SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SERIE C AVHANDLINGAR OCH UPPSATSER NR 618

JAN LUNDQVIST

SUBMORÄNA SEDIMENT I JÄMTLANDS LÄN

SUMMARY:
SUBMORAINIC SEDIMENTS IN THE
COUNTY OF JÄMTLAND, CENTRAL SWEDEN

STOCKHOLM 1967

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER C NR 618 ÅRSBOK 61 NR 3

JAN LUNDQVIST

SUBMORÄNA SEDIMENT

I

JÄMTLANDS LÄN

SUMMARY: SUBMORAINIC SEDIMENTS IN THE COUNTY OF JÄMTLAND, CENTRAL SWEDEN

STOCKHOLM 1967



Klippan 1967 — Ljungbergs Boktryckeri AB

Corrections

to Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. C, nr 618, J. Lundqvist: Submoräna sediment i Jämtlands län.

Page 87, line 5 from below: ... beskrevs ....; Read: .... omnämndes .....

„ 119, „ 18: Read: ... Thorslund (1938, s. 637) dragit den slutsatsen, att leran börjat avsättas på grunt ...

„ 222, „ 5: *Rhamnus*; Read: *Rumex*

Innehåll

Abstract 4
Förord 5
Introduktion 7
Material och metodik 9
Översikt av den glaciala utvecklingen i Jämtlands län 11
Bildning av moräntäckta sediment 15
Beskrivningar av de enskilda lokalerna 24
Diskussion och sammanfattning av de olika regionerna 189
De submoräna sedimentens ålder 207
Utblickar 228
Summary: Submorainic sediments in the County of Jämtland, Central Sweden 252
Litteratur 262

Abstract

The author has made an investigation of the wide-spread till-covered deposits of water-laid sediments in the county of Jämtland, Central Sweden. On the basis of their regional distribution, their petrographic character, the composition of the overlying till, the number of varves in the varved clays, a pollen diagram from a stratigraphy with organic sediment, the fossil content, and some radiocarbon datings, these sediments are interpreted as interstadial. The interstadial is supposed to be of early Weichselian age, separating the two glaciations of Ljungner (1949), and preliminary named the Jämtland interstadial. It can possibly be correlated with the Brörup interstadial in Denmark. Most of the occurrences of sediments earlier interpreted as interglacial are supposed to be related to the same interstadial.

Förord

I och med sommaren 1966 avslutades det ordinarie fältarbetet för den jordartskarta över Jämtlands län, med vilken undertecknad för Sveriges geologiska undersökning (SGU) arbetat sedan 1957. Ett mycket stort observationsmaterial har vid dessa arbeten insamlats. Då kvartärgeologien i detta län är synnerligen mångfasetterad, kanske mer än i de flesta andra delar av Sverige, innebär detta, att redan en rent deskriptivt hållen beskrivning till kartan blir utomordentligt voluminös. Det är knappast möjligt att där inrymma mer än en del av fältiakttagelserna och mer utförliga diskussioner av de olika företeelserna måste helt uteslutas. Annars sväller beskrivningen snabbt till dimensioner, som ej minst av kostnadsskäl är icke önskvärda.

Av de anförda skälen planeras en kartbladsbeskrivning som i mycket liten omfattning är resonerande. Alla mer omfattande resonemang liksom även en mängd iakttagelser av huvudsakligen vetenskapligt intresse kommer att, i den mån tiden medger det, bearbetas och publiceras som separata skrifter i SGU:s serie C. Den föreliggande uppsatsen är den första av dessa publikationer. Problemet med de submoräna sedimenten är nämligen så omfattande, att det väl motiverar behandling i ett fristående arbete.

