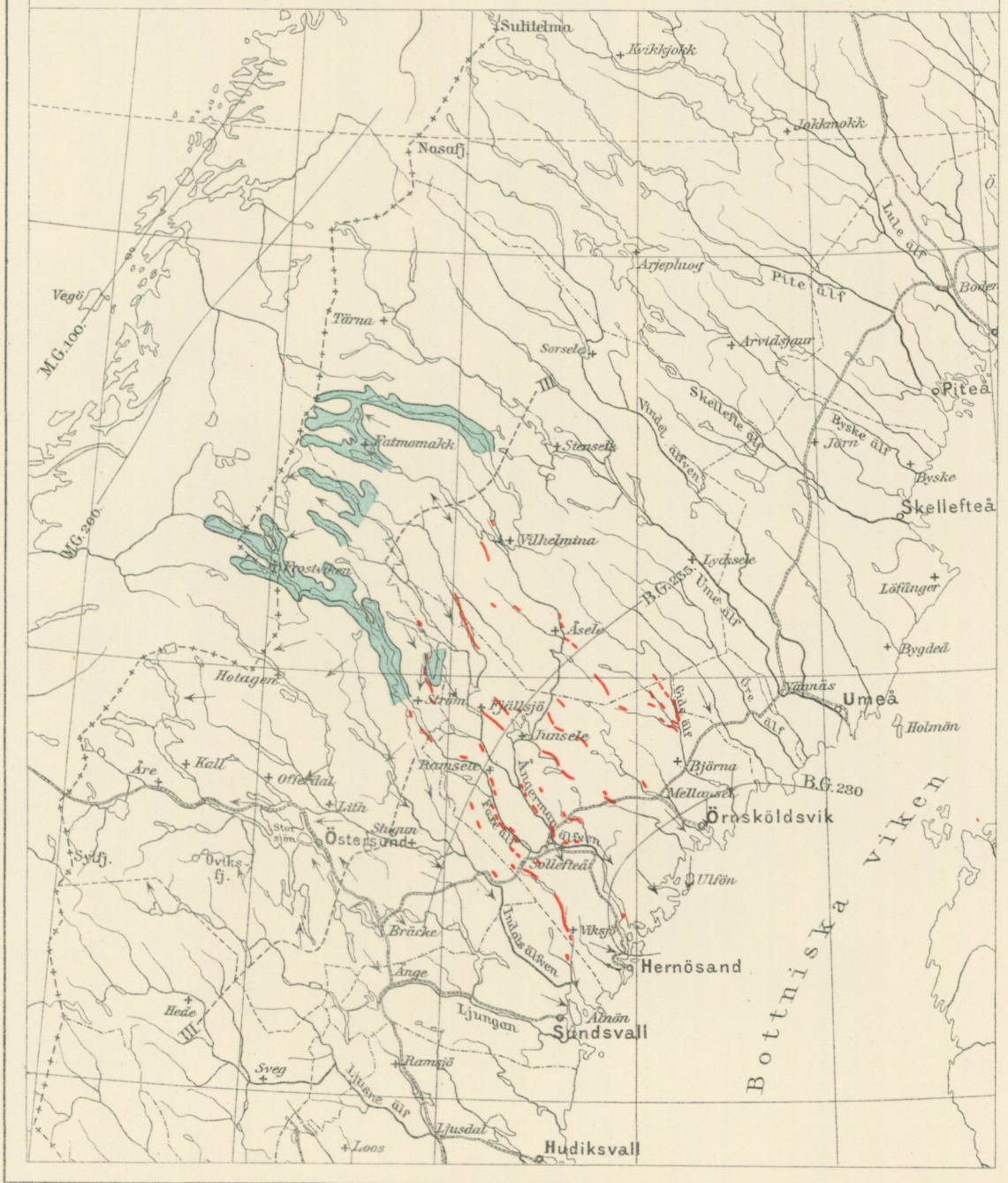
M.G. 100 Isobas för högsta marina gränsen på norska kusten.  
*Isobase for the highest shore-line of the Atlantic.*

B.G. 280 Isobas för högsta Baltiska gränsen.  
*Isobase for the highest shore-line of the Bothnian Gulf*

