

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. C

Avhandlingar och uppsatser

N:o 550

ÅRSBOK 51 (1957) N:o 1

ÖVRE KLARÄLVSDALENS
KVARTÄRGEOLOGI

AV

JAN LUNDQVIST

Summary: Quaternary geology of the Upper Klarälven valley, Värmland.

MED 3 PLANSCHER

Pris 5:— kronor

STOCKHOLM 1957

KUNGL. BOKTRYCKERIET P. A. NORSTEDT & SÖNER

570509

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. C

Avhandlingar och uppsatser

N:o 550

ÅRSBOK 51 (1957) N:o 1

ÖVRE KLARÄLVSDALENS
KVARTÄRGEOLOGI

AV

JAN LUNDQVIST

Summary: Quaternary geology of the Upper Klarälven valley, Värmland.

MED 3 PLANSCHER

STOCKHOLM 1957

KUNGL. BOKTRYCKERIET P. A. NORSTEDT & SÖNER

570509

Innehåll.

	Sid.
Inledning	3
Klarälvens sprickdal	4
Klarälvsdalens kvartära avlagringar	9
Isälvsavlagringar	9
Fjordsediment	17
Älvsediment	19
Flygsand	25
Strandlinjediagrammet	26
Marina gränsen (MG)	27
Fjordterrasserna	29
Älvplanen	30
Vingängsjöns utveckling	32
Översikt av Klarälvsdalens kvartära utveckling	32
Isavsmältningen	32
Fjordstadiet	33
Älvstadiet	34
Försök till inpassning av Klarälvsnivåerna i tidsskalan	37
Synpunkter på erosionen	38
Summary	42
Litteratur	48

Inledning.

Den föreliggande jordartskartan över Övre Klarälvsdalen har utförts på Sveriges Geologiska Undersökning i samband med den utredning av älvens erosion, som Undersökningen påbörjade 1952. Denna utredning vilken delvis företogs i samråd med 1949 års Erosionskommitté, leddes av dåvarande statsgeologen, docent C. Caldenius. Det var på dennes initiativ, som en noggrann kartering av jordarter, ytformer och pågående erosion startades. Det ansågs nämligen i hög grad önskvärt att i detalj studera såväl den pågående erosionen och dennas möjligheter till vidare skadeverkningar som de drag i dalens kvartära historia, vilka kunna utläsas ur morfologi och lagerföljder. Denna kartläggning, vilken undertecknad fick sig anförtrodd, utfördes som en från erosionsutredningen i övrigt fristående uppgift.

Som underlag för karteringen användes Rikets allmänna kartverks fotobilder i skala 1:20 000. Flertalet av dessa härstamma från 40-talets början, medan sträckan Värnäs—Loffstrand fotograferats för Erosionsutredningens räkning (bekostad av Uddeholms AB). Vid arbetet ha dels jordarterna i ytan karterats, varvid hänsyn tagits till såväl mekanisk sammansättning som genesis, dels vissa andra företeelser med betydelse ur erosionssynpunkt. Dessa äro pågående erosion, strandskoningar, skyddsvallar och vältplatser för timmer. Vidare ha morfologiska drag såsom terrassbranter, raviner, dyner och älvvallar markerats.

Resultatet av karteringen får ses mot bakgrunden av att uppgiften dels var av rent praktisk natur och egentligen icke avsåg upprättandet av en karta för publicering, dels måste utföras inom ramen för en ur denna synpunkt uppgjord kostnadsberäkning. Sålunda medgav icke anslaget, att habitationer, mindre vägar o. dyl. inlades på kartan, vilket självfallet är en brist hos denna. Då dalen är relativt tätt bebyggd och stora förändringar i bebyggelsen skett sedan kartunderlagets tillkomst, skulle emellertid en kartrevision ha krävt en avsevärt förlängd tid och ökade omkostnader för arbetet. Trots att kartan är behäftad med vissa svagheter av denna art, uppvisar den åtskilliga intressanta drag i dalens geologi, vilka ej framgå av Sten De Geers arbeten (1906 och 1911) över älvens serpentinlopp, varför den ändock ansetts värd att publicera. På förslag av chefen för Sveriges Geologiska Undersökning, överdirektör N. H. Magnusson, har därför denna beskrivning tillkommit.

Med utgångspunkt från kartan har jag även företagit en mängd avvägningar av Klarälvsdalens terrasser. Dessa ha genomgående utförts med barometer, då jag ansett det viktigare att få fram ett stort material, än att de enskilda mätningarna äro fullkomligt exakta. Med hjälp av kartan ha sedan observationerna sammanställts, till stor del ute i naturen. Att göra detta enbart i ett diagram ställer sig mycket svårt.

I karteringsarbetet ha medverkat extrageologerna G. Eriksson (sträckan Stensnäs+Hornäs—Edsforsen), Gunlög Norin (sträckan Klarabro—Likenä—Lillängen och J. Offerberg i huvudsak sträckorna Möre—Månäs, Amerud—Mörbacka och Kyrkebol—Gravol). Övriga sträckor har jag själv karterat. En specialkarta (fig. 6) har upprättats av extrageologen Ingrid Köhlin. Vid översiktsresor genom dalen har jag vidare haft förmånen att få diskutera en mängd problem utom med docent Caldenius även med statsgeologen G. Lundqvist samt med fil. dr Åke Sundborg, vilken för sin gradualavhandling utförde hydrodynamiska undersökningar i älydalen. Det reproduktionstekniska arbetet har planerats av kartredaktören, fil. dr Magnus Lundqvist. För tolkningen av älvens avlänkning vid Edebäck har jag haft stor hjälp av en nivåkarta och seminarieuppsats av kand. K. Luksep i Uppsala, vilka välvilligt ställts till mitt förfogande. Till samtliga dessa stannar jag i stor tacksamhetsskuld.

Klarälvens sprickdal.

På hela den sträcka det i denna beskrivning är fråga om följer Klarälven en mycket markerad sprickdal, Klarälvsdalen i egentlig bemärkelse (fig. 1). Vid Edebäck vid kartans sydände lämnar älven denna sprickdal, vilken emellertid kan följas vidare mot söder. Närmast söder om Edebäck fortsätter sprickdalen såsom den breda, raka Rådadalen, som i sin södra del utfylles och dämnes av Brattforshedens proximalavlagringar. Den tektoniska dalen kan även spåras söder om Brattforsheden ut i Väneren i Ölmeviken väster om Kristinehamn, ehuru den där är utfylld av sediment och därigenom mindre framträdande.

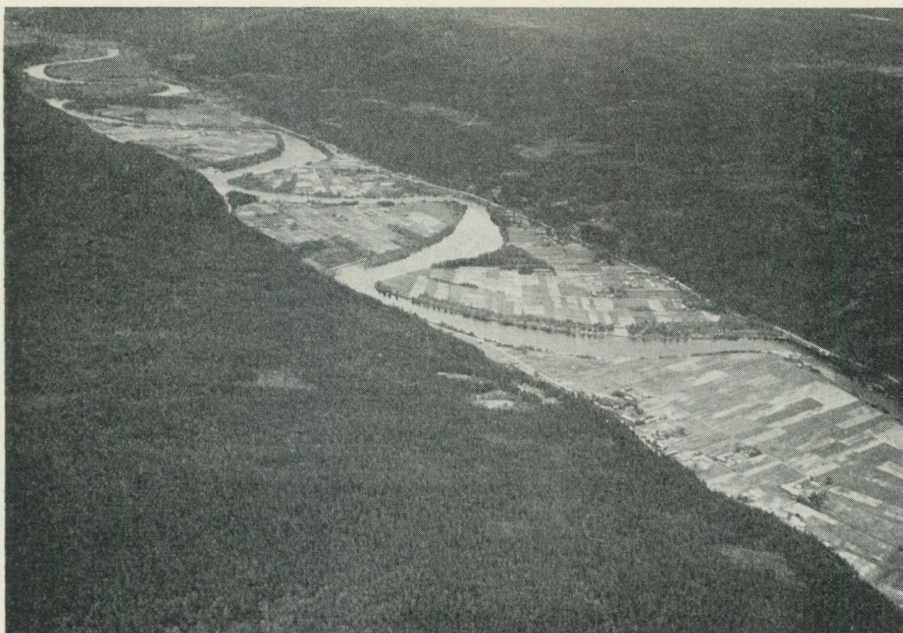


Fig. 1. Då älven serpentiniserar mellan de raka dalsidorna blir dess sedimentplan indelat i uddar (näs). Vid Ljusnästorp. Foto G. Lundqvist 1949.

As the river meanders between the straight sides of the valley its sedimentary plain is divided into headlands (näs). At Ljusnästorp.

Granskad och för publicering godkänd av Försvarsstaben.

Inom den del, som intages av Klarälven, utgöres dalen i själva verket inte av en enda, rak spricklinje utan av en serie sådana, bildande en obetydlig vinkel med varandra. Den sydligaste av dessa kan från Rådadalen följas över Edebäck till Ö. Tönnet. Här lämnar denna spricklinje Klarälven och fortsätter mot NNV först såsom Kvarnbäckens och sedan som Halgåns markerade dalgång. Nästa avsnitt sträcker sig från Ö. Tönnet till Likenäs. Här lämnar den Klarälven och kan mot norr följas såsom Likåns och Råbäckens markerade dalar, vidare i den bredare sänka, som intages av sjösystemet söder om Fageråsdammen och slutligen upp i Örsjö—Skärsjösänkan i N. Finnskoga socken. Följande avsnitt lämnar Klarälven vid Sysseleback och fortsätter därifrån ett kort stycke såsom Näckåns dal. Ganska snart förtonar spricklinjen här och splittrar upp sig på flera smådalar. Norr om Sysseleback har älv dalen förlorat något av sin spikraka sprickdalskaraktär. Fortfarande är dalen visserligen väl så markerad som längre söderut, men den vindlar här ganska kraftigt. Kartans avsnitt Klarabro—Sysseleback tillhör alltså denna daltyp.

Som nämnts äro alla de skilda dalavsnitten raka. Endast på ett ställe frångås denna regel. Det är vid Torp i södra delen av N. Ny socken, som dalen bildar ett markerat knä. En liten dalgång övertvårar visserligen knäet i huvuddalens riktning, men den är ytterligt obetydlig i jämförelse med den stora dalen.

Den förste, som gav en närmare beskrivning på denna praktfulla sprickdal, var Hollender (1900). Enligt denne bildar dalen gräns mellan Värmlandsgnejserna i väster och graniterna i öster. Så är dock ej alldeles fallet. Endast på en mycket kort sträcka följer dalen denna gräns, som i norr ligger flera km väster om dalen, i söder däremot något öster därom. Dalen synes alltså vara en från bergarterna fristående sprickbildning, följande de allmänna sprickriktningar, som genomdraga landskapet öster om Oslofältet och mer eller mindre koncentriskt med detta. De tektoniska rörelserna längs Klarälvsdalen måste dock ha varit av en helt annan storleksordning än på andra håll. Berggrunden är visserligen tämligen sällan blottad vare sig i Klarälvsdalen eller i övriga sprickdalar. Vid de blockräkningar, som för länskarteringens räkning företogs av överdirektör Magnusson och mig under åren 1954—1956 fick man dock ett livligt intryck av tektoniseringen i Klarälvens sprickdal. I och närmast i lä om dalen utgjordes nämligen blockmaterialet till mycket stor del av mylonitiserade och förskiffrade Kristinehamns- och Filipstadsgraniter. På båda sidor om dalen försvunno dessa bergarter till stor del för att i öster ersättas av opåverkade graniter och i väster efter hand av gnejser. Visserligen förekomma tektoniserade bergarter spridda över hela Värmland, men ingenstades nå deras block sådana procentvärden som utmed Klarälvsdalen — bortsett givetvis från området kring den centralvärmländska mylonitzonen.

Det ligger nära till hands att antaga, att älven tidigare följt sprickdalen i sin helhet ända ut i Vänern. Detta framhölls redan av Hollender. Enligt denne hade samma tankar redan tidigare framförts av Törnebohm. Hollender ansåg emellertid, att älven avlänkats vid Edebäck redan före istiden. Då inga bergtrösklar äro kända från dalen, finns det dock knappast någon anledning att förmoda, att älven tidigare skulle lämnat dalen över den i förhållande till dalbotten höga bergtröskeln vid Edsforsen eller över N. Råda. Några helt säkra belägg för den ena eller andra uppfattningen äro dock f. n. ej kända. Det är emellertid helt klart, att det i varje fall f. n. är i första hand Brattforshedens isälvsavlagringar, som spärra dalen mot söder (Dahl 1902). Såsom Dahl framhåller, finnas dock flera lägre pasströsklar även i själva Rådadalen. Dessa utgöras av ryggar på Lidsjöns botten (ev. ändmoräner enl. Dahl) samt israndbildningar av glacialfluvialt material vid Sundet, Lidsbron och Sunnemo. Även om inte Brattforsheden funnits, skulle sålunda dalen blivit dämnd av dessa. I detta sammanhang är av större intresse frågan varför älven lämnar dalen redan över bergtröskeln vid Edsforsen i stället för att följa Lindåstjärnarnas sänka söder om Edebäck ut i Rådasjön och sedan lämna dalen genom Åräsälvens korta fåra, där bergtröskeln måste ligga lägre än vid Edsforsen. Denna fråga skall närmare beröras i ett senare kapitel.

Ett drag i älvdalens karaktär, som är ganska iögonenfallande, är den stora överfördjupningen i förhållande till sidodalarna. Dessa mynna utan undantag i huvuddalen såsom utpräglade hängdalar. På grund av dalens flacka, raka karaktär utan några spår av urholkade bäcken ansåg redan Hollender, att överfördjupningen åstadkommits enbart genom fluviatil erosion och ej

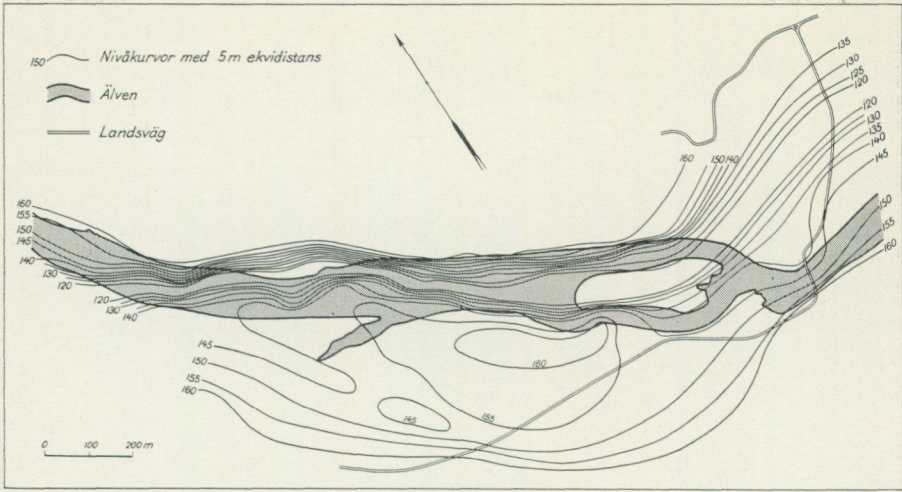


Fig. 2. Nivåkurvor över Klarälvsdalens bergbotten vid Klarabro, grundade på AB Elektrisk Malmletnings seismiska mätningar (höjd i m. ö. h.).

Contour map of the bedrock of the Klarälven valley at Klarabro drawn after seismic measurements. Levels in m. a. s.

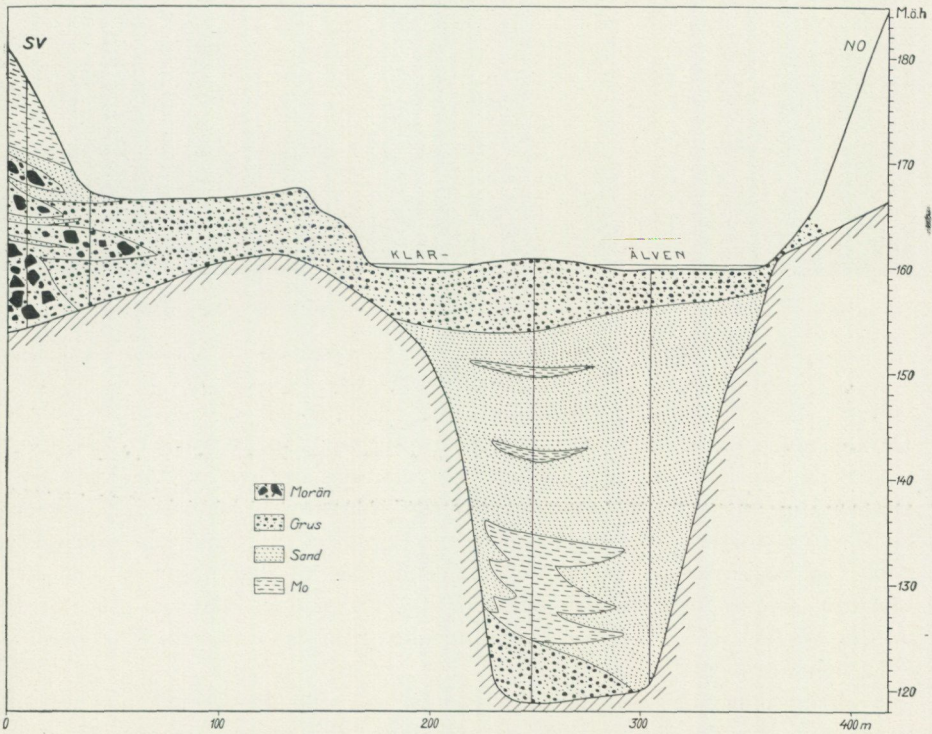


Fig. 3. Profil genom Klarälvsdalens botten strax ovan Klarabro. Efter borrhningar utförda av Uddeholms AB (de vertikala linjerna ange borrhålen).

Profile through the bottom of the Klarälven valley near Klarabro. Vertical lines denote drillings made by Uddeholms AB.



Fig. 4. Halgåns kanjon följer en sprickzon i berggrunden. Det uppkrossade berget syns i förgrunden.
Foto J. Lundqvist 1954.