Materialet till uppsatsen har alltså erhållits vid länskarteringen, vars metodik avhandlas i länsbeskrivningen. Det har insamlats utom av undertecknad själv av de i arbetet deltagande extrageologerna, vilkas insatser närmare specificeras i länsbeskrivningen. Utöver det vid själva karteringen erhållna materialet har ytterligare sådant välvilligt ställts till förfogande av vissa företag och enskilda. Det gäller Statens vattenfallsverk, SJ:s geotekniska avdelning, Indalsälvens regleringsförening, Ljusnans o. Voxnans regleringsförening, Strömsunds Cementvarufabrik, Byggnadskontoren i Östersund och Frösö, professor B. Asklund, professor P. Thorslund, docent A. Martinsson och docent A. Strömberg. Jag tar tillfället i akt att rikta ett varmt tack till såväl samtliga dessa som extrageologerna.

Analyser och artbestämningar av skilda slag, vilka närmare redovisas i texten, har utförts av professor G. Erdtman, kand. H. Flodqvist, fil. lic. E. Magnusson, fil. lic. Urve Miller, fröken Irma Ortman, fil. lic. J. Praglowski och fil. kand. Ann-Marie Robertsson (pollen), docent Maj-Britt Florin (diatoméer), professor H. Sjörs, ingenjör E. Åberg (vedrester), fil. mag. F. Björkbäck, fru Elsa Nyholm (ört- och mossrester), intendent J. Lepiksaar (vertebratrester) samt professor C. H. Lindroth och dr. G. R. Coope (insektsrester). C14-dateringarna har, där

de ej citeras från litteraturen, utförts vid laboratoriet för radioaktiv datering i Stockholm under ledning av fil. lic. G. Östlund och ing. L. Engstrand.

Till samtliga dessa liksom till förste statsgeolog H. Möller, som haft vänligheten att kritiskt granska manuskriptet, stannar jag i stor tacksamhetsskuld. Vidare riktar jag ett varmt tack till deltagarna i exkursioner och andra resor, särskilt kvartärgeologiska institutionens i Uppsala licentiandexkursion 1966, vilka bidragit med kritik och synpunkter.

Jan Lundqvist

Introduktion

Alltsedan förekomsten av moräntäckta, sedimentära bildningar först observerades i de centrala delarna av Jämtland, har dessa bildningar varit föremål för mycken spekulation. Flera mindre specialarbeten har ägnats åt dem och vid arbeten med andra kvartärgeologiska problem i området har man självfallet alltid måst ta hänsyn till dem och på ett naturligt sätt infoga dem i sammanhanget.

Första gången ifrågavarande lagerföljder observerades tycks ha varit vid A. G. Högboms undersökningar i Jämtlands län. Redan 1885 omnämnde han ett antal lokaler med dylika bildningar, dock utan att den gången våga sig på någon förklaring av deras uppkomst. 1888 försökte emellertid Gerard De Geer att i en uppsats om isdelarens läge under de båda sista nedisningarna sätta in observationerna i sitt sammanhang. Han tolkade de moräntäckta sedimenten såsom avsatta i skedet mellan dessa båda nedisningar. Med hänsyn till vad man på den tiden kände till om nedisningarnas förlopp får man tyda detta som att De Geer avsåg en interglacialtid. Till den interglaciala tolkningen anslöt sig även A. G. Högbom (1893) och hans uppfattning framlades även i första upplagan av beskrivningen till den geologiska kartan över Jämtlands län (A. G. Högbom 1894).

Gunnar Andersson, som i Jämtland speciellt studerade issjöarna och deras avlagringar, var i stället av den meningen att sedimenten var senglaciala och avsatta i olika stadier av Centraljämtska issjön (1897, 1897 a). Till denna uppfattning anslöt sig A. G. Högbom i andra upplagan av länsbeskrivningen (1920). Man bör i detta sammanhang beakta, att denna senare uppfattning ej byggde så mycket på ett verkligt studium av de moräntäckta bildningarna själva, utan fastmer influerades av den allmänna synen på issjöutvecklingen. Genom sina ursprungliga studier hade Högbom kommit fram till den interglaciala tolkningen.