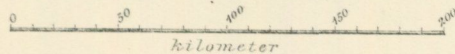
Glacialrefflor.  
*Glacial striae.*

Rullstensåsar.  
*Oses.*

Issjöar.  
*Ice-lakes.*



Skala 1:3500000

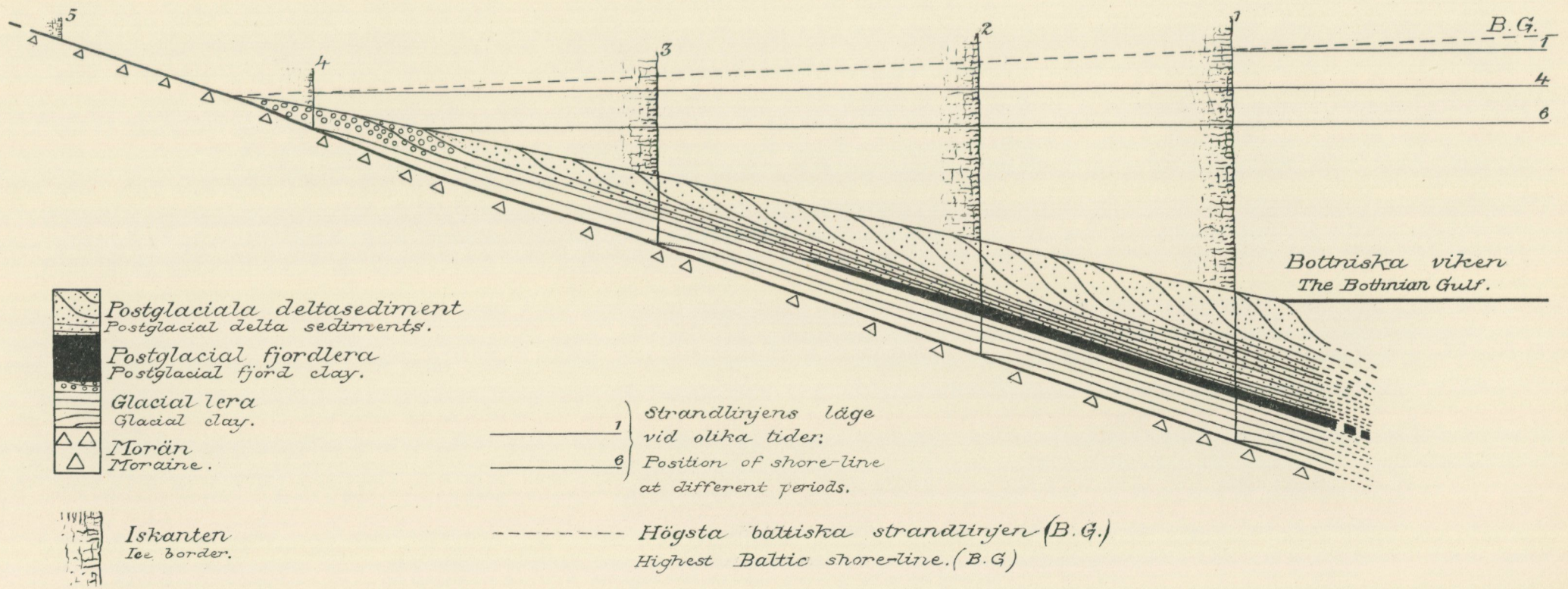


# Schematisk längdprofil genom äldalssedimenten i Ångermanälvens dalgång.

Section through the river-valley sediments along the Ångermanälven River.

W.

E.