The canyon of the river Halgån is located in a fissure zone in the bedrock. The tectonized rock is seen in the foreground.

genom landisens inverkan. Denna uppfattning har fått ett vackert stöd genom de seismiska mätningar, som kring Klarabro utförts av AB Elektrisk Malmletning.¹ Dessa visa, att i den i övrigt trågformade dalbotten finns en liten, något slingrande kanjon nedskuren (fig. 2 och 3). Man kan svårligen tänka sig någon annan förklaring till denna, än att den utgör en rest av en äldre, genom floderosionen bildad V-dal. Dalen har sedan av glacialerosionen vidgats, men denna har ej hunnit vidga hela dalen ned till dess gamla, smala botten.

Även de hängande sidodalarna visa emellertid i princip samma bottenprofil. Detta gäller främst Femtans och Halgåns — utanför kartområdet även

¹ Mätningarna äro utförda för Uddeholms AB, vilka välvilligt ställt resultaten till Sveriges Geologiska Undersöknings förfogande.

Tåsans — dalar. Strax ovanför dessa biflödens mynningar i Klarälvsdalen äro dalarna nedskurna i berget. Femtan bildar en mycket djup kanjon, Tällåstupet. Halgån har vid Brattfallet skurit ut en liten, men skarp och vacker kanjon längs en krosszon i berget (fig. 4). För Femtans del ligger det närmast till hands att anta, att dess kanjon är preglacialt bildad och att ån efter istiden återtagit sitt gamla lopp. I fråga om Halgån däremot är det kanske svårare att föreställa sig, hur ån kunnat återfinna en preglacial kanjon, som här måste varit dold under glacifluviala avlagringar. Dessa visa f. ö., att isälven här huvudsakligen gått fram strax vid sidan om kanjondalen. Här förefaller nog i stället den förklaringen naturligare, att ån i postglacial tid utbildat sin kanjon invid isälvsavlagringarna. På grund av bergartens starkt uppspruckna karaktär torde denna erosion kunnat gå mycket snabbt. Att isälven överhuvudtaget avlänkats hit från sin ursprungligen något västligare bana beror på att åsstråket ovan kanjondalen övertvåras förskiffringszonen. Bergarten utgöres här av en mycket lös mylonitskiffer, vari älven ytterligt snabbt skurit ut en fåra och därefter snart avlänkats av krosszonen i dess helhet.

Klarälvens kvartära avlagringar.

Isälvsavlagringar.

Glacifluviala bildningar, tillhörande själva Klarälvsdalen, äro förvånansvärt sällsynta. Som närmare skildras i kapitlet om den geologiska utvecklingen torde frånvaron bero på ett mycket hastigt försvinnande av istungan från dalen. Jag skall ej närmare gå in på den frågan här utan endast behandla de olika isälvsbildningarna var för sig. Dessa avlagringar kunna indelas i två kategorier, deltan och lateralterrasser. Därtill kommer den randåslänkande bildningen vid Vingäng.

Deltana uppträda nästan uteslutande längs den östra dalsidan. De tillhöra egentligen ej Klarälvsdalens egna avlagringar utan i stället de från NO kommande biflöderna. Betydande åsstråk följa dessa åar och ansenliga deltan ha uppbyggt vid deras mynningar i Klarälvsdalen. Deltana ha en mot dalen vettande tvär brant och förtona mot söder i lateralterrasser. Detta antyder, att de utbildats mot kanten av huvuddalens istunga. Givetvis har väl deras form något påverkats av senare älverosion, men om de ursprungligen varit fritt utbyggda tvärs över dalen, borde dels isälvsgrus finnas även på motsatta sidan älven, dels sekundärt omlagrat grus påträffas nedströms om dem. Varken det ena eller det andra är dock fallet. Det vill emellertid synas, som om deltana äro bildade ganska nära istungans front. Dels ligga de nämligen i nära anslutning till MG, dels tyder därpå formen av de terrasser, som bildas av de från deltana utgående distalavlagringarna, fjordsedimenten.

Det nordligaste av dessa deltan är ett av de obetydligaste. Det är uppbyggt framför den korta Näckådalen i Sysslebäck. Proximalsedimenten utgöras av ett ofta mycket grovt grus, som mot norr tunnar ut och redan 3 km norr om

Sysslebäck upphör. Över den flacka deltatytan höjer sig sträckvis en mycket skarp liten rullstensås. Dess höjd kan uppgå till 10 m och den är uppbyggd av delvis mycket grovblockigt grus. Bitvis är åsen uppdelad i kortare ryggar, bitvis kan den följas obruten över längre sträckor. I norr breder den ut sig till en liten platå, på vars yta flera smärre åsryggar ses.

Distalt ersättes gruset av sand, vilken omärkligt övergår i en kort terrass mot såväl väster som söder. Då terrassens yta nu utgöres av ett abrasionsplan har den på kartan betecknats som fjordsediment. Primärt måste den dock säkert anlagts som en lateralterrass. Sanden är vackert skiktad och övergår även i mo. I en stor skärning i Sysslebäck har det visat sig, att materialet på djupet utgöres av sådana finsediment växellagrande med grovt isälvsgrus. Växlingar i isälvens riktning och styrka ha förorsakat denna karaktär hos sedimenten. I vissa skärningar, särskilt uppe på deltats distalplan, kan man iakttaga otaliga små förkastningar i sanden. De äro så talrika, att de utgöra en väsentlig karaktär hos skiktningen. Förklaringen härtill måste ligga i deltats bildningssätt, nämligen uppbyggnad mot en iskant. Då istungan i Klarälvsdalen smält undan ha sättningar i sedimenten uppstått.

Som en lustig detalj kan nämnas, att små moränryggar, påminnande om ändmoräner, iakttagas på terrassen ovan Sysslebäck. Deras riktning sammanfaller även med fronten av en istunga i Näckådalen.

Nästa delta i ordningen är Likåns, ett av dalens till arealen största. Det utgör sydänden av ett mäktigt åsstråk, som längs Likån och genom nuvarande Tåsjön kan följas upp till trakten norr om Grycken i Dalarna. Deltats huvuddel utgöres av en kraftigt kuperad grusplatå. Det är att märka, att denna kullighet här uppträder nedanför MG — även enl. Gillberg (1952). Annars skulle man gärna vilja jämföra ytformen med den, som Gillberg — efter v. Post — benämmt kullig sand, och som av honom anses vara en rent supraakvatisk företeelse, användbar för MG-bestämningar. Distaldelen av Likådeltat är emellertid kraftigt nedabraderad. Omedelbart utanför själva deltaplanet utbreder sig här en bred, av finkorniga sediment bestående terrass. Den ligger i själva verket så lågt, och sedimenten i ytan äro bitvis så finkorniga, att det ej är troligt, att deltat någonsin haft väsentligt större utbredning, än kartan visar. Proximalt slutar deltat mycket plötsligt. Likåns fall ned mot Klarälven är här brant och isälvsavlagringarna upphöra därför nästan helt på en längre sträcka.

Den kuperade deltatytan kan närmast beskrivas som ett kamelandskap. Flacka, oregelbundna kullar, omgivna av torvmarker bilda ytan på sydsidan av Likån. Gruset måste här vara tunt, förmodligen saknas det nästan helt mellan kullarna. Moränen går nämligen mångenstädes i dagen och upptager en icke ringa del av arealen inom deltat. Norr om Likån förefaller gruset att bli mäktigare. Även åsgravar ses här mellan kullarna. En betydande, bred tvärås bildar deltats begränsning mot terrassen. En orienteringsanalys (fig. 5) från denna antyder (jfr G. Lundqvist 1948), att materialet verkligen är tillfört från Likådalen och ej längs Klarälvsdalen, vilket man annars eventuellt skulle kunna förmoda. I proximalpartiet förekommer morän även i den nor-

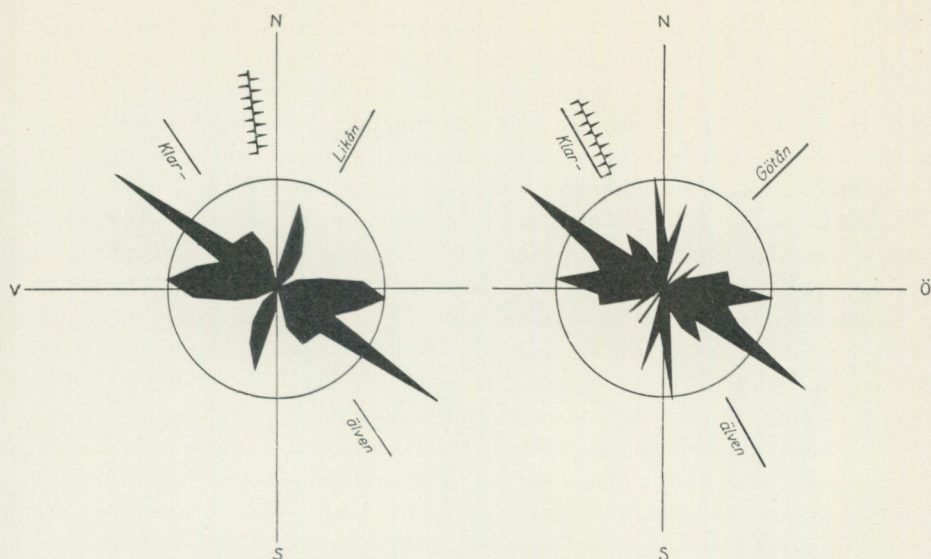


Fig. 5. Orienteringsanalyser från Likå- och Götådeltans tväråsar.
The directions of boulders in the marginal eskers on the Likå and Götå deltas.

ra deltadeln. Även här ger moränen intryck av att uppträda i ryggar, vinkelräta mot Likåisälven. Förmodligen är det dock endast skenbart, i det att endast krönen av större moränkullar nå upp genom gruset.

F. ö. kan nämnas att i moränslutningen vid deltats norra distalsida skvalrännor förekomma. Dessa äro rätt väl utbildade. De översta stupa mot SO och de nedre mot VSV, antydande att först Klarälvsdalens is, därefter Likådalens varit mäktigast. Allt tyder på att deltat utbildats nära Klarälvsisens front.

Till de mest betydande deltana hör även Femtans, vilket upptar den inom kartområdet största arealen. Distalbranten är kraftigt deformerad av älvero- sionen, liksom även deltatytans nordvästra delar. I det senare fallet är det framför allt Femtan själv, som skurit sig ned i sina egna, äldre avlagringar. Några andra ytformer än en rad terrasser på mot NO stigande nivåer och strömryggar i ytan av dessa ses därför ej inom deltats huvuddel. Mot såväl norr som söder i Klarälvsdalen övergår deltat kontinuerligt i lateralterrasser. Mot norr är ytan härav tämligen plan och sedimenten övergå snart i den rena fjord- sanden. Vid terrassens fot vid Mörbacka ser man dock, att isälvsgruset på större djup når längre mot norr. Mot söder är lateralterrassen bred och mäktig och dess yta kraftigt kuperad. Nivåskillnaderna mellan de oftast med dalen parallella ryggar och sänkorna däremellan uppgå till flera 10-tal meter. Några noggrannare avvägningar av terrassen ha därför ej kunnat företagas. I stort sett sänker sig emellertid ytan mot söder, för att vid Ambjörby omärkligt övergå i fjordterrassen. Proximalt slutar deltat mycket tvärt nedanför Femtans stora kanjon.

Materialet i deltat utgöres proximalt av mycket grovt, blockigt grus och

klapper. Det är genomdraget av strömfåror och -ryggar, vilka även fortsätta in i moränen. Övergången mot denna blir därför flytande. Distalt blir det alltmer sandigt och så småningom försvinna grus och block helt.

Femtans delta synes vara det, som ursprungligen nått längst ut i Klarälvsdalen. Dess höga del når fortfarande ända ut mot dalens mitt och t. o. m. vid den västra älvstranden uppträder rikligt med grus, som verkar vara av glaci-fluvialt ursprung. I varje fall i nivå med älvens nuvarande yta vill det alltså synas, som om deltat nått tvärs över dalen. Det är i detta sammanhang att märka, att det grus, som i ytan når ända ned mot älven, är i senare tid uttransporterat från deltat av Femtan själv. Självfallet blir övergången mot det glaci-fluviala deltat helt flytande. Att det mest distala gruset i varje fall till en viss grad är rent postglacialt framgår dock av lagerföljden. Det vilar nämligen längst i norr på finkorniga fjordsediment.

Det obetydligaste deltat är Väråns. Man kan överhuvudtaget knappast benämna det delta. Det utgöres endast av grusavlagringar av dalfyllnadstyp längs Värån, vilka svälla ut något vid Klarälvsdalens sida. På åns norra sida höjer sig gruset även något, bildande en flack rullstensås. Materialet är i denna mycket grovt, närmast Klarälven även blockigt. I de övre delarna ses även finare sediment och utanför åsen blir gruset snabbt betydligt finare. Mot såväl norr som söder försvinner det mycket snart under finmoiga fjordsediment.

På åsens norra sida äro fjordsedimenten tunna och den underliggande moränen går flerstädes i dagen. Genom Väråns postglaciala erosion är denna, liksom även delvis åsens yta, genomdragen av talrika små strömfåror, vari allt finmaterial sköljts bort och endast blockigt residualmaterial återstår.

Att kraftiga sättningar i materialet ägt rum även i detta lilla delta, visa starka störningar i materialet i åsens proximaldel, i jämnhöjd med det översta fjordplanet. En lagerserie bestående av grovgrusiga, sandiga och finmoiga sediment har härigenom kommit att stå i det närmaste vertikalt.

Halgåns delta tillhör dalens större, ehuru dess distala delar närmast ån äro nedbrutna av Klarälvens och Halgåns erosion. Ytformerna här äro präglade av åns senare verksamhet. Det i ursprungligt skick bevarade deltat utgör endast en relativt smal terrass utmed dalsidan. Proximaldelen utgör en direkt fortsättning på de betydande åsar av supraakvatisk typ, som följa Halgån. NV om Brattfallet fortsätta åsarna ut på deltaytan och bilda där ett litet åsnät. Deltats ytformer påminna därför här mycket om den kringliggande dödismoränens. Även nedanför åsnätet fortsätta ett par åsryggar, av vilka särskilt den östra är hög och knivskarp. Materialet är i det proximala åsnätet grovblockigt grus med över meterstora block och i den sistnämnda ryggen till stor del ren klapper.

Mot norr försvinner deltagruset endast några hundra meter från ån under fjordsedimenten. Mot söder däremot sänker sig deltaytan långsamt och övergår successivt i fjordterrassen. Ytan är helt flack och skiljer sig därigenom påtagligt från de övriga större deltana. Lika kontinuerlig är övergången mellan deltats grova grus och fjordterrassens finare sediment.

Deltats brant är i varje fall i de södra delarna säkerligen den ursprungliga distalbranten. I ett stort grustag här är skiktningen vackert blottad. Gruset stupar utåt dalen konformt med branten och man har icke något intryck av att branten är i nämnvärd utsträckning nedbruten av erosionen. Jag vill därför hålla för ganska sannolikt, att den brant, som bildas av deltat självt och fjordterrassen därintill, väster om Myrheden, approximativt markerar läget av isranden vid tiden för deltats uppkomst.

Konsekvensen härav blir, att de högsta finsedimenten på deltats nordsida äro avsatta i en issjö mellan dalsidan och istungan. Även strandlinjeavvägningarna stödja en sådan slutsats. De högsta sedimenten — svallsediment ovanför det egentliga terrassplanet — nå här en höjd av 203 m. ö. h., medan MG enligt min uppfattning ligger på ungefär 196 m. Finsedimenten ha dock aldrig hunnit nå upp till vare sig issjöns yta eller denna MG. De stanna på en nivå mellan 185 och 190 m, vilket troligen varit anledningen till att Gillberg (1952) här förlagt MG till 186 m. ö. h.

Det kan slutligen nämnas, att över det postglaciala grusplanet nedanför deltabranten ett par höga, skarpa åsryggar av klapper höja sig. Deras riktning är ungefär NO—SV, d. v. s. samma som åsarna längs Halgån närmast ovan deltat. De skulle därför kunna tolkas som subakvatiska eller möjligen subglaciala åsar tillhörande detta stråk. Man kan emellertid även tyda dem såsom tväråsar till Klarälvsisen. Däremot ge de ej intryck av erosionsrester, vilken förklaring annars kanske skulle ligga närmast till hands. Deras rätta natur är dock alltså oklar.

Götädeltat tillhör ävenledes Klarälvsdalens mera betydande isälvsavlagringar. Trots att det tillhör ett mycket litet isälvsstråk är det ett av de största och intressantaste deltana. Större delen av deltat faller utanför Klarälvskartans område och kartbilden skulle f. ö. med den där använda karteringstekniken ej blivit särskilt upplysande. En specialkarta (fig. 6) med nivåkurvor har därför upprättats över deltat av extrageologen Ingrid Köhlin.

Såsom kartan visar är deltat sammansatt av flera olika element. NV-delen utgöres av ett ganska oregelbundet åslandskap. Över en tämligen flack yta höja sig delvis mycket blockiga åsar av komplicerad natur. En längre sammanhängande ås finnes även upp mot proximalpartiet. Över ytan höja sig även smärre blockanhopningar, troligen tillhörande moränunderlaget. Dessa antyda alltså, att mellan åsarna gruset är tämligen tunt. Mot Klarälvsdalen begränsas denna del av deltat av en hög, skarp tvärås. Blockmaterialet i denna visar exakt samma orientering som i tväråsen vid Likån (fig. 5) och antyder alltså, att materialet transporterats uppifrån Götädalen.