Utan närmare specialstudier av de submoräna bildningarna anslöt sig även G. Frödin (1925) till den vid den tiden rådande allmänna uppfattningen av sedimenten som senglaciala. Även efter ett mera omfattande studium av en rad dylika lokaler vidhöll Frödin (1954) den uppfattningen, vilken utvecklades till hypotesen om den epiglaciala isframstöten. Denna hypotes innebär, att sedimenten i Storsjöbygden överskridits av is vid en tillfällig reaktivering av istäcket i senglacial tid. Frödin har emellertid inte velat inbegripa alla de av honom undersökta lokalerna i den epiglaciala hypotesen. Lokalerna kring Storsjöns sydände

ligger utanför det område som berörts av den förmodade epiglaciala isframstöten. En annan förklaring har därför måst tillgripas, nämligen att sedimenten på dessa lokaler avsatts subglacialt i anslutning till dödis. Frödin betecknade dem som dödislagerföljder.

Andra forskare har ägnat vissa lokaler grundligare studium och därvid kommit till den slutsatsen att sedimenten är interglaciala. Det är lokalerna på Frösön med omgivningar (Asklund 1936), Vålbacken (Thorslund 1938, 1939) och Pilgrimstad m. fl. (Kulling 1945). Beträffande Vålbacken och Pilgrimstad får den interglaciala tolkningen stöd i C14-dateringar av växtrester, som finns inbäddade i sedimenten (G. Lundqvist 1957). Något bevis för hypotesens allmängiltighet utgör dock i de flesta fall ej dateringarna — det organiska materialet kan teoretiskt tänkas vara inbäddat i yngre sediment. Till en interglacial tolkning av de moräntäckta sedimenten i Ströms Vattudal syns också Ängeby (1951, 1951 a) vara benägen att ansluta sig, om än han uttrycker sig mycket försiktigt.

Beträffande samtliga hittills utförda undersökningar gäller, att endast ett ganska litet antal lokaler kunnat beaktas. De noggrannaste undersökningarna har varit specialstudier av enskilda lokaler. Även totalt har hittills endast ett mindre antal lokaler varit kända. Vid den nu avslutade karteringen av jordarterna i Jämtlands län har emellertid ytterligare ett antal lokaler med submoräna sediment blivit kända och vidare har från de redan tidigare beskrivna ett större material erhållits, vilket kunnat underkastas specialundersökningar. Det är därför motiverat att på nytt skärskåda problemet och försöka samordna observationerna från samtliga lokaler. Det är blott alltför lätt att framkasta även väl grundade hypoteser med utgångspunkt från en enda eller ett fåtal lokaler. För att en tolkning skall vara invändningsfri måste emellertid samtliga observationer, liksom tolkningen av övriga samhöriga företeelser i området, låta sig inordna i densamma. Därmed är givetvis inte sagt att en och samma tolkning behöver vara tillämplig på alla observationer — förutsättningen är blott att samtliga inordnar sig i en helhetsbild. Detta är icke sagt som någon kritik av de äldre arbetena utan endast för att poängtera en svårighet beträffande de aktuella problemen, nämligen bristen på observationsmöjligheter. Då sedimenten är moräntäckta, erfordras alltid större schaktningar el. dyl. för att man överhuvudtaget skall få kännedom om att något finns att undersöka. Någon möjlighet att med nuvarande ekonomiska resurser systematiskt eftersöka moräntäckta sediment i ett större område finns knappast. Det är närmast slumpen som bestämmer vad som blir tillgängligt för observation.

Material och metodik

Som redan nämnts härrör större delen av undersökningsmaterialet från SGU:s arbete med jordartskartan över Jämtlands län. Hela länet har därvid systematiskt genomarbetats och i princip har alla större permanenta skärningar och en mängd tillfälliga sådana granskats. Därigenom har det mesta som överhuvudtaget varit tillgängligt för observation kunnat beaktas i det föreliggande arbetet. Länet är således ett enhetligt undersökt område och det kan därför vara motiverat att inskränka undersökningen till detta. Att de moräntäckta sedimenten ej upphör vid länsgränsen säger sig själv, men observationerna därutanför har för uniformitetens skull ej beaktats i samma grad som i länet. Vissa utblickar även över omgivande trakter görs dock.