# PROFILER GENOM DE HVARFVIGA GLACIALA SEDIMENTEN I ÅNGERMANLAND.

## SECTIONS THROUGH THE LAMINATED GLACIAL SEDIMENTS IN ÅNGERMANLAND.

Skala för mäktighet 1:100  
Scale of thickness

- Lera Clay
- Mjåla silt
- Sand sand
- Grus Gravel
- Morän Moraine

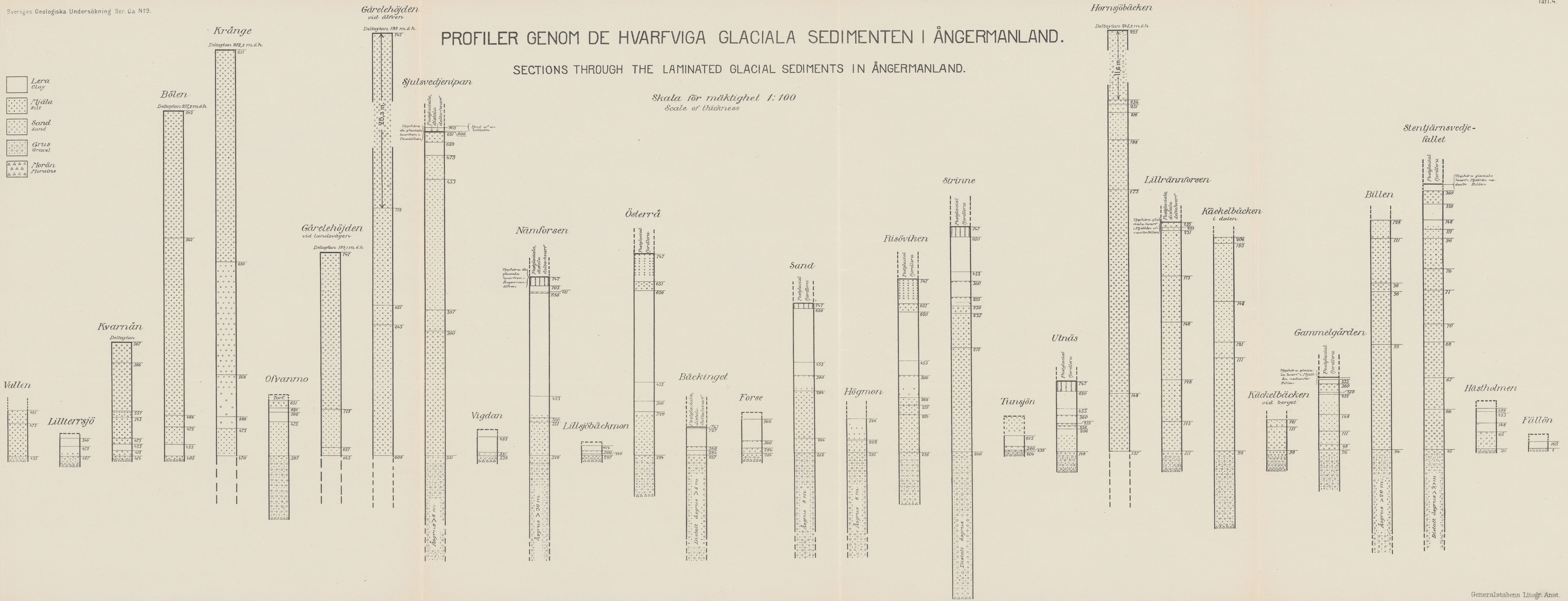
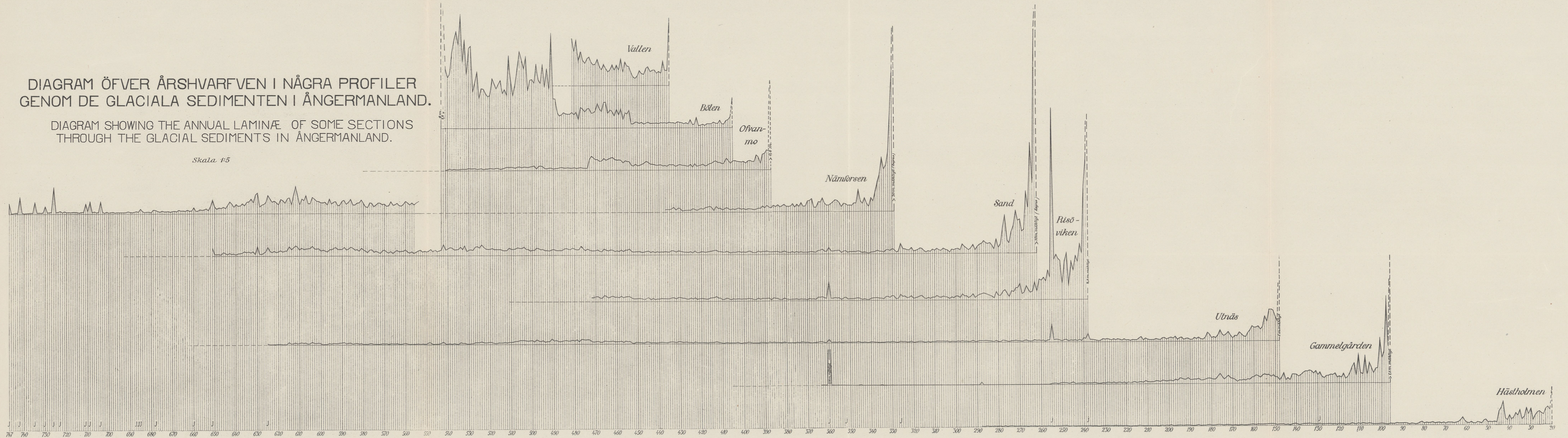


DIAGRAM ÖFVER ÅRSHVARFVEN I NÅGRA PROFILER  
GENOM DE GLACIALA SEDIMENTEN I ÅNGERMANLAND.

DIAGRAM SHOWING THE ANNUAL LAMINÆ OF SOME SECTIONS  
THROUGH THE GLACIAL SEDIMENTS IN ÅNGERMANLAND.

Skala 1:5



Profil genom  
**SKANDINAVISKA HALFÖN**  
**ÖFVER MELLERSTA NORRLAND,**  
 visande tidsförhållandet mellan isens  
 afsmältning, isdelarens olika lägen  
 samt de atlantiska och Baltiska  
 högsta strandlinjerna.

M.G. 100 m. = högsta marina strandlinjen vid norska kusten i m.ö.h.  
 B.G. 235 m. = högsta baltiska strandlinjen i m.ö.h.  
 — II a = strandlinjens läge vid olika tidpunkter  
 — III b = (jämför tidsskalan)

Section through  
**THE SCANDINAVIAN**  
**PENINSULA (CENTRAL NORRLAND),**  
 showing the relative times between the melting  
 of the inland-ice, the various positions  
 of the ice-shed as well as the highest  
 Atlantic and Baltic shore-lines.

M.G. 100 m. = The highest marine shore-line on the Norwegian coast in metres above the sea-level.  
 B.G. 235 m. = The highest Baltic shore-line in metres above the sea-level.  
 — II a = The position of the shore-line at different periods  
 — III b = (Compare the time-scale).