Söder om denna kuperade yta höjer sig ett helt plant delta. Proximaldelen härav utgöres, liksom det föregående området, av blockigt grus. Distaldelen däremot består av ren sand. Ytan av denna platå ligger på 193 m. ö. h. Det kan även nämnas, att åsryggarna inom NV-delen även nå upp till denna nivå. Medan NV-delen säkerligen är bildad emot kanten av Klarälvsisen ger däremot detta deltaplan intryck av att vara fritt utbildat mot söder i öppet vatten. Det begränsas i söder av en ganska väl bevarad distalbrant och deltats

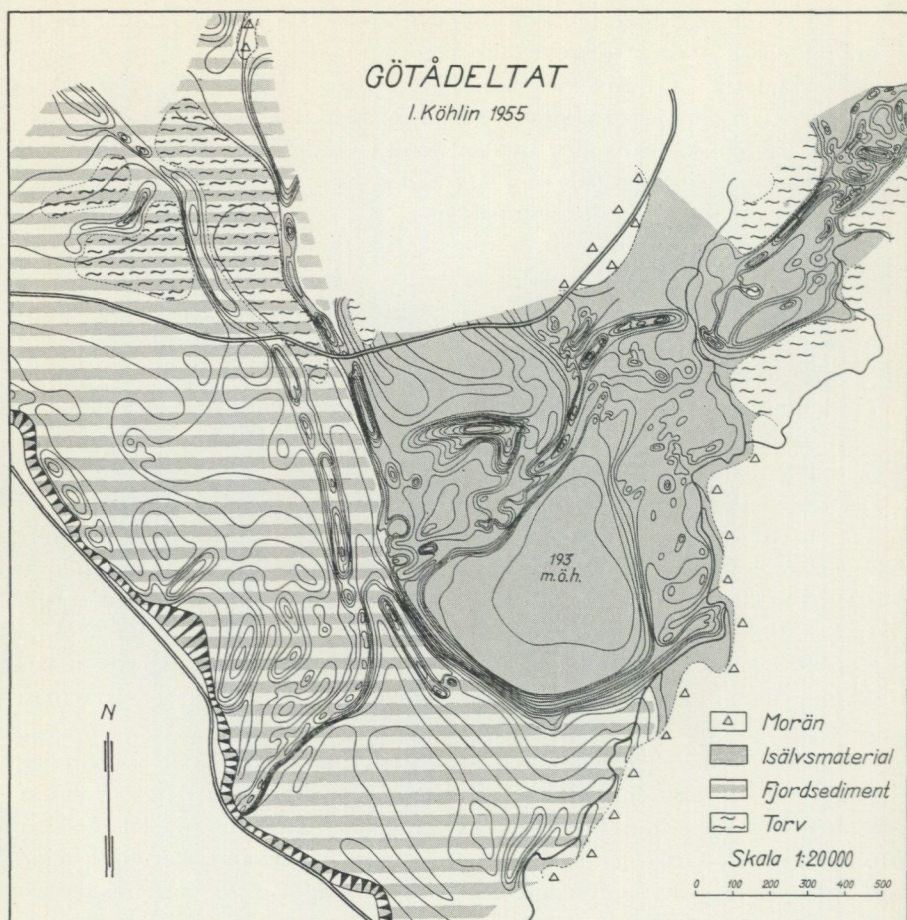


Fig. 6. Isälvsdeltat vid Götån. Nivåkurvor med 1 m ekvidistans.
Contour map of the glacial fluvial delta at the river Götån. Equidistance 1 m.

form är av en annan typ än de ovan beskrivna, dämnda deltana. Enligt min mening markerar därför dess plan MG.

Den östra sidan av platån sänker sig ned mot en mycket flack och bred erosionsdal. Det grova gruset här är tunt och ytan ojämn. Materialet är visserligen på kartan sammanfört med isälvsgruset, men i själva verket torde det utgöra en urspolad och något omlagrad morän. Hela denna sänka torde ha tjänat som avlopp för Götåns isälv, sedan isranden dragit sig tillbaka mot NO.

Deltats proximaldel uppbygges av grovt, ofta klapperartat grus. Detta bildar en plåtå på samma nivå som den föregående. Över denna höja sig ett par åsryggar, av vilka särskilt den norra är mycket markerad. I plåtåytan märks vidare upp till ett 100-tal m stora åsgropar. Mot NO övergår plåtån i ett oreddigt landskap av åskullar och ryggar, varefter deltat förtonar i den storkuperade dödistränggen.

Den ovan beskrivna tväråsens fortsättning mot norr är av ett visst intresse. Den övergår successivt i en flackare, randmoränliknande rygg, vilken norr om Bränna upplöses i flera smärre, parallella ryggar. Dessa bestå utan tvivel av ren morän, vilket även förefaller att vara fallet med den större ryggen. Exakt var övergången mellan isälvsgrus och morän går har ej blivit klarlagt. Den tycks vara tämligen kontinuerlig. Parallellt med och öster om denna rygg löpa 3—4 något mindre, fullt ändmoränlika, blockiga moränryggar. Sänkorna mellan dem intagas i regel av myrar eller kärr. Mot norr upplöses ryggarna i ett mer oregelbundet, dödisartat moränlandskap. Det förefaller osannolikt, att den starkt hopsjunkna, att döma av dödisformerna längs Götån troligen nästan helt döda isen öster om Klarälvsdalen, skall kunna ha bildat så kraftiga ändmoräner i en terräng, där sådana eljest helt saknas. Sannolikt få ryggarna tolkas som lateralmoräner till Klarälvsisen, vilkas former ytterligare tillskräpts genom den laterala dräneringen. De skulle alltså vara en övergångsform till skvalrännor. Terrängen på nordsidan av deltat präglas alltså av växel-spelet mellan dalisen i Klarälvsdalen och istäcket inom höjdområdet i öster.

Det är ej omöjligt, att flera av Klarälvsdalens högre terrasser ursprungligen äro anlagda som lateralterrasser, än vad som framgår av kartan. Där äro nämligen endast terrasserna vid Osebol, Gravolsmon och N. Torp betecknade som sådana. Beteckningen isälvs-material har emellertid helt reserverats för de terrasser, där något av den ursprungliga, kuperade ytan finns bevarat. Där ytan är fullständigt utjämnad av abrasionen och materialet följaktligen helt omlagrat både i ytan och terrassbranten, har i stället den gula fjordsedimentfärgen använts.

De nämnda, otvetydiga lateralterrasserna bestå av relativt grov sand, gärna något grusig. I skärningar kan man ibland se, att materialet på djupet ofta blir ett grövre isälvsgrus, huvudsakligen bestående av sand + knytnävsstora rullstenar. På vissa håll, framför allt vid Gravolsmon, kan materialet även i ytan bli mycket grovt och övergå i ett litet proximaldelta utanför någon liten dalmynning.

Som redan antytts är terrassytan gärna något kuperad. Särskilt gäller detta Osebolsterrassen, där flacka, kameslika kullar förekomma. Här såväl som på de övriga lokalerna sluttar terrassytan tämligen brant utåt dalen. Vid Osebol är lutningen relativt jämn, men på de sydligare lokalerna ses i regel en något otydlig terrassering. Övergången mot dalsidans morän kan på grund av denna lutning bli oskarp, vartill även bidrar att moränen närmast gränsen är tydligt svallad. Gränsen mot den osvallade moränen därovan är skarpare. Terrassens övre gräns sammanfaller med den nivå jag på en rad andra lokaler bestämt till MG. Enl. Gillberg (1952) skall dock MG ligga drygt 10 m lägre. Jag har dock svårt att tänka mig, att en terrassyta av denna typ har bildats väsentligt ovan havsytan. Den sluttande ytan tyder närmast på att terrassen bildats i anslutning till fjordens vattenyta och — på grund av den hastiga isavsmältningen (jfr sid. 33) — ej hunnit att helt byggas upp till

denna. På ett sådant förhållande peka även de talrika, stora moränblock, som i allmänhet iakttagas på terrasserna. Blocken ligga i den rena sanden och det enda sätt de kunna transporterats på är med drivis. För att drivisblock av erforderlig storlek skola ha kunnat föras med strömmen, får vattendjupet ej ha varit alltför obetydligt. Det kan knappast ha varit frågan om endast en grund lateralström.

Som redan tidigare nämnts saknas isälvsavlagringar nere i Klarälvsdalen nästan helt. I anslutning till lateralterrasserna vid dalkröken samt deltana vid Näckån och Götån ses visserligen några obetydliga förekomster, men deras karaktär av glaci-fluviala bildningar är mycket diskutabel. Den enda större isälvsavlagringen på dalens botten utgör terrassen vid Vingäng. Ytan av denna är flackt kuperad och materialet fint, sandigt grus. Det är sålunda icke något typiskt isälvs-material. Det som visar terrassens glaci-fluviala karaktär är i stället läget. Ovan denna terrass är nämligen Vingängsjön uppdämd. Som senare skall skildras är djupet i denna alltför stort för att kunna vara ett erosionsresultat. Den sänka, som sjön intar, måste därför vara primär. Uppkomsten av terrassen måste därför nödvändigtvis ha skett i direkt anslutning till en iskant. Då någon större isälv troligen icke mynnat här, skulle man väl ändå kunna betrakta terrassen som en fjordterrass. För att markera dess karaktär av israndbildning har den betecknats med den glaci-fluviala färgen. Att terrassen verkligen utgör en israndbildning antydes även i viss mån av otvetydigt moränmaterial längs Vingängsjöns södra strand. I själva verket är geologien ganska komplicerad därigenom att Vingån har byggt ut ett litet delta. Delvis är detta glaci-fluvialt — ehuru ytterligt obetydligt jämfört med de ovan skildrade deltana. Delvis har den postglaciala Vingån avsatt grus på den förmodade randmoränen och även till stor del borteroderat det ursprungliga deltat. Trots att det är mycket litet är detta delta av intresse, såtillvida som det är det enda isälvsdeltat på den karterade sträckan, som är bildat av en från väster kommande älv.

Som lateralbildningar kring den istunga, vid vars front Vingängterrassen utbildats, få troligen terrasserna på dalsidorna kring sjön betraktas.

Ovanför Klarabro ändra dalens isälvsavlagringar fullständigt karaktär. De täcka här dalbotten helt och äro endast sträckvis dolda under jämförelsevis tunna, marina sediment. Deras yta är kuperad och åsryggar förekomma. På det hela taget ge de här mera intryck av supramarin dalfyllnad trots att de ligga betydligt under MG, även enl. Gillbergs uppfattning. Den av älverosionen något deformerade distalbranten av isälvs-sedimenten har fått bilda den nordliga avslutningen på Klarälvs-kartan.

För fullständighetens skull bör även nämnas de små åsryggar, som ses på ett par ställen på kartan, nämligen kring dalkröken vid Torp. Dessa utgöras av slukåsar, bildade i platåisen på sidorna om dalen. De tillhöra sålunda egentligen icke själva älvdalens geologi. På högre nivåer, utanför kartans område, äro de på sina håll mycket vanliga.

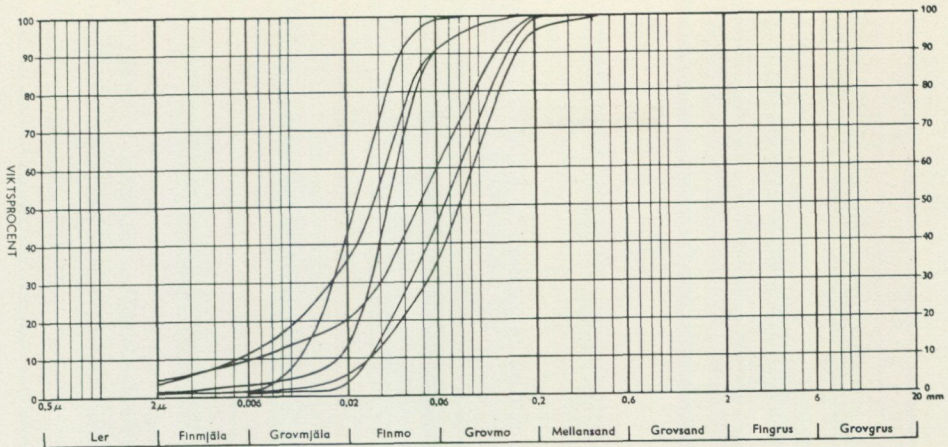


Fig. 7. Kumulativdiagram, visande fjordsedimentens typiska sammansättning.
Cumulative diagram, showing some typical fjord sediments.

Fjordsediment.

Under benämningen fjordsediment ha alla avlagringar från Klarälvsdalens marina stadium sammanförts. Häre ingå således såväl rena svallsediment, grus och sand, som isälvarnas distalsediment och omlagringsprodukter därav. De förra ha en för dylika avlagringar helt normal utbildning. Sanden är ytterst enförmig, ofta något grusig. Då den ibland är förhållandevis mäktig utgör den säkerligen omlagrat isälvs-material.

Av större intresse äro de glaciögen sedimenten. Dessa utgöra alltså det finaste av isälvarnas slam, m. a. o. en motsvarighet till glacialleran. Kornstorleken varierar från grovmo till mjäla. Genom en mycket utpräglad varvighet bli variationerna i vertikalled stora, men inom varje skikt är materialet utomordentligt väl sorterat. De glaciögen sedimenten i sin helhet variera därför kontinuerligt från den rena, väl ursköljda sanden i deltanans distaldelar över fjordsedimentens rena grovmo, finmo eller mjäla till den varviga mjälan i mellersta Värmlands bredare dalgångar och slutligen den styva glacialleran. Den mekaniska sammansättningen av några typiska fjordsediment visas i fig. 7. Av dessa är den vanligaste typen den rena finmon.

Som redan nämnts äro fjordsedimenten vanligen vackert varviga (fig. 8). Varven äro, som man kan vänta sig i så relativt grovt material, ganska mäktiga och vidare ofta sammansatta av varv av lägre ordning. Då fjordsedimenten på olika ställen härstamma från helt skilda isälvar och dessutom måste vara mycket känsliga för variationer i strömförhållandena, ha inga försök gjorts att utnyttja dem geokronologiskt. De Geer (1940) har emellertid publicerat varvmätningar från några lokaler i dalen.

På sina ställen tycks emellertid finmon vara helt homogen. De lokala strömförhållandena ha säkert varit av stor betydelse för den eventuella utbildningen av varv.



Fig. 8. Varviga fjordsediment vid Ö. Tönnet. I den undre delen ses ett mäktigt varv av tappningstyp. Foto J. Lundqvist 1953.

Varved fjord sediments at Ö. Tönnet. In the lower part a thick varve, probably a drainage varve, is seen.

Det kan även nämnas, att moränblock ofta uppträda i fjordsedimenten. Blocken måste vara transporterade med drivis.

Påståendet, att fjordsedimenten huvudsakligen utgöras av finmo, synes kanske något förvånande, då på kartan sand och grovmo ha betydligt större utbredning. Detta sammanhänger emellertid med lagerföljden. Terrassernas huvudmassa är visserligen finmo, men i ytan överlagras denna i regel av de något grövre sedimenten. Vid karteringen är det endast de senare, som kunnat medtagas. Dessa utgöras alltså av sand och grovmo med skiktning av en helt annan typ. Varvighet ses här ej, däremot ofta strömskiktning o. dyl. Gränsen mot underlagrande finmo är oftast skarp. Lagerföljden beror på en förändring i sedimentationsmiljön. Finmon avsattes på relativt stort djup av ett lugnt strömande vatten, vari den transporterats suspenderad. Då vattendjupet genom landhöjning och uppgrundning minskat till en obetydlighet, avlagrades ytsedimenten. Sanden sedimenterade alltså ur ett hastigare strömande, grunt vatten («braided river»), där den huvudsakligen utgjorde bottentransporterat material. Denna typ avslutade sedimentationsförloppet i ytan av den högsta terrassen, men var även allennarådande på lägre nivåer, sedan genom erosionen lägre terrassplan utskurits. I senare fallet är det klart, att en diskordans mellan sand och finmo måste uppstå, men även på den översta terrassen kan detta varit fallet. Då sedimentationen växlar från avsättning av suspenderat material till bottentransporterat, kunna de översta lagren i se-



Fig. 9. Spickebolsnåset. Ytan är räfflad av älvvallar. På nedströmssidan (t. v.) ses bankar, av vilka den innersta är helt bevuxen med vide. På den höga uppströmssidan sker i detta fall ingen erosion; den är bevuxen även med större träd. Längst t. v. skymtar Krusmons erosionsbrant.

Foto J. Lundqvist 1954.

The Spickebol headland. The surface is striated by point bars. On the downstream side banks are seen, the innermost of which is covered with willows. In this case no erosion occurs on the upstream side; it is covered by vegetation. To the left the erosion scarp of Krusmon is visible.

Granskad och för publicering godkänd av Försvarsstaben.

rien avskäras av den kraftigare strömmen. Detta är ett förhållande, som säkert haft en viss betydelse även vid avsättningen av södra Värmlands leror, vilket skall närmare behandlas i beskrivningen till jordartskartan över länet.

Älvsediment.

Såsom älvsediment ha på kartan betecknats sådana ytor, där formerna klart visa, att ett älvlopp av den typ, vi i dag se, medverkat vid deras bildning. Sådana former äro t. ex. älvvallar och avsnörda älvslingor. Det är givet, att på de lägsta nivåerna älvsedimentbeteckningen använts, även om dessa former lokalt skulle saknas. De ha endast utnyttjats för att få fram älvsedimentens övre gräns.

Då Klarälven pendlar fram och åter mellan de erosionsbeständiga dalsidorna, blir hela älvplanet indelat i uddar, som sticka ut från dalsidorna, s. k. näs (jfr fig. 1). Dessa utgöra s. a. s. älvsedimentens storformer. Älvens ero-



Fig. 10. Älrvallar vid Loffstrand, tydligt framträdande genom den i sänkorna kvarliggande snön.
Foto J. Lundqvist 1954.

Point bars at Loffstrand; these are clearly visible through the snow remaining in the depressions.

sion äger rum dels i vertikalled, dels i horisontalled. Dess mekanik har närmare utretts av Sundborg (1956), på vars utmärkta framställning den följande beskrivningen i vissa hänseenden grundar sig. Horisontalerosionen sker framför allt på näsens uppåt dalen vettande sidor. Det material, som på detta sätt frigöres, avsättes åter på näsens nedströmssidor. Det avlastas där i form av bankar, vilkas material huvudsakligen utgöres av bottentransporterad sand. Då älven genom djuperosionen alltmer sänker sin nivå, kommer efter hand bankarna att ligga allt högre över älvens yta. På dessa bottentransporterade bankar avsätts vid högvatten finare sediment, transporterade i suspension. Sådana äro grovmo och finmo, vilka utgöra älv sedimentens huvudmassa. Avlagringarna bilda mer eller mindre markerade ryggar, älvvallar, konformt med stranden (fig. 9 och 10). Dessa äro Klarälvssedimentens karakteristiska ytform och uppträda inom hela kartområdet söder om Vingängsjön. Förutsättningen för deras bildande är alltså, att serpentinloppet är bundet i sidled. Vid näsens bas, närmast dalsidan, ligga älvvallarna glesare



Fig. 11. Tvärbankar, synliga genom det grunda vattnet vid Stöllet. Foto J. Lundqvist 1956.
Transverse bars, visible through the shallow water at Stöllet.

men löpa mot spetsen alltmer ihop och sammansmälta ofta. Såväl älvvallarnas som bankarnas morfologi har utförligt skildrats av S. De Geer (1911) och Sundborg (1956).