Större delen av de redovisade observationerna har gjorts i öppna skärningar. I vissa fall har kompletterande grävningar och borrningar företagits. Om möjligt har kärnfolieborr använts för borrningarna. Detta gäller vissa finkorniga sediment. I övrigt har spadborr och sond utnyttjats för komplettering i grövre material. Ett problem har dock varit, att framför allt leror och mjälor i regel är så hårda, att det varit fullständigt omöjligt att neddriva de till buds stående borrarna. Hårdheten syns bero på dels den mekaniska sammansättningen, dels en viss konsolidering, vilken närmare redovisas i det följande.

De uppgifter som lämnats av andra observatörer grundar sig på sonderingar utan provtagning, vilket innebär en felmöjlighet. Man kan nämligen ej med hundraprocentig säkerhet avgöra en jordarts natur med dylika metoder. Så kan t. ex. moränleran i Jämtland ibland vara så ren, att den vid sondering påminner om en sedimentär lera. Å andra sidan kan de sedimentära lerorna ofta innehålla sten, varför förekomsten av sådana alls icke behöver indicera moränlera. Vidare kan i vissa trakter moränen på djupet innehålla så rikligt med sedimentsliror, att den vid borrning kan ge intryck av ren sand eller mo.

Vid undersökningen har prover insamlats från åtminstone ett representativt urval av lokalerna. Proverna har rutinmässigt underkastats vissa undersökningar såsom siktnings- och slamningsanalyser och vissa kemiska analyser. De sistnämnda har egentligen utförts som ett led i jordartskarteringen och anförs ej i det följande om inga speciella skäl föreligger. Vidare har i samtliga prover som innehållit fingrus (2—6 mm) bergarterna bestämts under binokulärmikroskop med tidigare beskriven metodik (J. Lundqvist 1952). I vissa fall har även vanliga stenräkningar enligt G. Lundqvist (1935) utförts.

Där man kunnat misstänka att sedimenten innehållit mikrofossil, har pollen-

och diatoméanalys gjorts. Pollenanalyser har utförts vid SGU av fil. lic. Urve Miller, fil. lic. E. Magnusson och fil. kand. Ann-Marie Robertsson samt av kand. H. Flodqvist. Diatoméanalyserna har gjorts av docent Maj-Britt Florin och fil. lic. Urve Miller. Det är i första hand de finkornigaste sedimenten som undersökts på detta sätt. I regel har resultatet varit negativt. Fossilinnehåll har endast påträffats i det fåtal fall som anförs i lokalbeskrivningarna.

I såväl morän som grövre sediment har i många fall även orienteringsanalyser av materialet gjorts. Detta har delvis skett i fält på sten- och grusmaterialet. Då särskilt moränen ofta är ytterst hård och stenfri, har det dock visat sig fördelaktigt, att i stället göra dessa bestämningar under mikroskop i orienterade slipprov.

Avvägningar har i vissa fall företagits av de moräntäckta sedimentens överytor. Dessa har alltid gjorts med barometer, vilket kanske kan betraktas som en otillräcklig metod. Man bör då beakta, att eftersom arbetena utförts inom länskarteringens ram, det gällt att göra dem så litet kostnads- och tidskrävande som möjligt. Vidare har lokalerna alltid avvägts från närliggande kända höjdpunkter med täta kontroller, varför man nog kan våga påstå, att bestämningarna är riktiga på ett par meter när. Detta får anses vara en för ändamålet fullt tillräcklig noggrannhet, enär sedimentens överytor aldrig kan förutsättas vara bevarade. Även en exakt avvägning kan därför endast ge en mycket ungefärlig uppfattning om det verkliga, ursprungliga höjdläget.