De Geer urskiljer fyra olika typer eller ordningar av bankar. 1:a ordningens äro själva näsen. 2:a ordningens äro de s. k. halvmånbankarna, vilka löpa utmed näsens hela nedströmssidor. Ytan av dessa räfflas av 3:e ordningens bankar, tvärbankarna. Talrika, något oregelbundna sådana löpa tvärs över halvmånbankarna. Deras proximalsida är flackt sluttande medan distalsidan stupar brant. Höjden uppgår till 10—70 cm enl. Sundborg, vilken även betonat deras betydelse för materialets bottentransportering. Utseendet framgår av fig. 11 och fig. 45 i Sundborgs avhandling. 4:e ordningens bankar slutligen utgöras av vågformiga eller toppiga strömmärken, ripples, vilka krusa tvärbankarnas yta. Vad man i naturen främst lägger märke till av bankarna är de talrika tvärbankarna, vilka likt fransar spreta ut från näsens sydsidor (fig. 12). Vid mycket lågt vattenstånd märker man dock huvudsak-



Fig. 12. Tvärbankarna spreta ut från näsens läsidor. De på bilden synliga, från Branäs, utgöra tillsammans en del av en större halvmånbank. Strömriktningen är från höger mot vänster. I bakgrunden ses två näsavsatser parallella med stranden och en mera avlägsen i vinkel däremot. I själva stranden är en avsats under utbildning. Foto J. Lundqvist 1955.

The transverse bars occur on the lee side of the headlands. Here they form a part of a larger sandbank at Branäs. The stream direction is from the right. In the background two steps (näsavsatser) parallel to the bank and one at an oblique angle to it are seen. In the immediate proximity of the bank another step is actually under formation.

ligen halvmånbankarna — en bred bank nedanför varje näs, skild från detta genom en smal strömfåra.

Ett annat karakteristiskt formelement utgör den s. k. näsavsatzen (S. De Geer 1911 och fig. 12). I allmänhet består ett näs av en lägre del med markerade älvvallar, som genom näsavsatzen skiljes från en högre med jämnare yta. Ibland saknas dock denna tvära övergång helt, ibland åter finnas flera avsatser på samma näs. Näsens låga del översvämmas ofta vid högvatten, medan detta aldrig — utom vid extrema tillfällen såsom 1916 — når upp på näsets högre del. Rent principiellt innebär denna avsats, att under en viss tidrymd älvens djuperosion kring näset ifråga dominerat över horisontalero-

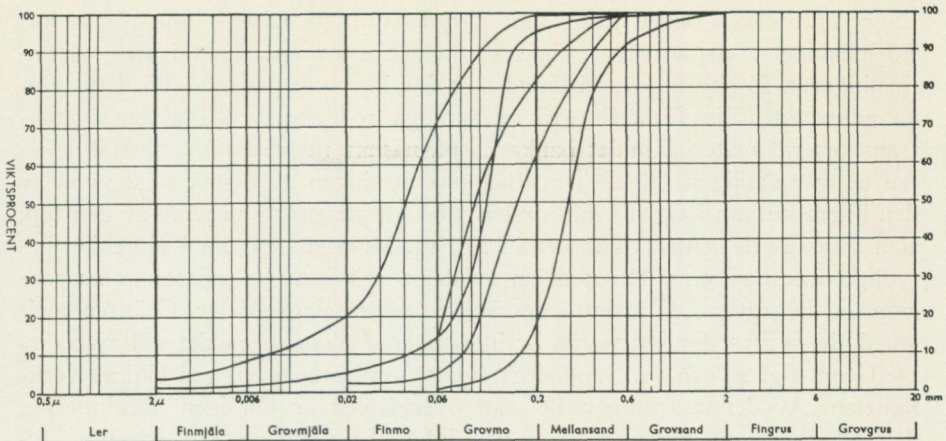


Fig. 13. Kumulativdiagram, visande några typiska älvsediment.
Cumulative diagram, showing some typical river sediments.

sionen. Medan älven sänkt sin yta med ett belopp motsvarande avsatsens höjd, har erosionen i sidled varit mycket ringa; älvbågarna ha bibehållit sitt läge och ej förskjutits nedströms. I vissa fall kunna dylika förhållanden ha uppstått genom att älven brutit igenom ett hinder och på så sätt plötsligt sänkts. Detta antages av De Geer ha varit fallet på sträckan närmast ovan Värnäs. Näsavsatsen är där ovanligt väl och enhetligt utbildad och skulle uppkommit, då älven bröt igenom en dämmande del av Värnäs gruskon. Mot De Geers åsikt talar dock strandlinjediagrammet, men det är givetvis svårt att bevisa, att så ej varit fallet. Detta visar nämligen, att älvplanen på hela sträckan Vingängsjön—Edebäck bilda kontinuerliga serier med en gradient, som varken svarar mot älvloppets i sin helhet lutning eller mot lutningen av varje enskild näsyta. I varje sådan serie, »stornäs», kunna ingå en hel serie vanliga näs, vilkas övre plan alltså utgöra delar av en och samma yta. Planen såväl ovan som nedan näsavsatsen utgöra enl. diagrammet ett par helt normala led i denna serie. Frågan kommer att vidare beröras i diskussionen av diagrammet.

Till kornstorleken utgöras älvsedimenten av mellansand — finmo. Härvid är att märka, att De Geers (1911) terminologi (älvmjåla etc.) är föråldrad och helt missvisande. Som framgår av fig. 13 äro sedimenten ofta väl sorterade, n. b. inom ett visst skikt. I vertikalled äro växlingarna stora. Detta illustreras väl av kartan. Grovmo är den i ytan dominerande jordarten. Sedimentplanet får därigenom på kartan ett mycket enformigt utseende. I vertikalled växlar materialet både i detalj och i stort. Tunna sand- och finmoinlagringar äro således vanliga. Lagerföljden i stort har utförligt beskrivits av både De Geer och Sundborg. På ett underlag av vita, vanligen finmoiga fjordsediment vila älvsedimenten med ett eller ett par tunna bottenstikt av grus av några centimeters grovlek. Dessa utgöras av från brinken nedrasat material och motsvara det stadium, då älvens djupfåra passerade platsen.

Lagret går ofta i dagen just i vattenbrynet mitt på näsens uppströmssidor. Förhållandet visar, att älven sänkt sin nivå c:a 3 m på den tid som serpentinlingorna förskjutits en näslängd — 1 à 2 km — nedströms. På detta tunna grusskikt följa först de grövre, sandiga sediment, vilka såsom bottentransporterat material bildat bankarna på näsens nedströmssidor. Mäktigheten uppgår vanligen till 2—3 m. Sammansättningen av denna sand visas av den högra kurvan i fig. 13. På sanden vilar ett ytlager av grovmo av den typ, som visas av de centrala kurvorna i fig. 13. Mäktigheten kan i vissa fall betydligt överstiga 3 m. Huvuddelen av dessa sediment ha avsatts ur suspension vid högvatten, då älven översvämmat näsens lägre delar. Gränsen mellan de båda älvsedimenttyperna är ingalunda så skarp, som det vill synas av De Geers fig. 43 och 44. Sundborgs fig. 47 ger däremot en god bild av verkligheten. Av denna framgår, dels att övergången är tämligen kontinuerlig, dels att de övre sedimenten ha en utpräglad vågig lagring, motsvarande älvvallarna. I vågornas s. a. s. antiklinaldelar uppträda talrika grövre sandskikt, vilkas mäktighet är störst i centrum och därigenom betingar såväl lagrens som ytans former.

Ett speciellt omnämmande äro de grusiga älvsedimenten värda. Dessa uppträda endast på sträckan ovan Vingängsjön och i anslutning till biflödena. I det förstnämnda läget utgöra de omlagrat material från de mera sammanhängande isälvsavlagringarna ovan Klarabro. Gruset är här ganska tunt, vanligen ej mer än någon meter, och vilar på sandiga — moiga älvsediment. Hela dalfyllnaden här utgöres av en kontinuerlig serie av deltan, utbyggda av älven i en ursprungligen avsevärt större Vingängsjö. Lagerföljden blir här i viss mån den motsatta mot den ovan beskrivna. De första sediment, som avsättas i sjöns öppna vatten utgöras av i suspension transporterad mo och sand. Härpå utbygges deltat, bestående i huvudsak av bottentransporterad sand växelagrande med suspenderat material. I ytan blir sanden betydligt grövre, ofta normalt »rullstensgrus». Detta utgöres av det bottentransporterade sedimentet från den tid, då älven genom deltats tillväxt uppgrundats och erhållit ett hastigt, forsende lopp av den recenta typen. Det är sålunda helt enkelt deltan »topset beds».

Även där det förekommer i anslutning till åmynningarna utgör älvgruset till största delen omlagrat material från de glacialfluviala deltana. Bäckkäglorna vid Kvarnbäcken (vid Hole i Sysseleback), Femtan och Vårån ha tidigare skildrats av S. De Geer (1911). Det kan dock vara tveksamt om Kvarnbäckskägglan hör hemma i detta sammanhang. Framför mynningen av den trånga, kanjonliknande dal varigenom bäcken störtar ned i Klarälvsdalen, ligger en relativt stor gruskon. Materialet är i proximalspetsen mycket grovt, blockigt. Ut mot dalen blir det successivt allt finare. I den brant sluttande ytan anar man gamla strömfåror. Det är sannolikt, att en stor del av materialet i konen är glacialfluvialt, ehuru även den postglaciala bäcken lämnat ett visst bidrag härtill. Femtans och Våråns gruskoner äro då mer typiska för företeelsen ifråga. Dessutom förekomma sådana vid Likån och Halgån, däremot ej vid Götån. De utgöras av en serie av små deltaplan på skilda nivåer och häri in-

skurna, bågformade strömfåror. De högre liggande planen äro bundna till de nivåer, vid vilka terrasser förekomma i dalen i övrigt. Dessa äro dock inskurna i de glacifluviala deltana och ha på kartan räknats till dessa. Det egentliga bäckgruset bildar lägre plan på skilda nivåer men i anslutning enbart till de av Klarälven bildade planen. Den principiella skillnaden mellan bäckgruset och isälvsgruset är emellertid, att medan det senare har stor mäktighet och i huvudsak vilar på morän — eller berg — är bäckgruset tämligen tunt och vilar på ett underlag av normala fjordsediment. Det är givet, att det långt ifrån alltid varit möjligt att utreda dessa lagringsförhållanden, varför gränsen mellan grustyperna är både osäker och flytande.

Flygsand.

Den ytligt liggande sanden i fjordterrasserna har haft en kornstorlek, som gjort, att den i stor utsträckning kunnat omlagras av vinden. Vackra dyner av olika typer ses också på många håll inom den södra delen av kartsträckan. De äro främst bundna till sandområdet i anslutning till Halgådeltat och de båda högsta terrasserna söder därom. Vid Götådeltat förekomma de på 175 m-terrassen nedanför deltabranten. Ovan Ginbergsängen — vid Degermyren — ses likaledes vackra dyner, här på den högsta terrassen, vilken även den ligger på 175 m. ö. h. Längs hela sträckan Götnäs—Bergsäng finnas sådana på 160 m-terrassens bredare delar. Utöver dessa kan även nämnas, att strax utanför kartområdet, uppe på dalsidan ovan Hara, finns en mycket stor, metkroksformad dyn och i anslutning till denna även några mindre. Den stora dynens höjd uppgår till närmare 30 m.

Materialet i dynerna är genomgående en väl sorterad mellansand — grovmo, således högst normal flygsand. Diskordansskiktningar av för dylikt material normal typ förekomma visserligen, men annars är flygsandens lagring i regel mycket lugn utan alltför mycket störningar och diskordanser. Troligen ha mycket konstanta vindförhållanden rått. Enligt Hjulström och Sundborg (1955) ha i varje fall de till MG anslutna dynerna i Värmland utbildats av nordliga cyklonvindar, uppkomna ur ett djupt lågtryck över Yoldiahavet resp. Ancylussjön, i dalarna förstärkta från NV genom katabatisk effekt. För en trång dal såsom Klarälvsdalen har alltså själva dalen bidragit till att avlänka vindarna mot SSO. Vid ett dylikt förlopp har det finaste stoffet, vilket nått den största höjden, alltmer påverkats av den primära vindriktningen och därför avlagrats uppe på den västra dalsidan. Vid Övre Klarälvsdalen når denna flygmo aldrig större mäktighet men jag har faktiskt sett spår därav väster om Osebol.

Av större intresse äro dynformerna. Smärre dyner av transversaltyp förekomma vid Götådeltat. Den mest karakteristiska typen är dock långa, longitudinala dyner. Dessa tillhöra sträckan Ö. Tönnet—Yggenäs. De utgöras endast av åsliknande ryggar av växlande höjd — upp till 15 m. Längden kan bli ansenlig; enskilda ryggar nå en längd av 2 km och med smärre avbrott kunna de följas 5 km. Anmärkningsvärt är, att dynernas riktning mer synes

ansluta sig till dalsidan på platsen än till dalens huvudriktning. På sina håll ha dylika longitudinella dyner sammanvuxit med antingen en annan dylik eller med en transversaldyn. Genom att den senare typen ofta blir mer eller mindre starkt bågformad — då med den konkava sidan vänd mot vinden, d. v. s. norr — bildas en rad övergångsformer mellan de två huvudtyperna.

Halgåfältets dyner skilja sig något från de nu beskrivna. Transversaldyner förekomma visserligen men vanligare är, att bestämd orientering saknas. Dynerna utgöras då endast av oregelbundet formade kullar, gärna med en markerad topp och korta utlöpare åt skilda håll. Möjligen kan den mera oregelbundna utformningen sättas i samband med dalgreningen här. Vindriktningar från såväl NV (Klarälvsdalen) som norr (Vångadalen) ha säkert medverkat vid dynbildningen.

Strandlinjediagrammet.

Såsom nämndes redan i inledningen ha med utgångspunkt från Klarälvs-kartan en mängd (ca 500) avvägningar av dalens terrasser gjorts. Jag hade tidigare försökt att få ett grepp på dalens postglaciala utveckling med användande av v. Posts avvägningar (härom se v. Post 1948), vilka välvilligt ställdes till mitt förfogande av professor I. Hessland och fil. dr G. Gillberg. Det visade sig emellertid helt omöjligt att få någon klarhet i sammanhangen endast ur dylika mätresultat. Terrasserna måste studeras i fält, och härvidlag var givetvis kartan av mycket stort värde.

Avvägningarna ha genomgående utförts med Paulin-aneroid, varigenom naturligtvis precisionen icke blivit den allra största.¹ Jag ansåg det emellertid viktigare, att erhålla ett stort material, ur vilket värdena genom direkta fält-iakttagelser kunde sammanställas, även om de enskilda mätresultaten äro felaktiga på någon meter. Även med användande av exaktare mätmetoder uppstår ändock en viss osäkerhet, nämligen då det gäller att fastställa exakt var en viss vattenyta stått. De rena strandmärkena äro i Klarälvsdalen tämligen diffusa och även där stora plan förekomma, undulerar deras yta ofta något. Övergången mot morän eller ovanliggande terrassbranter är även gärna något flytande.

Som utgångspunkter för mätningarna ha tillgängliga fixar samt Klarälvens medelnivå utnyttjats. Den senare framträder tydligt i stränderna, såvida vattenståndet ej är för högt. Detta nät av fasta punkter har i regel ytterligare utökats genom att stödpunkter på lämpliga ställen längs landsvägarna inmätts. Detta har skett per bil, varför tiden mellan avläsningen vid fixpunkt och stödpunkt endast uppgått till en eller ett par minuter. Även vid de egentliga avvägningarna har jag vanligen ej låtit mer än högst 5—10 minuter förflyta mellan avläsningarna och talrika kontroller ha gjorts. Att låta längre tid förflyta mellan kontrollerna anser jag helt förkastligt. På så sätt får man inget

¹ Götädeltat med omgivning har dock i samband med upprättandet av kartan i fig. 6 tub-
avvägts av I. Köhlin.

begrepp om ändringarna i lufttrycket. Även vid mina korta tidsintervall ha små korrekationer ibland måst göras, men korrektionsvärdet har praktiskt taget aldrig uppgått till mer än ett par meter. Det är visserligen sant, att i instrumentets natur även ligger en felkälla beroende på temperaturen. Då jag emellertid undvikit alltför varma dagar och de totala höjdskillnaderna aldrig uppgå till mer än allra högst 70 m, vanligen betydligt mindre, kan ej heller temperaturfaktorn haft någon större effekt. Under olyckliga omständigheter kunna givetvis de olika felmöjligheterna adderas till varandra, förorsakande ett större totalt fel, men man får ej glömma, att kontakten med naturen och kartbilden aldrig släppts. Därigenom har en god kontroll erhållits och jag tror mig kunna säga, att felet endast i något undantagsfall överstiga ± 1 m. Även detta kan synas mycket, men då observationerna gjorts mycket tätt, har det ändå i regel varit möjligt att avgöra, vilka värden som hänföra sig till samma nivå.

Resultatet av avvägningarna har åskådliggjorts i ett distansdiagram. Häri ha även v. Posts värden införts. Då de exakta lokalerna för dessa icke äro kända, kan dock möjligen ibland inpassningen i diagrammet icke blivit helt korrekt. En rad intressanta drag kunna utläsas ur diagrammet vad beträffar MG, fjordterrasserna, älvplanen och Vingängsjöns utveckling.

Marina gränsen (MG).