De lokaler som behandlas i denna uppsats är uteslutande sådana, där man har anledning förmoda, att lager av sediment förekommer under ett ytlager av morän in situ. Då det är ställt utom tvivel, att sedimenten utgör rena linsbildningar i morän, har lokalen ej upptagits till diskussion. Ej heller har sådana lokaler medtagits, där det klart och tydligt framgått, att sedimenten kommit att täckas av moränmaterial genom ras i postglacial tid, i bemärkelsen efter det att isen upphört att influera på jordartsbildningen vid lokalen ifråga. Om det av sammanhanget otvetydigt framgått, att sedimenten är subglacialt bildade och alltså samtidiga med ovanliggande morän, har likaledes lokalen uteslutits. Som exempel på sådana bildningar kan nämnas de dödislagerföljder, som från olika områden beskrivits av Mannerfelt (1945). De lokaler som upptas till granskning och diskussion är endast sådana, där åtminstone en teoretisk möjlighet finns, att sedimentet härstammar från tiden före sista nedisningen. Avsikten med detta arbete är således ej i första hand att utreda möjligheterna för subglacial sedimentation. Syftet är i stället, att i belysning av övriga lokaler med moräntäckta sediment komma fram till ett omdöme om de motstridiga uppfattningar som framförts beträffande de klassiska lokalerna. Därmed är inte sagt, att den tolkning som framförs i det följande skall visa sig vara sista ordet i frågan. Ytterligare ett syfte med undersökningen är att, i den mån som sedimenten visar sig vara äldre än sista nedisningen, ge någon föreställning om de geografiska förhållandena under motsvarande skede.

Översikt av den glaciala utvecklingen i Jämtlands län

En närmare utredning av hela den glaciala utvecklingen, dvs. isrörelser, deglaciationsförlopp och issjöar, kommer att framläggas i ett fristående arbete. En kort översikt av huvuddragen av utvecklingen är dock nödvändig för en riktig inpassning av de moräntäckta sedimenten i sitt sammanhang. Detaljerna är i detta sammanhang av underordnad betydelse, t. ex. när de olika förloppen ägt rum, vilket samband olika issjöstadier haft med varandra, vilken form isranden haft etc. Den följande framställningen bygger på de resultat, som framkommit vid länskarteringen, där så erfordrats kompletterade med ledning av tidigare i litteraturen framlagda uppfattningar. Att de äldre hypoteserna i viss mån är motstridiga spelar i sammanhanget mindre roll, då det endast är huvuddragen det gäller.

Det är sannolikt, att nedisningen började i form av ett istäcke över fjällkedjan, varifrån isen spred sig över fjällens förland. I inledningsskedet låg isdelaren hela tiden kvar över fjällen. Innan den hann förskjutas österut skedde åter en avsmältning. Denna inledande fas av nedisningsperioden identifierades av Ljungner (1949), som benämnde den primglaciationen.

Efter deglaciationsskedet, vilket uppenbarligen utgör en tidig interstadial, utbildades ånyo ett istäcke med isdelare över fjällen. Denna gång försköts isdelaren österut till ett läge som över Jämtlands län löper i en båge från södra Härjedalen över Bräcketrakten och Stugun upp mot Hammerdalstrakten (fig. 1). Denna östliga isdelare benämndes av G. Frödin (1914 a, s. 544) den mesoskandiska, till skillnad från den äldsta, i fjällen belägna paleoskandiska. Som framgår av fig. 1 vid jämförelse med Frödins bild (t. ex. 1925, pl. VI) har den mesoskandiska isdelaren visat sig ha betydligt längre utsträckning mot SV än Frödin antagit. Den av honom angivna s. k. härjedalska isdelaren är i själva verket ett mellanled mellan den paleoskandiska och den mesoskandiska isdelaren.

Mot Strömsundstrakten försvinner den här aktuella delen av den mesoskandiska isdelaren. En fortsättning följer i nordöstra Jämtland och kan följas vidare norrut. Den mesoskandiska isdelaren sönderfaller alltså i en nordlig och en därifrån skild sydlig del.