En rad uppgifter om MG:s förlopp i övre Klarälvsdalen förekomma. Munthe (1940) anger sålunda värden, som från 209 m. ö. h. i Rådatrakten stiga till 245 m vid Sysslebäck. Magnusson (opublicerade uppgifter i S. G. U:s arkiv) uppger en rad värden, vilka extrapolerade ge 184 m. ö. h. vid Sunnemo och 232 m vid Höljans mynning i Klarälven. Enligt v. Post (1948) och Gillberg (1952) sjunker MG från ca 190 m. ö. h. vid Brattfors-heden till ca 180 m från mitten av Rådasjön i söder till Tönnet i norr. Häri från stiger MG åter mot norr för att vid Båtsta i N. Finnskoga, dit fornfjordens spets förläggas, nå värdet 219 m. ö. h. Min egen uppfattning överensstämmer i någon mån med Magnussons, ehuru jag funnit en något flackare gradient. Värdet 183 m. ö. h. (extrapolerat) vid Sunnemo stämmer väl med Magnussons, medan det likaledes extrapolerade värdet vid Höljan endast blir 228 m. I båda fallen förläggas emellertid fornfjordens spets till området kring Höljämynningen. Till förmån för denna uppfattning gentemot Gillbergs tala förekomsten av marina sediment kring Höljes, ytformerna på sträckan Höljan—Båtsta samt stora, plana grusfält kring Höljans mynning. Munthes mycket höga värden ha redan av Gillberg visats tillhöra laterala is-sjöar, vilket även gäller v. Posts värden från N. Finnskoga.

Orsaken till skiljaktigheten i Gillbergs och min egen uppfattning ligger främst däri, att jag bestämt MG såsom högsta spolningsgräns på vedertaget sätt. Någon risk att behöva förväxla MG med lokala issjöbildningar föreligger visserligen på många håll, men har man väl fått upp ögonen för skillnaden kan nog MG ändå bestämmas på detta sätt. Jag kan i varje fall ej helt

acceptera Gillbergs metoder. Han har på den berörda sträckan använt sig av mynningen av skvalrännor, gränsen för s. k. dödismorän samt gränsen mellan plana terrasser och »kullig sand».

Skvalrännor av den normala typ, varav Mannerfelt (1945) använt sig, existera knappast i Klarälvsdalen. Flacka rännor eller ofta snarare moränterrasser finnas visserligen på sina håll, men jag är ytterst tveksam, om de säga någonting om iskantens och havsytans läge. Bl. a. gör v. Posts (1948) uppgift, att de även luta mot norr, att man blir något misstrogen. Det är visserligen troligt, för att icke säga tämligen klart, att smältvatten här runnit fram, men frågan är, om detta är den verkliga orsaken till rännorna. På några ställen nära Dalby har jag direkt kunnat se, att de äro förorsakade av berggrundens former. På åtminstone ett ställe — i Ekshärad — har jag sett en dylik ränna fortsätta även ned på lägre nivå än Gillbergs MG. Orsaken till att de oftast upphöra vid den senare nivån *kan* vara, att de under denna äro dolda av sediment eller att postglacialt bäckvatten fortsatt att utvidga dem nedåt. Verkliga skvalrännor har jag — trots att jag vid karteringen sett det mesta av dalens sidor — endast iakttagit på ett ställe, nämligen strax söder om Vingängsjön. Lutningen av dessa är brantare — 15° — än av de ovan beskrivna och de upphörde något ovan den nivå — ca 217 m. ö. h. — där jag förlagt MG, vilken jag f. ö. trots detta ej ansett mig kunna bestämma säkert på denna lokal.

Dödismorän av vedertagen typ uppträder ej i själva Klarälvsdalen. Läget på de branta dalsidorna är f. ö. knappast det för denna ytform normala. I flackare sänkor vid dalens sidor förekommer dock otvetydig dödismorän. Jag har ej velat använda dess något diffusa gränser för MG-bestämningar, men den når i varje fall icke nedanför den av mig funna MG-linjen. Ett undantag har jag dock iakttagit söder om kartområdet. Vid Sunnemo når typisk dödismorän ned till en skarp gräns ca 15 m under Gillbergs MG.

Gräns mellan »kullig sand» — eller grus — har jag även iakttagit på nivåer under Gillbergs MG (t. ex. vid Likån). Då man ser en dylik gräns i naturen, kan den nog verka synnerligen MG-lik, men den kan säkert även ha uppstått på andra sätt. Såsom kan ses på många håll i Värmland — t. ex. i Klarälvsdalen ovan Klarabro — kan sådan kullig morfologi förekomma även i subakvatiskt läge. I den trånga Klarälvsdalen har abrasionen säkerligen ej varit betydande och sådana ytformer ha därför stora utsikter att förbli tämligen orörda, även om havsytan passerat över dem.

Ett mera positivt indicium för min uppfattning utgöra lateralterrasserna mellan Stöllet och Torp. Trots en viss kullighet ge de ej intryck av att vara supraakvatiskt bildade. Den upp mot dalsidan sluttande ytan, som utan skarp gräns övergår i svallad morän, är mera lik en normal strandlinje. Jag har svårt att tänka mig, att dylika former skola uppkomma i lateralläge ett gott stycke ovan vattenytan, i en strömmande smältvattensälv (jfr även sid. 15). Formerna borde på något sätt antyda ett dylikt bildningssätt, men så är icke fallet.

Fjordterrasserna.

Klarälvsdalens breda, av fjordsediment uppbyggda terrasser antogs av v. Post (1948) vara av marint ursprung, även om ibland även rinnande vatten kunnat medverka till deras bildning. För att förklara förekomsten av en tillräckligt vid, öppen vattenyta i dalen antog han, att den högsta terrassen utbildats lateralt utmed en smal »iskorv» i dalens mitt. Att så icke kan vara fallet framgår utan vidare av sedimenten i terrasserna och dessas lagringsförhållanden, vilket redan framhållits av Sundborg (1956).

Av strandlinjediagrammet framgår, att den högsta terrassen utgör de distala avlagringarna från isälvarna, vilket är helt naturligt. De från de olika deltana utgående terrasserna kunna endast följas en begränsad sträcka nedströms. Detta innebär givetvis icke, att de glacigena distalsedimenten där upphöra. På lägre nivåer kunna de nå betydligt längre, ehuru deras ursprungliga yta där ej med säkerhet kunnat konstateras. Från Halgåns och Götåns deltan kan det för dem gemensamma fjordplanet på 170—180 m. ö. h. följas till trakten söder om Öjenäs. Vårådeltats plan på 195 m spåras endast ca 2 km mot söder. Femtådeltats kuperade »plan» ligger på ca 200 m. ö. h. och spåras till Munkebol. Likådeltats ligger på den relativt lägsta nivån av alla, ca 185 m, men sträcker sig ända ned mot Femtådeltat. Att Likådeltat i diagrammet förefaller något undulerande beror på att även mera centralt i dalen belägna delar därav medtagits. Då själva deltat ej nått upp till högre nivå ute i Klarälvsdalen, vill det alltså synas, som om Likåisälvens material varit proportionsvis ganska finkornigt.

Materialet i dessa terrasser har delvis successivt omlagrats i form av nya deltan på allt lägre nivåer, allteftersom landhöjningen fortskridit. Erosionsterrasser ha därvid utskurits av det rinnande vattnet i de äldre deltana och nya deltan, vilkas front alltmer förskjutits mot söder ha härigenom uppkommit. Ytan av dessa tycks ha varit tämligen horisontell. Framför allt de översta av de sydligare terrassernas ytor luta dock påtagligt mot söder, beroende på att planen ej hunnit uppbyggas till samma vattenyta i hela sin längd utan s. a. s. mött den sjunkande havsytan på halva vägen. v. Post (1948), som tolkade alla dessa ytor som strandlinjer, kom därför till den uppfattningen, att ett äldsta strandlinjesystem i Klarälvsdalen avskars av ett yngre på lägre nivå. Detta ansågs tyda på en eustatisk transgression vid övergången från de högsta strandlinjerna (strandytgrupp I enl. v. Post) till de lägre (grupp II). En lägsta strandytgrupp (III) tolkades alldeles riktigt av v. Post såsom tillhörande det rena älvstadiet. Att de högsta ytorna icke äro några strandytor, visas omedelbart av ett närmare studium av sedimenten i terrasserna. Dessa utgöras genomgående av horisontellt liggande, finkorniga deltasediment. I regel finnas inga spår av rena svallsediment i de mot dalen vettande branterna. F. ö. är det å priori ganska osannolikt, att så breda — på sina håll bortåt 1 km (fig. 14) — strandplan skulle kunna utbildas i den mycket trånga Klarälvsfjorden vid en tidpunkt, då landhöjningen efter allt att



Fig. 14. Bred terrass vid Halgådeltat, vars åslandskap skymtar längst till höger. De lägre terrasserna äro älvplan. Foto J. Lundqvist 1954.

Broad terrace at the Halgå delta, the eskers of which are visible to the extreme right. The lower surfaces are river terraces.

döma måste ha gått mycket snabbt.¹ S. De Geer (1911) antog i stället, att terrasserna utskurits av älven. Denna uppfattning överensstämmer närmast med min egen, men att förhållandet är mer komplicerat framgår av det följande.

På delvis samma nivåer, som dessa deltaplan utbildats, uppträda även rena strandterrasser, vilka dock av naturliga skäl äro mindre till arealen. Mest framträdande äro de i lateralterrassernas branter samt kring bilflödena. Dessa ha byggt ut egna små terrasser på samma nivåer.

Av det föregående framgår, att terrasssystemen i Klarälvsdalen äro oerhört komplicerade. Verkliga strandlinjer, deltaplan och distala isälvsavlagringar bilda ett mycket invecklat mönster, som det i det närmaste är omöjligt att i detalj rekonstruera. Framför allt deltaplanen och isälvsedimenten bidra här till, genom att de icke i hela sin längd eller på dalens båda sidor äro uppbyggda till samma nivå. Rester av sådana helt ovidkommande ytor kunna därför påträffas på snart sagt alla nivåer. De försök till rekonstruktion av vissa nivåer, som gjorts i diagrammet, ange därför endast principerna i dalens utveckling.

Älvplanen.

Diagrammets undre delar illustrera de olika älvplanen. De ledlinjer, som uppdragits, markera givetvis icke synkrona nivåer, analoga med de övre ter-

¹ Granlund (1928) har beräknat landhöjningen vid isens försvinnande till c:a 9 m/100 år.

mass- och strandytorna. Varje sådan linje markerar vandringsen av ett visst näsplan, från det att det började utbildas genom övergången från »braided river» via meanderlopp till den recenta älvytan. Konstruktionen kan på många ställen synas vila på väl lösa grunder. Det är då att märka, dels att många plan kunnat följas direkt i naturen, även om inga punkter i diagrammet verifiera sammanhanget, dels att ur kartan kunnat utläsas, att t. ex. nedanför en viss, avvägd nivå finnes ett bestämt antal plan. Även om exakta nivåuppgifter saknas, kunna ändock dessa plan väl infogas i sammanhanget.

Det framgår, att näsytornas successiva nedåtgång var brantast i början och därefter flackar ut. Allteftersom älvloppet blir flackare och möter allt mer motstånd i form av underliggande morän etc. sänker det sin nivå allt långsammare. I genomsnitt är dock näsens lutning väsentligt flackare än vad som framgår av värdena i S. De Geers (1911) avhandling (ca 8 m/km). Orsaken härtill är, att de flesta näs äro sammansatta av flera olika älvplan. Ofta markeras övergången från ett plan till ett annat av ett hak (näsavsats). Om ett dylikt är utbildat eller ej, beror emellertid helt på förhållandet mellan älvens vertikala och horisontella erosion.

Vidare är antalet på detta sätt urskilda näs endast 40 d. v. s. lika med antalet recenta näs på vardera älvsidan. Sannolikt har detta endast rent konstruktionstekniska orsaker. Det är helt enkelt ej möjligt att urskilja alla de mycket tätt liggande älvplanen. Det är knappast sannolikt, att en noggrannare uppmätning av planen skulle ge bättre resultat, emedan det på grund av den starkt vågiga ytan av dessa ej är möjligt, att med större exakthet avgöra, var ytan är belägen. På många håll i diagrammet kunna planen uppdelas i två parallella men att konsekvent genomföra detta vore att pressa materialet till en grad, som naturen ej tillåter.

Det är möjligt, att i diagrammet uppdraga en serie »strandytor», bildande en kontinuerlig övergång mellan den lägsta verkliga strandytan och den nuvarande älven. Sådana linjer sakna dock annan betydelse, än att de sammanbinda synkrona delar av älvplanen. Ju högre ett älvplan ligger desto äldre är det (jfr Sundborg 1956). Det är dock givet, att härvid icke avses den absoluta höjden över havet utan endast höjden i förhållande till dessa synkrona ytor. Strängt taget gäller icke regeln exakt, emedan älvens fallkurva icke alltid nödvändigtvis behöver ha varit rätlinjig. Man kan dock förmoda, att variationerna i detta avseende varit små.

Av diagrammet framgår omedelbart, att en viss osäkerhet behäftar de olika näsens övre begränsning. Genom erosionen kunna de övre delarna ofta vara helt utplånade, ett förhållande, som får allt större inverkan på högre nivåer.

En omständighet, som i högsta grad komplicerar rekonstruktionen av älvplanen, är växlingarna i älvens vattenföring. Det är således ingalunda givet, att näsantalet alltid varit konstant. Om vattenmängden varit avsevärt mindre än i nutiden har älven kunnat meandra friare i dalen och antalet näs kan då ha varit större. Att vattenföringen tidigare verkligen varit mindre visas av de talrika, övergivna älvslingorna i särskilt södra delen av älvsträckan (jfr

Sundborg 1956). Från Klarälvens sydligare delar har Sandegren (1939) visat, att älvens vattenstånd där var 3 m högre under subatlantisk tid än i subboreal. I nutiden är det åter något lägre än i subatlantisk tid. Genomskärandet av en rad näs i Grava skedde — troligen katastrofalt — genom den ökade vattenmängden vid början av subatlantisk tid.

Vingängsjöns utveckling.

Av diagrammet och kartan framgår klart, att ovan Vingäng planen äro knutna dels till de högsta nivåerna, dels till lägre nivåer närmast nedan Klarabro. De högsta terrasserna ha i någon mån berörts i det föregående. De äro sålunda till största delen av lateralt ursprung, men abrasionen har omformat dem och däri utskurit lägre plan. Det är påfallande, att detta endast skett, då själva fornfjorden nått in i trakten. Efter det att deltat vid Vingäng dök upp över fjordens yta och en sjö, Fornvingängsjön, avsnördes där bakom, utbildades inga bredare plan.

På detta stadium utbreddes sig alltså en öppen sjö längs hela sträckan Klarabro—Vingäng. De lägre planen i norra delen av denna sträcka utgöra en serie av älvdeltan, analoga med både de ovan beskrivna fjordterrasserna och med det nuvarande deltat i Vingängsjön. På samma sätt som fjordplanen ha de byggts ut mot söder på allt lägre nivåer.

Översikt av Klarälvens kvartära utveckling.

Den geologiska utvecklingen i dalen, så som man vill tolka den med ledning av jordarterna och strandlinjediagrammet, ter sig ungefär som följer. Härvid behandlas lämpligen den glaciala och postglaciala utvecklingen var för sig.

Isavsmältningen.

Då landisens front stod över sydligaste delen av sprickdalen, söder om Brattforsheden, avsmälte isen såväl från ytan som frontalt. Till den senare avsmältningen bidrog vattnets lyftkraft. Såsom framgår av t. ex. beskrivningen till bl. Nyed (Magnusson 1929) skedde israndens tillbakaryckning med en hastighet av 160—190 m/år. Där isen så småningom blev helt bottenfast, upphörde vattnets lyftkraft och avsmältningen gick därför under en tid betydligt långsammare. I själva verket avstannade isrecessionen här alldeles för en längre tid, medan avsmältningen på sidorna om dalen övergick till rent supramarin typ, d. v. s. huvudsakligen ytavsmältning (jfr J. Lundqvist 1954). Detta uppehåll i isrecessionen markeras av Brattforshedens mäktiga deltabildningar. Enl. Hörner (1927) är deltat uppbyggt till obetydligt under MG, en åsikt som även stöddes av v. Post (1948). Granlund (1928) ansåg däremot, att den nutida deltaytan är ett resultat av marin abrasion. En sammanställning av alla MG-observationer från Värmland visar tämligen klart, att Hörners åsikt var den riktiga.

Israndens tillbakaryckning illustreras väl av det diagram över MG:s förlopp, som publicerats av Gillberg (1952). Det är visserligen min uppfattning, att Gillberg i Övre Klarälvsdalen förlagt MG något för lågt (sid. 27), men detta förändrar icke bilden i stort. Söder om Brattforsheden stiger sålunda MG — dock ej så brant som Gillbergs diagram ger vid handen. Vid jämförelse med t. ex. Erik Nilssons (1953) distansdiagram framgår det, att Gillbergs MG-linje stiger brantare än de isokrona strandytorna, vilket givetvis är orimligt. Orsaken visar sig vid en närmare granskning av Gillbergs material vara projektionsförfarandet. Värdena äro här liksom i hans övriga diagram projicierade i rakt ost—västlig riktning medan isobaserna förlöpa i VNV—OSO. De mest avlägsna observationerna förreya därigenom bilden. Det är dock ofrånkomligt, att MG söder om Brattforsheden stiger för att här kulminera i en »MG-antiklinal», såsom Gillberg med ett ganska olyckligt uttryck hämtat från v. Post (1948 a) benämnt kulminationspunkten. Från Brattforsheden och norrut sjunker MG sedan långsamt, utvisande att isrecessionen här gått mycket långsamt. Från nedersta delen av Övre Klarälvsdalen stiger MG åter, här endast obetydligt flackare än isobasytans lutning. v. Posts (1948) uppfattning, att då isen uttunnats så mycket, att den började flyta, den mycket snabbt bröts upp, är troligen i detta avseende ganska riktig. Några större israndbildningar, tydande på uppehåll i recessionen, ses heller icke på denna sträcka. Smärre sådana, vilkas natur f. ö. är rätt tvivelaktig, ses endast på älvbotten i dalkröken vid Torp, vid Götnäs och vid Vingäng (jfr sid. 16).

På ett hastigt försvinnande av istungan tyder även den nästan fullständiga avsaknaden av isälvsavlagringar i älvdalen. På ett par ställen finnas visserligen, såsom ovan omtalats, kortare terrasser, som jag velat tyda såsom lateralbildningar. På själva dalbotten tycks emellertid isälvsgrus helt saknas med undantag för de ovannämnda små israndbildningarna. Där sedimentens underlag i övrigt går i dagen nedanför Klarabro eller där seismiska mätningar eller borringar företagits, visar det sig oftast, att bottenmaterialet utgöres av morän. Även denna verkar f. ö. vara tunn.

Fjordstadiet.

Fjordsedimenten synas till en betydande del ursprungligen härröra från sidodalarnas isälvar. Ett närmare studium av fjordsedimentens allmänna utbredning ger nämligen vid handen, att de utfylla dalen huvudsakligen nedanför deltana vid mynningen av dessa dalar. Det är min bestämda uppfattning, att dalen däremellan aldrig varit helt sedimentfylld. Deras huvudsakliga utbredning från norr till söder skall nedan beröras något.

På sträckan Klarabro—Vingängsjön saknas fjordsedimenten nästan helt, bortsett från en kort sträcka på östra dalsidan vid Vingängsjön samt i anslutning till Näckåns delta. Denna dalsträcka har med säkerhet aldrig varit sedimentfylld utan tidigare intagits av öppet vatten. Den nuvarande Vingängsjön är endast en sista rest av en större sjö, upptagande hela denna sträcka.

Dalbottens sediment äro helt enkelt deltabildningar utbyggda i denna sjö från den sedimentfyllda dalen ovan Klarabro. Ytterligare två fakta tala för denna uppfattning. 1:o är Vingängsjöns djup alltför stort för att kunna förklaras som ett erosionsresultat, (jfr S. De Geer 1911 fig. 2). Det måste vara en primär företeelse. 2:o har Kvarnbäcken i södra delen av Sysslebäck utbyggt ett utomordentligt vackert litet delta eller snarare gruskon. Det är ytterst regelbundet med proximalspetsen vid mynningen av bäckens djupa, kanjonliknande dal, varifrån det sluttar jämnt ut mot dalen. Proximalmaterialet är mycket grovt och blockigt, men distalt blir gruset allt finare. Det är knappast möjligt att tänka sig, att ett så regelbundet delta kunnat uppkomma annat än i ett helt öppet vatten.

Från Vingängsjön till strax ovanför Likenäs synes dalen likaledes ha varit sedimentfri. Rester av fjordsediment äro här nästan obefintliga. Den bredare terrassen vid Dalby består av sand, som torde vara en ren strandbildning, delvis av omlagrat lateralmaterial.

Från det stora Likådeltat ha emellertid fjordsediment till en viss grad fyllt ut dalen. Breda sedimentterrasser med finkornigt, delvis varvigt material utbreda sig på dalens båda sidor ned mot Femtådeltat. Distalsedimenten härifrån möta distalsedimenten från Likån. Endast vid västra dalsidan kring Gällstad ovanför Femtan ha möjligen sedimenten helt saknats. Mot söder kunna Femtans sediment spåras i form av höga terrasser ned mot Ljusnäs-torp. Söder därom uppträda de endast på låg nivå. Den gamla sedimentytan har här sänkt sig ned mot dalbotten, tills den vid Värnäs avlösts av de från Värådalen kommande avlagringarna. Isälven här har säkert, av det obetydliga deltat att döma, varit ganska liten. Även finsedimenten upphöra snart. Längre än till Stöllet kunna de ej med säkerhet spåras.

På hela sträckan Stöllet—Ennarbol synas verkliga fjordsediment saknas. Terrasserna här uppbyggas av ren sand. Denna utgöres primärt av lateralbildningar, vilka i ytan omlagrats.

Vid Fastnäs vidgar sig älvdalen och fjordsediment ha här i riklig mängd tillförts av de stora isälvarna längs Halgån och Götån. Båda dessa ha byggt ut stora deltan av den ovannämnda typen, avlastade mot en istunga i dalen. Finsedimenten ha här säkert fyllt dalen — ehuru man väl får tänka sig, att sedimentytan legat lägre mot mitten av dalen — ända ned till trakten mellan Ekshärad och Edebäck. Den högsta terrassen här utgör en rest av denna deltatya. Allteftersom havsytan försköts till lägre och lägre nivåer, bröts deltat ned av erosionen och nya, av finkornigt material uppbyggda älvdeltan bildades på successivt lägre nivåer (sid. 29). Deras gradient är, som omnämndes på sid. 29, brantare än de verkliga strandlinjerna i dalen.

Älvstadiet

Vid slutet av fjordstadiet var hela den här berörda delen av Klarävsdalen uppgrundad av fjordsediment i olika stadier av omlagring. Endast på vissa sträckor i de norra delarna var fortfarande öppet vatten. Detta utgjorde

emellertid av sedimenten uppdämda sjöar. Havsytan stod vid denna tid vid en nivå av 142 m. ö. h., vilket betyder att öppet vatten fanns i Rådadalen upp till i jämnhöjd med Rådasjöns nordspets. Det från övre Klarälvsdalen kommande vattnet mynnade här i en bred, i norr starkt uppgrundad fjärd av havet.

Där ett älvlopp då var utbildat i övre Klarälvsdalen hade detta karaktären av »braided river», d. v. s. älven rann fram som grunda strömfåror, vilka snabbt ändrade lopp, och ej i en bestämd fåra. Att vattnet redan vid denna tidpunkt strömmade tämligen hastigt, visas dels av strömryggar på åtskilliga ställen på motsvarande terrassplan, dels av sedimentens karaktär i terrassens yta. Medan de på djupet utgöras av finmoiga—mjäljiga fjordsediment äro de i ytan grövre sand, ofta med en skiktning, som visar, att de äro bottentransporterade.

Redan vid slutet av fjordstadiet hade sedimenten kring Edebäck uppbyggs till ett delta på en nivå av ca 157 m. ö. h.¹ Deltaytan sänkte sig emellertid mot mitten av dalen och nådde, där Edebäcksbron nu ligger, endast 154 m. ö. h. Utloppet från dalen gick framför allt mot söder genom Lindåstjärnarnas breda sänka ut i Rådasjön. Dessutom fanns möjligen en grund arm mot väster över passet vid Edsforsen. Ursprungligen passerade dock denna över den nord—sydliga moränryggen vid Edebäck, varigenom den var bunden i djupled. Som erosionsbas tjänstgjorde havsytan i Rådadalen. Det är visserligen sant, att Lindåsänkkan nu icke direkt ger intryck av strömfåra. Därtill är dess morfologi alltför oregelbunden. Orsaken är emellertid, att sänkkan i någon mån uppgrundats av senare sedimentation av såväl Klarälven som småbäckar samt av jordflytning från talrika raviner.

Som ovan nämnts har orsaken till älvens avlänkning över Edsforsen tidigare diskuterats av Hollender (1900) och Dahl (1902) samt även av Luksep i den i inledningen omnämnda seminarieuppsatsen. Något definitivt svar på denna fråga har dock ej framkommit. Förklaringen, att de kvartära avlagringarna tvingat älven åt sidan, räcker ej, ty de lösa jordarterna här, vilka ligga direkt i strömmens väg kunna knappast tänkas fått en sådan effekt, i synnerhet som dalen även mot väster dämts av liknande bildningar. Såvitt jag kunnat finna med ledning av jordartskartan och strandlinjediagrammet, torde förklaringen vara ungefär denna:

Den eventuella, grunda älvfåra, som hade sitt lopp över moränbarriären vid Edebäcksbron, var tidigare bunden i djupled genom den storblockiga moränbotten. Då fåran genom sideoerosionen försköts mot söder, uppnådde den så småningom lägre punkter i moränryggen. Den av lös sand bestående smala sedimentbarriären här bjöd föga motstånd mot strömmen utan denna bröt snart igenom till det lågt liggande området nedanför nuvarande Edsforsen. Troligen skedde detta tämligen momentant i samband med ett högvatten. De nutida vattenståndsvariationerna i älven uppgå till åtskilliga meter (enl. Sundborg, 1956, 7—8 m i norra delen av meandersträckan) och det finns

¹ Deltat här är alltså relativt ungt och ej såsom på t. ex. G. Lundqvists (1954) karta i Atlas över Sverige någon glacialfluvial bildning!

ingen anledning förmoda, att de varit mindre vid tiden för genombrottet. Då terrassytan vid Edsforsen låg endast någon meter över älvens yta, behövdes det ej stor ökning av vattenståndet, för att vattnet skulle strömma över sedimentbryggan. Delvis därigenom att fallsträckan ned till erosionsbasen förkortades, delvis emedan erosionen genom det plötsliga genombrottet fick ökad kraft i västlig riktning koncentrerades strömfåran snabbt genom bakåtgripande erosion till denna fåra. Vattenytan i Klarälvsdalen sänktes härigenom plötsligt ca 5 m, vilket var tillräckligt för att torrlägga den gamla fåran över Lindåssänkan, där passpunkten ligger på 147 m. ö. h. Efter hand uppnådde älven den lägsta punkten i moränbryggan, där den nu har sitt lopp. Vid senare tillfällen har visserligen älven legat an mot sedimentbarriären i Lindåssänkan, varom två vackra, torvfyllda älvbågar vittna, men den har aldrig förmått att åter bryta igenom denna väg. Härtill bidrar även den senare uppgrundningen av sänkan. Man måste antaga, att älven vid högvatten ibland nått upp här, varigenom ytterligare sediment kunnat avsättas i den lugna vik, som då tillfälligt bildades.

Att älvmyningen plötsligt flyttades 4 km mot norr verkade alltså som en sänkning av erosionsbasen. Då strömmen härigenom koncentrerades till en fåra, uppkom därför för första gången en älv av nuvarande typ. Denna älv omfattade dock ännu så länge endast sydligaste delen av Övre Klarälvsdalen. De typiska älvterrasserna med den för dessa karakteristiska morfologien nå också upp exakt till denna nivå inom området närmast intill Edebäck.

Då nivån vid Edsforsen genom havsytans regression sänkts ytterligare ca 5 m, d. v. s. till 142 m-nivån, synes ett serpentinnlopp varit utbildat inom den nedre, sedimentfyllda delen av dalen upp emot Götån. Sannolikt uppkom detta successivt, då älven genom bakåtgripande erosion sänkte sin nivå allt mer. Denna gradvisa serpentintutveckling fortgick, tills den nådde upp ovan dalkröken vid Torp. Under hela denna tid existerade dock ännu en om än uppgrundad så dock tämligen öppen vattenyta i dalen ovan Torp. Utvecklingen av deltan genom successiv omlagring av äldre sediment pågick ännu. Delvis hade säkert här strömmen karaktär av »braided river». Ungefär vid den tidpunkt, då den söderifrån kommande serpentintutvecklingen nått upp till Halgådeltat, började emellertid serpentinnlopp utbildas även kring de övriga stora deltana, nämligen Femtans och Likåns samt vid Vingäng. Exakt när detta inträffade på resp. platser är svårt att avgöra, då de serpentinspår, som påträffas, i viss utsträckning i stället kunna vara förorsakade av bifloderna. Det verkar dock som om serpentintbildningen kommit igång ungefär samtidigt på alla tre lokalerna. Utloppet från Vingängsjön hade hittills varit dubbelt med en fåra på var sida om randterrassen. Mycket snart efter det att serpentinseringen börjat, koncentrerades dock strömmen till den östra fåran och den västra övergavs helt.

Allteftersom vattensystemets nivå sänktes, utvecklades allt fler serpentinslingor kring deltana. På sträckan mellan Vingäng och Likån fullbordades serpentinnloppet därigenom att de vid Vingäng uppkomna näsen successivt förskötes nedströms, tills de nådde Likådeltat.

Mellan detta och Femtan liksom mellan Femtan och Torp däremot synes serpentiniseringen ha börjat samtidigt över hela sträckan. Genom utvecklingen av älvdeltan på dessa sträckor hade uppgrundningen blivit så fullständig, att när sedimentytan och vattenytan möttes, ett serpentinnöpp med en gång kunde uppkomma över hela sträckan.

Försök till inpassning av Klarälvsnivåerna i tidsskalan.

I södra Värmland har v. Post (1929) ansett sig kunna identifiera en rad strandytor, vilka daterats på pollenanalytisk väg. Ett ganska invecklat isobasystem uppdrogs även. De resultat, som framkommit vid den nyligen avslutade jordartskarteringen av Värmlands län, visa dock, att pollenanalysens användbarhet i dessa trakter ännu måste anses vara mycket begränsad. v. Posts dateringar vila därför på mycket osäkra grunder — en fråga som närmare skall behandlas i beskrivningen till länskartan (S. G. U., Ser. Ca, nr 38). Det komplicerade isobasystemet, uppdraget med hjälp av relationsdiagram, har av Erik Nilsson (1953) uträtats, då v. Posts värden visats lika väl kunna inpassas i ett vanligt distansdiagram. Tills säkra bevis för ett mera komplicerat landhöjningsförlopp erhållits, får man därför acceptera Nilssons betydligt enklare bild. Med utgångspunkt från denna har ett försök gjorts att i stora drag datera Klarälvsdalens nivåer.

Extrapoleras Nilssons värden den korta sträckan till Klarälvsdiagrammets sydände, erhållas följande värden för de strandlinjer, som nå vidare upp i dalen: VFG1 = 211 m. ö. h., VFG2 = 191 m. ö. h., VFG3 = 173 m. ö. h., VFG4 = 157 m. ö. h. och VFG5 = 140 m. ö. h. Vänergränserna nå ej upp till pasströskeln vid Edsforsen. Det är här att märka, att Klarälvsdiagrammets linjer ha en något brantare gradient än Nilssons. Orsaken härtill är säkert helt enkelt, att isobaserna här i norr ha ett ost-västligare förlopp än inom Nilssons arbetsområde. Dessa isobaser ha nämligen använts även vid Klarälvsdiagrammets konstruktion. Det förtjänar även framhållas, att man på grund av den långa sträcka, som Klarälvsdalen omfattar, icke kan vänta sig, att strandlinjerna skola bilda absolut räta linjer, då inga stödobservationer utanför dalen ge närmare upplysningar om isobasförloppet.

Ur de extrapolerade värdena framgår, att den marina gräns, som först nådde den södra änden av kartområdet, enligt min egen uppfattning sammanfaller med VFG2. Den yta, som bildar MG vid fornfjordens spets vid Höljan, ligger mellan VFG3 och VFG4, d. v. s. är enligt Nilssons dateringar något äldre än Rha I i Östersjöområdet.

De stora fjordplanen ha börjat utbildas vid eller något efter tiden för VFG3. Utvecklingen av sådana successiva deltaplan har i södra dalen pågått till tiden mellan VFG4 och VFG5, då det första älvloppet började utbildas vid Edebäck. Den kraftiga terrassen på ca 190 m. ö. h. söder om Ambjörby motsvarar ungefär VFG4. Obetydligt senare har huvuddelen av det stora Edebäcksdeltat, vilket sträcker sig betydligt utanför kartområdet, utbildats. I norr, där dalen ej så snart uppgrundades, pågick fjordterrassbildningen ännu

något längre. Den av S. De Geer (1911) mycket omtalade, markanta yta, varav »Ändenäsplatån» och det stora planet vid Månäs utgör en del, sammanfaller väl med VFG5.

Avlänknigen vid Edebäck inträffade mellan VFG4 och VFG5. Efter denna tid, då det första älvloppet började bildas, sackade strandförskjutningen i dalen efter allt mer. Efter VFG5 är det således f. n. omöjligt, att göra några dateringar i dalen. Man kan nämligen icke förutsätta, att älvnivåns sänkning hela denna tid ägt rum med samma hastighet. Det bör emellertid finnas goda möjligheter att på pollenanalytisk väg — eller med hjälp av C^{14} — datera även dessa nivåer. Torvmarker i avsnörda älvslingor på olika nivåer äro nämligen talrika. Först måste dock frågan om de glidningar av rekurrensytor och pollenspektra, som med C^{14} -analys kunnat konstateras i Värmland, redas ut. T. v. kan man endast våga några gissningar om vad resultaten i Klarälvsdalen skola bli. Det är t. ex. möjligt, att det visar sig, att de talrika, övergivna meanderbågarna i södra delen av dalen äro samtida med Gravaslättens. Enl. Sandegren (1939) härröra dessa från övergången mellan subboreal och subatlantisk tid, vilken anses infalla ca 600 f. Kr. Eventuellt kan det också visa sig, att även en minskning i Klarälvens vattenföring, t. ex. i samband med övergången till torrare klimat vid början av den subboreala tiden, bidragit till uppkomsten av ett serpentino-lopp.

Synpunkter på erosionen.

Klarälvens erosion ur hydrodynamisk synpunkt har nyligen utförligt behandlats av Sundborg (1956). Bl. a. har här sambandet mellan jordartsmaterialet, erosion, ackumulation och strömhastighet utretts. Jag skall därför icke gå närmare in därpå utan hänvisar till detta arbete. Här skall endast anföras några regionala och allmängeologiska synpunkter på erosionen.

För att få ett grepp på den pågående lateralerosionens regionala växlingar har jag konstruerat kurvan i fig. 15. Då inga exakta data finnas angående erosionens verkliga belopp inom större delen av älvdalen har detta uppskattats med ledning av erosionsärrrens utseende på de olika näsen och graderats enligt en 5-gradig skala. I denna betecknar 0 ingen erosion alls och 4 mycket kraftig, såsom vid Götnäs. Kurvan är i stort densamma som Sundborgs fig. 36, vilken är grundad på ett mindre antal exakta värden. Den senare omfattar dock erosionen under perioden 1850—1950 och ger sålunda ingen upplysning om erosionens senare förändringar. I fig. har även medtagits kurvor för näsens form och areal samt älvens gradient. Näsens form har härvid graderats enligt en 6-gradig skala, där 0 anger att näsets form är helt opåverkad av erosionen och 5 betecknar mycket stark påverkan. Exempel på den första typen utgör Transtrandsnäset vid Likenä, vilket visar en vackert konvext rundad uppströmssida, oskadad av erosion. Den motsatta typen exemplifieras av Gravolsmon med konkav uppströmssida och med i sen tid avskuren spets. Denna kurva har, i likhet med erosions- och arealkurvorna, utjämnats på så sätt, att till varje värde lagts hälften av de båda närmast omkringlig-

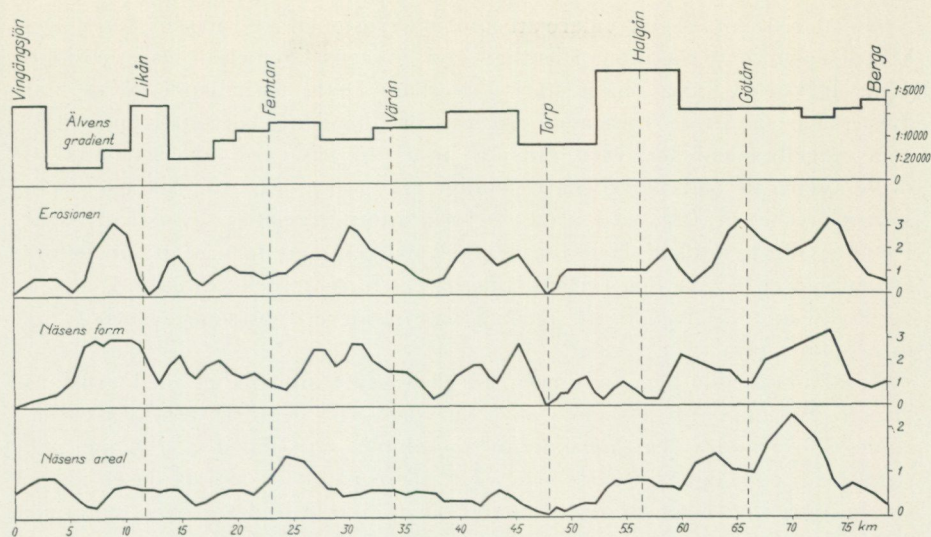


Fig. 15. Kurvor över Klarälvens gradient och lateralerosion samt näsens areal och form. Närmare förklaringar se texten.

Curves showing the gradient and lateral erosion of the river Klarälven and the area and form of the headlands. Explanations in the text, (p. 47).

gande varefter skalan korrigerats. Därigenom har inverkan av rent lokala oregelbundenheter, förorsakade av ojämnheter i det eljest homogena materialet, skoning o. dyl., i någon mån begränsats. Vidare har i fig. medtagits en kurva över älvloppets gradient, grundad på topografiska kartans höjdsiffror. Ingen av kurvorna ger således exakta värden; de få endast användas för att ge en mycket ungefärlig uppfattning om de regionala variationerna.

Av gradientkurvan framgår, att älvloppet blir något brantare mot söder. Avsevärt brantare partier utgöra framför allt de närmaste omgivningarna av de största tillflödena, nämligen Likån, Femtan och Halgån. Orsaken härtill torde vara, att isälvsmaterial och grova bäckavlagringar uppträda i älvbottnen, varvid ett flackt fallbord uppkommer. Av samma orsak är även gradienten vid serpentinloppets början vid Vingängsjön större.

Några vittgående slutsatser om sambandet mellan gradient och erosion går knappast att draga, då den förstnämnda kurvan grundar sig på alltför få höjdsiffror. Det vill dock synas som om erosionen längst i norr blir störst, där älvloppet är flackast. Principen stämmer överens med De Geers (1911) åsikter angående förhållandet mellan horisontal- och vertikalerosion. Då loppet är brantare, jämförbart med en lägre erosionsbas, överväger djuperosionen. Där det blir flackare, tar horisontalerosionen överhand. Att förhållandet ej är så enkelt framgår dock av Sundborgs arbete. Ett klart undantag från regeln utgör älvkröken vid Torp. Trots liten gradient är erosionen här ringa. Emellertid utgöres denna korta sträcka icke av något egentligt meanderlopp. Älven flyter tämligen rakt och dessutom bidrar grövre material, delvis av glacialfluvialt ursprung, till att stabilisera älvstränderna.

Av ett visst intresse är vidare att jämföra erosionen med näsens form. Dessa båda kurvor visa utomordentligt god överensstämmelse. Där erosionen f. n. är kraftig, visa näsen stark påverkan. Detta förhållande måste närmast tolkas så, att de nuvarande erosionsförhållandena, bortsett från rent lokala oregelbundenheter, varit rådande under en avsevärd tid. Endast på ett ställe avvika de båda kurvorna väsentligt från varandra. Vid Götnäs är erosionen mycket kraftig, medan näsets form ännu är relativt opåverkad därav. Detta är alltså en lokal, där erosionen helt nyligen tagit fart. Man kan befara, att om den ej hejdas, den fortgår, tills näsets form är helt förändrad, d. v. s. förmodligen tills älven brutit igenom näsets högre uppströmsdel och trängt in i Götåns fåra.

Areakurvan, slutligen, visar en förvånansvärt stor likhet med erosionskurvan. Förloppet är detsamma, men kurvorna visa en förskjutning i förhållande till varandra. Erosionskurvan är sålunda förskjuten 4 à 5 km nedströms. Ovan Halgåns utflöde synes detta bero på att de största näsen i regel äro belägna i närheten av de stora tillflödena, där dels det grövre materialet dämpar serpentiniseringen, dels den brantare fallkurvan ger älven ett rakare lopp. Strax nedanför dessa ställen har strömhastigheten därför ökat något, vilket då älvloppet flackar ut resulterar i starkare erosion. Nedanför Halgån finnas inga betydande växlingar i fallkurvan av denna typ. Här bidraga i stället de mera instabila förhållandena till sambandet. Stora förändringar ha i sen tid inträffat därigenom att näs skurits igenom, t. ex. vid Sälje. Abnormt stora näs, mellan vilka älven har ett rakare och brantare lopp, ha på så sätt uppkommit. Där dessa rakare sträckor upphöra och åter tvärrare meanderbågar ta vid uppstå erosionsmaxima (jfr Sundborg 1956 sid. 254).

En faktor, som i hög grad påverkar erosionen, är materialet i brinkarna. I regel är detta homogent och inga variationer av denna art uppkomma. Erosionen i de homogena älv- och fjordsedimenten har redan behandlats av Sundborg. På enstaka ställen går emellertid morän eller isälvsgrus i dagen i själva erosionsbranten. När detta fastare material över vattenytan, skyddar det givetvis stranden mot erosion vid vattenståndet ifråga. Av större intresse är emellertid, att om vattenytan når över det grövre materialet, detta i stället ökar erosionen. Då denna nämligen fortgått så långt, att ett grund av morän eller isälvsgrus föreligger vid eller strax utanför strandkanten, ökas vattnets turbulens därav kraftigt. Den starka virvelbildningen invid den branta erosionsbrinken bryter på relativt kort tid ned brinken så långt, som grundets inverkan sträcker sig. Ett exempel härpå har under de senaste åren kunnat studeras vid Götnäs.

De av erosionen helt opåverkade näsen ha ett halvmånsformat utseende med konvexa såväl uppströms- som nedströmsidor. Där erosionen varit starkare, uppstår den triangulära typen av näs med rak uppströmsida, vilken karakteriserar bl. a. sträckan närmast ovan Värnäs. Vid mycket kraftig erosion blir uppströmssidan konkav och hela näset s. a. s. urgröpt från norr. Ett vackert exempel utgör Ginbergsängen. Då näsets yttre del blir allt smalare, kan den så småningom genombrytas av älven vid ett kraftigt högvatten.

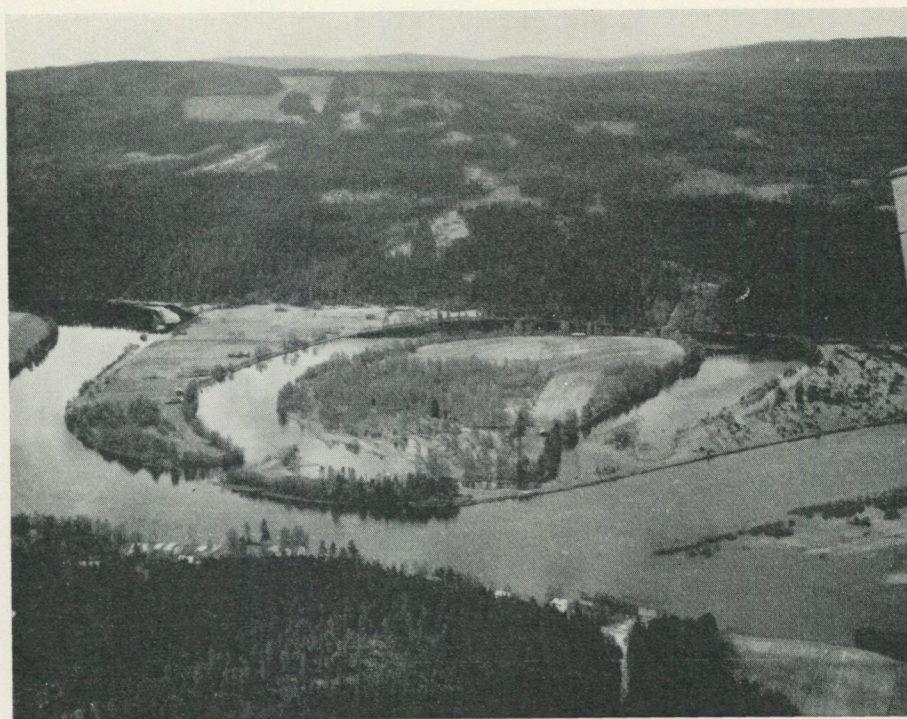


Fig. 16. Den avsnörda älvslingan, »Loken», vid Lillängen. Närmast älven är fåran nästan helt igenslammad. Foto J. Lundqvist 1954.

The abandoned loop at Lillängen. Close to the river it is almost entirely filled with sediments.
Granskad och för publicering godkänd av Försvarsstaben.

Det är då vanligen näsets yttersta spets, som avskäres och alltså för en tid kommer att bilda en ö. Så har i sen tid (1916 enl. Sundborg) skett vid Gravolsmon. Om näsets bas är mycket låg, kan givetvis ett genombrott ske även där. Exempel härpå ses vid Sälje. Här var förloppet dock ej helt naturligt, emedan genombrottet till stor del förorsakades av anläggandet av en mindre kanal (Sundborg 1956 s. 254). Även Ginbergsängen synes gå samma öde till mötes, om erosionen inemot västra dalsidan når näsets låga, sumpiga SV-del, innan spetsen av näset avskäres. Relativt snart slammas de yttre delarna av den gamla älvfåran runt ön igen och en liten korvsjö — i Värmland benämnd lok — uppkommer. Loken vid Spiktorp nära Halgån utgör ett äldre stadium av en dylik avskärning. Den återstående delen av näset synes vanligen eroderas mycket snabbt. Om erosionen då huvudsakligen påverkar näsets yttre del, uppkomma sådana små, triangulära näs med raka uppströms- och nedströmssidor, varpå Hallerudsnäset utgör exempel. Vid fortsatt erosion blir följdén lätt ett rudimentärt näs av den typ, som ses mittemot Dalby.

Näsavskärningar av en annan typ utgöra en normal företeelse, där älven får meandra fritt utan hindrande dalsidor. Medan de inre delarna av ett sådant näs eroderas från båda håll, tillväxer dess yttre, runda del. Så småning-

om, vanligen vid ett högvatten, genombrytes näsets bas. Mynningarna av den övergivna älvslingan igenslammas snart och en större korvsjö uppstår (fig. 16). Denna typ tillhör framför allt älvdalens nedre del mellan Ekshärad och Edebäck. Dalen är där bredare och förutsättningarna för utbildandet av fria meanderbågar sålunda större.

Faktorer, vilka även ha betydelse för erosionen äro till sist strandskoningar och timmeravstjälpling. Därför ha även skoning och vältplatser markerats på kartan. Med skoningar av sten eller med pålning har man på många håll lyckats stoppa erosionen. Ofta äro ganska primitiva skydd tillräckliga. I fråga om de allra flesta skoningar gäller dock, att de så småningom lätt undergrävas och rasa ut i älven på grund av djuperosionen.

Genom timmervältning på utsatta ställen bryts strandbrinken lätt ned, och i alla händelser förhindras uppkomsten av ett skyddande vegetationstäck. Det är därför önskvärdt, att vältplatserna placeras på mindre utsatta platser och att ordentlig utjämning företages så att onödiga ras förhindras. Vid Göt-näs har den redan av andra orsaker känsliga delen av brinken använts till vältplats, vilket säkerligen varit en bidragande orsak till den osedvanligt starka erosionen här.

Summary.

Introduction.

The mapping of the Quaternary deposits in the valley of the river Klarälven in Värmland was carried out in 1952—1954 by the Geological Survey of Sweden in connexion with an investigation of the erosion of the river. Therefore not only the deposits but also morphological features, active erosion, revetments etc. were mapped. For economical reasons it was not found possible to include buildings, roads etc. in the mapping program.

Using this map as a base a sequence of levellings of the terraces and raised beaches were carried out. The map was used to correlate these observations in the field. The geology of the valley is very complex and it is not possible to make the correlations solely by diagrams.

Tectonic valley of the river Klarälven.

In the whole of the mapped area the river follows a very deep and straight tectonic valley. At Edebäck at the southern end of the map the river leaves the valley but the latter can be followed much farther southwards to Ölme bay in Lake Vänern. It is considered that in preglacial time the river followed the valley throughout its length. In the mapped area, the upper Klarälven valley, the valley is formed not only by a single fissure line but by a series of tectonic lines situated at a small angle to each other. These are absolutely straight with the exception of a sharp knee at Torp and of the northernmost part, north of Sysseleback.

The valley has been considered to form the boundary between the granites

of eastern Värmland and the gneisses of western Värmland. This is not exactly true, however, as this border line is located to the west of the valley in the north, and to the east of it in the south. The tectonic line is quite independent of the bedrock and belongs to a more or less concentric system around the Oslo field. The bedrock is only seldom exposed in the valley but the very strong tectonization is clearly seen in the boulder material of the moraine.

The Klarälven valley is much overdeepened compared with the tributary valleys. Because of the form of the valley Hollender (1900) expressed the opinion that this was the result of fluvial and not glacial erosion. This opinion is supported by the morphology of the rock bottom of the valley as seen from seismic investigations. In the flat bottom a narrow canyon is seen. This must be a remnant of an old, V-shaped valley, formed by fluvial erosion. Glacial erosion then widened the valley, but did not reach the original bottom.

Some of the large tributaries run down into the valley through very sharp canyons. Some of these (e.g. at the river Fentan) are supposed to be of preglacial origin, but e.g. the canyon of the river Halgån is probably of post-glacial age. It is formed in a fissure zone where the erosion must have been able to cut down a canyon very quickly.

Quaternary deposits of the valley.

Glacifluvial deposits. As the ice probably disappeared rather quickly from the valley glacifluvial deposits are rare. Only a few lateral terraces, the deltas belonging to the tributaries and the marginal delta at Vingång are seen.

The deltas form the southern end of the eskers along the tributaries from the NE. They were formed against the ice in the Klarälven valley not far from its front. Towards the valley they have a steep distal slope, sometimes deformed by fluvial erosion. Southwards they pass into lateral terraces.

The Näckå delta at Sysslebäck is one of the smallest. Above its flat surface a 10 m high, sharp esker rises, consisting of very coarse gravel. In the distal sand of the delta small dislocations are seen, indicating that sinking has taken place when the ice disappeared.

The larger Likå delta is characterized by rounded, kamelike hills. Along its distal edge there is a large marginal esker. The orientation of the material in this esker shows that it is built up of material from the Likå valley. In the valley side above the northern margin of the delta lateral drainage channels occur. They show that on an older stage the ice in the Klarälven valley was the thickest, later on the Likå ice was thicker. This indicates that the delta formed near the front of the Klarälven ice.

The Femtå delta is very large, but its main section is strongly eroded. In its upper parts a number of small stream channels and gravel ridges are seen. Its southern, lateral part is highly undulating. As glacifluvial gravel here also occurs on the western side of the river Klarälven it is possible that the lower, distal parts of the delta reached right across the valley.

The Värå delta is the smallest one. It consists of a flat esker, expanding in its southern end.

The large Halgå delta has a rather flat surface. On this surface, however, large eskers rise near the river Halgån. Those form a network with a morphology very similar to the dead-ice forms nearby. They consist of very coarse gravel with large boulders. The steep slope of the delta is probably the original distal slope. Below this, two high, bouldery eskers are seen.

The Götå delta is one of the most interesting. Its surface forms are shown in fig. 6. It consists of four different sections: one flat delta surface in the south, one undulating part with eskers in the north, one marginal esker and one proximal part. The form and situation of the first part indicate, that this was built up freely in open water. Its surface (193 m. a. s.) is the marine limit (MG). In the proximal part large dead-ice hollows occur. The orientation of the boulder material in the marginal esker is exactly the same as at the Likå delta, indicating that the material has been transported along the Götå valley. To the north this esker gradually passes into moraine ridges, very similar to terminal moraines. Probably, however, they are lateral moraines, sharpened by lateral erosion.

Lateral terraces only occur between Osebol and Torp. Their surfaces undulate slightly and slope towards the valley. Large boulders, transported by drift ice, are often seen on the surface. Those and the sloping surface indicate, in my opinion, that the terraces were not supra-aquaticly formed. The MG is situated near their upper limit.

In the bottom of the Klarälven valley glacialfluvial deposits are very rarely seen. Some small deposits occur at the valley bend at Torp and near the Näckå and Götå deltas. The only more important occurrence is the terrace at Vingäng. This has a slightly undulating surface and consists of coarse sand. The glacialfluvial origin is shown by the depth of Lake Vingängsjön. This is too deep just to be a result of erosion. It must be a primary depression, caused by an ice tongue, which has protected the valley from being filled by sediments.

Fiord sediments. The most interesting of the fiord sediments are the distal, glacialigenous sediments. As a rule they are beautifully varved and consist of fine or very fine sand, partially also silt. The grain size is shown in fig. 7. The surface beds consist of coarser sand. The fine material was deposited from suspension in rather deep water. The coarser surface material was transported as bed-load in a braided river. It was deposited when the water had become very shallow. When transportation and sedimentation changes from suspension to bed-load a discordance between the bedding may originate. This is of principal importance.

Some of the fiord sediments were formed by re-sedimentation of older material. When the oldest terraces rose above sea-level they were partly cut down and new delta terraces were formed at successively lower levels.

River sediments. The sediments of the river are characterized above all by the surface forms: point bars, abandoned meander lobes etc. As the river

meanders from each side of the valley to the other the whole sediment bottom is divided into headlands (näs). The upper side of these is eroded and the material transported to the downstream side. Sand is first deposited here, transported as bed-load. This forms banks with transverse bars and ripples. Later on finer, suspended material is deposited. The result is low ridges, point bars, running parallel with the downstream side of the headlands. The sedimentation problem was recently treated by Sundborg (1956).

Very often one or more steps between a higher and a lower part of the headlands are seen. They depend on the relation between the intensity of lateral and vertical erosion. When the latter was more intense a step was formed.

The fluvial gravel occurs in connexion with the deltas and north of Lake Vingängsjön. In both cases it consists of redeposited glacial fluvial gravel. At Lake Vingängsjön it forms a series of deltas from the north. First suspended fine sand is deposited in the lake and then a delta of coarser sand. The gravel is seen in the surface beds and is the topset bed of the delta.

Eolian sand. In many places on the high terraces in the southern part of the valley the surface sand is redeposited by the wind. Several types of dunes are seen. Most characteristic for the valley are the longitudinal dunes. They form long ridges with a maximum height of about 15 m. Some ridges may be 2 km in length or, apart from small interruptions, about 5 km. They run strictly parallel to the valley sides. Transversal dunes with the concave side towards the north — i.e. towards the wind direction — also occur. Near the river Halgån the eolian deposits also form small, irregular hillocks.

The beach diagram.

All levellings in the valley — except the Götå delta — were made with an aneroid. Therefore the results may in some cases not be quite exact. Numerous controls were made, however, so the errors cannot be very great.

The result of the levellings are shown in the distance diagram. Also v. Post's (1948) levellings are included here though the localities are not exactly known. The systems of terraces and shore-lines are very complicated in the valley and it has not been possible to interpret the results in all details, but some important facts may be gleaned.

The marine limit (MG). The marine limit rises from 183 m. a. s. at Sunnemo (south of the map) to 228 m. a. s. at the river Höljan (north of the map). This is a little higher than Gillberg (1952) found. The reason is, that I have determined the limit as the highest level reached by the sea. Gillberg used e.g. so-called lateral drainage channels and dead-ice morphology. Neither the morphology nor the channels are, however, of the conventional type and I do not believe that they can be used for this purpose. The sediments at Höljes, north of the map, also indicate that the sea reached above Gillberg's limit.

Fiord terraces. v. Post (1948) considered all the terraces of the valley as

true beaches. That this is not the case, however, is clearly seen from the sediments (cf. Sundborg 1956).

The diagram shows, that the highest terrace is formed by the distal sediments from the glacialfluvial deltas. The material in these distal deltas has been successively redeposited to form new deltas at lower levels. The delta surfaces seem to have been almost horizontal. Only the highest and southernmost ones sloped distinctly towards the south. The sediments did not reach the regressing surface of the sea over their entire length.

Between those large terraces small remnants of other terraces, partly lower parts of the high ones, and true shore cuts are seen. All form a very complicated pattern, which makes it almost impossible to interpret the levellings solely by means of a diagram. The work must be done in the field.

River terraces. The lowermost lines in the diagram show the migration of (some of) the headlands. For the construction not only levellings but also the map has been used. In spite of this it has not been possible to draw more than 40 lines. The levelling method is too inaccurate and the surface of the headlands too undulating to allow more accurate levellings.

"Shore-lines" at those levels connect synchronous points of the headlands. They have no great significance, however, as the gradient of the river may have changed from place to place.

It is also to be noticed, that the lines are steepest at their beginnings. As the river approaches its base level its course and the headlands become flatter.

Another complication is changes in the discharge of the river. At times of larger discharge the number of headlands probably was higher and vice versa. Sandegren (1939) has shown that the stage of the river at Grava, south of the map, was 3 m higher in subatlantic time than in subboreal. To-day it is a little lower than in subatlantic time.

Development of Lake Vingängsjön. Around this lake terraces of lateral origin are seen at high levels. The lower terraces are a series of deltas, successively diminishing the lake.

Quaternary development of the Klarälven valley.

Ice recession. At the transition from purely marine to supramarine recession the ice front stagnated at Brattforsheden, south of the map. This stagnation is marked by a large marginal delta and a descent of the MG. From Sunnemo, however, the MG rises rather quickly, indicating a fast recession. This is also indicated by the lack of glacialfluvial deposits on the valley floor. The fiord sediments usually rest directly upon the bedrock or upon thin moraine.

Fiord stage. The fiord sediments spread from the glacialfluvial deltas and partly filled the valley. Some parts of it, however, have never been filled with sediments. The development of secondary deltas has already been mentioned.

River stage. At the end of the fiord stage the valley was partly filled with fiord sediments. Open water still existed only in some parts of the northern

valley. The water from the valley discharged into the sea at 142 m. a. s. in the Råda valley. Where the fiord was filled to its surface braided river courses developed.

At the end of the valley at Edebäck there was a delta plain at 157 m. a. s. Where the Edebäck bridge is now situated it only reached 154 m. a. s. The main outlet from the valley was southwards through the small Lindås valley. Probably there was also a smaller stream westwards across the moraine ridge at Edebäck. When this stream was dislocated towards the south it soon reached a point where the ridge is lower. Probably this happened at a high water stage. On account of the sudden cutting through and of the shortened distance to the base level the stream was concentrated to one channel in this direction. The level of the river suddenly dropped 5 m and the southward channel was drained.

At this stage the first meanders developed at Edebäck. The typical meander morphology of the terraces also reaches exactly this level. New meanders developed successively northwards. When the sealevel was at 142 m. a. s. the river meandered in the whole part of the valley south of the river Götån.

When those meanders reached the valley bend at Torp meanders began to develop also at the large deltas at the rivers Femtan and Likån and at Vingäng. The last meanders to develop were those between the rivers Likån and Femtan. When this part of the valley, however, was filled with sediments, meanders began to develop contemporaneously over the whole stretch.

Tentative dating of the Klarälven terraces. As the basis of v. Post's (1929) opinion of the shoreline systems of southern Vermland for the present must be regarded as doubtful, Nilsson's (1953) diagram ought to be accepted. Therefore this has been used for the datings of the Klarälven terraces.

If Nilsson's lines are extrapolated a short distance to Edebäck the following levels for the shore-lines are obtained: VFG₁ = 211 m. a. s., VFG₂ = 191 m. a. s., VFG₃ = 173 m. a. s., VFG₄ = 157 m. a. s. and VFG₅ = 140 m. a. s. It is then seen that the marine limit of the southern Klarälven valley corresponds to VFG₂. The northernmost marine limit is situated between VFG₃ and VFG₄ (a little older than Rha 1 in the Baltic region). The large fiord terraces began to develop at VFG₃. The first river channel was formed between VFG₄ and VFG₅.

It is not impossible that pollen analysis may be used for a more exact dating, but first the problem of the displacement of pollen zones in this district has to be solved.

Aspects on the erosion.

The erosion was recently treated from a hydrodynamic point of view by Sundborg (1956). Only a few regional aspects are given here.

Smoothed and approximated curves of the river gradient, the lateral erosion, the form and area of the headlands are shown in fig. 15. Some facts may be seen from the curves: The erosion is most intense where the river

gradient is smallest. Where the gradient is steeper the vertical erosion is most intense. An exception is seen at the valley bend at Torp. The erosion curves and headland form are, quite naturally, parallel. Only at Götnäs, where the erosion recently has become very strong, an exception is seen. The curve of the headland areas is the same as the erosion curve but it is displaced 4—5 km downstream. North of the river Halgån this is supposed to depend on the fact, that the largest headlands are situated near the tributaries. There the material suppresses erosion and the river has a straighter course. The velocity of the river here increases and downstream, where the gradient decreases there will be stronger erosion. South of the river Halgån the reason is that loops — e.g. at Sälje — have recently been cut off. Abnormally large headlands have thus been formed. Downstream from these straighter parts of the river erosion maxima occurs where the meander bends are more abrupt.

Where shallow places with moraine or glacialfluvial material occur turbulence is increased. Here the erosion may be very strong.

Especially in the southern, broader part of the valley a free meander course developed in times, when the discharge was smaller. Here meander loops have been cut off in many places. Also where the broad part of a headland is very low, loops may be cut off (e.g. at Sälje and Gravolsmon).

Other facts with influence on the erosion are revetments and piling sites. Even a rather weak revetment can stop erosion, but it may easily be undermined and slide into the river. Where piling sites are located in relation to erosion scarps slides may occur and considerably increase the erosion.

Litteratur.

- Dahl, Carl G., 1902: Några geologiska observationer i Klarälfvens förmodade forna dalgång. — *Geol. Fören. Förhandl.*, 24.
- De Geer, Gerard, 1940: *Geochronologia Suecica Principles*. — *K. Sv. Vet.-Akad. Handl.*, Tredje Serien. Band 18. N:o 6.
- De Geer, Sten, 1906: Om Klarälfven och dess dalgång. — *Ymer*, 26.
- 1911: Klarälfvens serpentinlopp och flodplan. — *Sver. Geol. Unders.*, Ser. C, N:o 236.
- Gillberg, Gunnar, 1952: Marina gränsen i Västra Sverige. — *Geol. Fören. Förhandl.*, 74.
- Granlund, Erik, 1928: Senglaciala strandlinjer och sediment i västra Bergslagen. — *Sver. Geol. Unders.*, Ser. C, N:o 349.
- Hjulström, Filip, 1955: Problems concerning the deposits of windblown silt in Sweden. I. The problem of the geographic location of windblown silt. An attempt of explanation. — *Geogr. Ann.*, 37.
- Hollender, A., 1900: Om Klarälfvens dalgång. — *Geol. Fören. Förhandl.*, 22.
- Hörner, N. G., 1927: Brattforsheden. Ett värmländskt randdeltakomplex och dess dyner. — *Sver. Geol. Unders.*, Ser. C, N:o 342.
- Lundqvist, G., 1948: Blockens orientering i olika jordarter. — *Ibid.*, Ser. C, N:o 497.
- 1952: Rullstensåsar och isälvsdeltan. — *Atlas över Sverige. Blad 17—18. Sv. Sällsk. f. antropologi o. geografi. Stockholm.*
- Lundqvist, Jan, 1954: Ett ändmoränområde i Arvikatrakten. — *Geol. Fören. Förhandl.*, 76.

- Magnusson, Nils H., 1929: Kvartära bildningar i: Beskrivning till kartbladet Nyed av Nils H. Magnusson och Gunnar Assarsson. — Sver. Geol. Unders., Ser. Aa, N:o 144.
- Mannerfelt, Carl M:son, 1945: Några glacialgeologiska formelement och deras vittnesbörd om inlandsisens avsmältningmekanik i svensk och norsk fjällterräng. — Geogr. Ann., 27.
- Munthe, H., 1940: Om Nordens, främst Baltikums, senkvartära utveckling och stenåldersbebyggelse. — K. Sv. Vet.-Akad. Handl., Tredje serien. Band 19. N:o 1.
- Nilsson, Erik, 1953: Om södra Sveriges senkvartära historia. — Geol. Fören. Förhandl., 75.
- von Post, Lennart, 1929: Vänerbassängens strandlinjer. — Ibid., 51.
- 1948: Övre Klarälvsdalens fornfjord. — Ibid., 70.
- 1948 a: New Aspects on the Late-quaternary Displacement of Swedish Sea Shore. — XVIII Int. Geol. Congr. XIII:93, London.
- Sandegren, R., 1939: Nedre Klarälvsdalens postglaciala utvecklingshistoria. — Sver. Geol. Unders., Ser. C, N:o 422.
- Sundborg, Åke, 1955: Problems concerning the deposits of windblown silt in Sweden. II. Meteorological and climatological conditions for the genesis of æolian sediments. — Geogr. Ann., 37.
- 1956: The river Klarälven. A Study of fluvial processes. — Ibid., 38.



Norra delen

JORDARTSKARTA över ÖVRE KLARÄLVSDALEN mellan Klarabro och Edsforsen

QUATERNARY DEPOSITS OF THE KLARÄLVEN VALLEY
between Klarabro and Edsforsen

Utarbetad vid Sveriges Geologiska Undersökning 1955
av
JAN LUNDQVIST

Skala 1:40 000



- | | |
|---|---|
| Mossar och kärr
Bogs and fens | Grus
Gravel |
| ÄLV- OCH BÄCKAVLAGRINGAR
ALLUVIAL SEDIMENTS | Ås
Esker |
| Finmo
Very fine sand | Morän
Moraine |
| Grovmo
Fine sand | Häll
Archean bedrock |
| Sand
Sand | Dyn
Dune |
| Grus
Gravel | Ravin
Ravine |
| FJORDAVLAGRINGAR
MARINE SEDIMENTS | Terrassbrant
Terrace scarp |
| Finmo
Very fine sand | Mindre terrasshak
Small scarp |
| Grovmo
Fine sand | Älvvallar (schematiska)
Point bars (generalized) |
| Sand
Sand | Skyddsvall
Dike |
| Grus
Gravel | Strandskoning och pålning
Revetment |
| ISALVAVLAGRINGAR
GLACIPLUVIAL SEDIMENTS | Aktiv erosion 1954
Erosive activity 1954 |
| Grovmo
Fine sand | Vältplats för timmer
Piling site |
| Sand
Sand | |

Geologiska undersökningen är utförd under åren 1953-1954 av Jan Lundqvist med bidräde av G. Eriksson, Gunlög Norin och J. Offerberg. Reproduktionsritningen är utförd av Margot Ekman.



Södra delen

JORDARTSKARTA
 över
ÖVRE KLARÄLVSDALEN
 mellan Klarabro och Edsforsen

QUATERNARY DEPOSITS OF THE KLARÄLVEN VALLEY
 between Klarabro and Edsforsen

Uttarbetad vid Sveriges Geologiska Undersökning 1955
 av
JAN LUNDOVIST

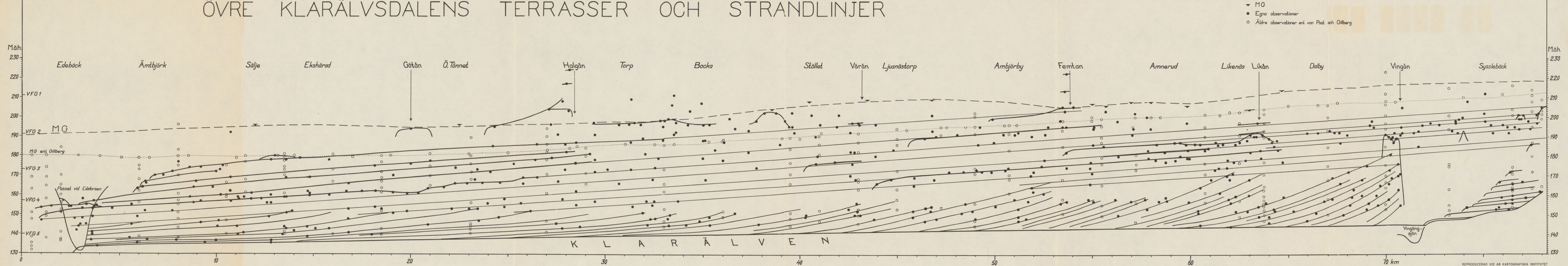
Skala 1:40 000



	Mossar och kärr Bogs and fens		Grus Gravel
ÄLV- OCH BÄCKAVLAGNINGAR ALLUVIAL SEDIMENTS			Ås Esker
	Finmo Very fine sand		Morän Moraine
	Grovmo Fine sand		Häll Archean bedrock
	Sand		Dyn Dune
	Grus Gravel		Ravin
FJORDAVLAGNINGAR MARINE SEDIMENTS			Terrassbrant Terrace scarp
	Finmo Very fine sand		Mindre terrasshak Small scarp
	Grovmo Fine sand		Älvvallar (schematiska) Point bars (generalized)
	Sand		Skyddsvall Dike
	Grus Gravel		Strandskoning och pålning Revetment
ISÄLVSAVLAGNINGAR GLACIFLUVIAL SEDIMENTS			Aktiv erosion 1954 Erosive activity 1954
	Grovmo Fine sand		Vältplats för timmer Piling site
	Sand		

Geologiska undersökningen är utförd under åren 1953-1954 av Jan Lundqvist med bidrag av G. Eriksson, Gunlög Norin och J. Offerberg.
 Reproduktionsritningen är utförd av Margot Ekman.

ÖVRE KLARÄLVSDALENS TERRASSER OCH STRANDLINJER



- ▼ MG
- Egna observationer
- Äldre observationer enl. von Post och Gillberg

Årsbok 50 (1956)

N:o 545	BÄTH, M., An earthquake catalogue for Fennoscandia for the years 1891—1950. 1956	3,00
» 546	ÅHMAN, E., De glasiga diabasgångarna i Djupviks kalkbrott, Björkviks sn, Södermanland. — With English abstract. 1957	2,00
» 547	LUNDBLAD, B., On the stratigraphical value of the megaspores of <i>Lycostrobus scottii</i> . 1956	1,00
» 548	REDAELLI, L., A petrological investigation in Lake N. Dellen by means of frog-man equipment. 1957	2,00

Årsbok 51 (1957)

N:o 550	LUNDQVIST, J., Övre Klarälvsdalens kvartärgeologi. — With English summary. 1957	5,00
» 551	LUNDQVIST, J., Geokronologiska undersökningar i Värmland. Med en plansch — With English summary 1957	2,50

Ser. Ba.

N:o 14	Jordartskarta över södra och mellersta Sverige. Efter de geologiska kartbladen sammandragen vid S. G. U. av K. E. Sahlström. Skala 1:400000. Mellersta bladet, tryckt 1947	15,00
	Södra bladet, tryckt 1948	15,00
	Norra bladet, tryckt 1949	15,00

Ser. Ca.

N:o 21	LUNDQVIST, G., Beskrivning till jordartskarta över Kopparbergs län. Skala 1:250 000. 1951	20,00
» 27	CALDENIUS, C., and LUNDSTRÖM, R., The landslide at Surte on the river Göta älv.—Special chapters by B. FELLENIUS and E. MOHRÉN. With 5 plates. 1956.	16,00
» 31	BORELL, R., och OFFERBERG, J., Geokronologiska undersökningar inom Indalsälvens dalgång mellan Bergeforsen och Ragunda.—Med 6 planscher. With English summary. 1955	3,50
» 37	GAVELIN, S., och KULLING, O., Beskrivning till berggrundskarta över Västertobottens län. Karta i skala 1:400 000. With English summaries. 1955	45,00

Rapporter och meddelanden i stencil

1.	Utredning rörande det svenska jordbrukets kalkförsörjning 1—2. 1931 (Kartorna utgångna)	15,00
2.	Sveriges lodade sjöar. Sammanställning av K. E. Sahlström 1945	3,00
3.	Rapport över manganmalmsletningen i Jokkmokks socken 1940—48 av O. H. ÖDMAN. Med 4 kartor	4,00

PRINTED IN SWEDEN

Distribueras genom

Generalstabens Litografiska Anstalts Förlag, Drottninggatan 20. Stockholm 16.