Mot nedisningens slutskede försköts åter isdelaren in emot fjällen. I norra Jämtland nådde den därvid de neoskandiska isdelarlägena, som löper i nord-sydlig riktning från Föllingetrakten upp mot länets nordände. Det vill synas som om helt lokala iscentra därefter uppträdde i vissa av de högre fjällområdena.

Den neoskandiska isdelaren upphör N om Storsjön. I dennas bäcken saknas

tecken på en yngsta egentlig isdelare. Däremot förekommer mångenstädes yngsta räfflor, som indicerar svaga, mer eller mindre radiella rörelser inom en iskropp i Storsjöns sänka och omgivande dalar och slättland. G. Frödin (1954) har endast observerat dessa inom vissa trakter och därvid tolkat dem som tecken på den s. k. epiglaciala isframstöten (se nedan).

S om Storsjön fanns en motsvarighet till den neoskandiska isdelaren i nordost-sydvästlig riktning över höglanden SV om Storsjöns sydände. Indikationerna är dock mer oklara.

Vid deglaciationen var förloppet i stort det av bl. a. G. De Geer (1940) skisserade. En isfront i nordost-sydvästlig riktning retirerade sålunda västerut från den bottniska kusten, medan en annan försköts österut från Atlantkusten. Recessionsförloppet i öster har klarlagts av Borell och Offerberg (1955) och Lidén (1911, 1913). I väster gäller i stort sett det förlopp, som G. Frödin (1913, 1914) redovisat. V om den från väster retirerande isfronten var en rad issjöar uppdämda, bland dem främst Centraljämtska issjön. Allteftersom isen smälte, sänktes issjöarna till lägre nivåer, varefter en slutlig avtappning skedde genom älvdalarna mot öster.

De olika issjösystemen har beskrivits av en rad forskare. En sammanfattning av hittills publicerade undersökningar har lämnats av G. Lundqvist (1961). Som resultat av länskarteringen kan allmänt sägas, att tidigare undersökningar visat en tendens att ge issjöarna alltför stor utbredning i öster. Det förefaller nu ganska klart, att de östra delarna av de äldre kartornas issjöar i själva verket intagits av dödis, i enlighet med de principer som framkommit på andra håll (se t. ex. Holdar 1957). Spridda strandmärken även inom ifrågavarande områden förekommer och antyder, att lokala dämningar skett inom de sönderfallande dödismassorna. Dämningarna har ibland skett till nivåer, som sammanfaller med issjönivåerna längre mot väster. En ungefärlig uppfattning om hur långt mot öster de öppna issjöytorna sträckt sig ger följande uppgifter: I Ljusnans dal och bidalarna N därom är den på G. Lundqvists (1961) karta angivna utbredningen i stort sett riktig, medan SV därom, upp mot Rogen, endast obetydliga dämningar ägt rum. G. Frödins (1925) gamla bild är där knappast riktig. I Ljungans dal (Öster 1932) har större öppna issjöytor knappast existerat nedan Storsjön. Marginalsjöar har dock S om dalen funnits längre österut, medan N om dalen dödis intagit området. Den klassiska bilden av Indalsälvens issjöar, dvs. Centraljämtska issjön (G. Andersson 1897; A. G. Högbom 1910) med sidosjöar, är i Storsjöbäckenet starkt överdriven vad sjöarealen beträffar. I väster, dvs. Åredalen V om Ocke samt Kallsjöns bäcken, har öppna issjöar utan tvekan funnits. Det är emellertid högst tvivelaktigt om några större, öppna vatten täckt själva Storsjöbäckenet. För dessa förhållanden kommer en närmare redogörelse att lämnas i ett separat arbete. Likaså förefaller det som om vissa sidodalar, där issjöar tidigare antagits (t. ex. G. Frödin 1913), helt eller delvis intagits av dödis. Det gäller t. ex. Mjölkvattnets dal i norr och delar av N. Dromissjöns

område. Från de övre delarna av Långans och Hårkans vattensystem har G. Frödin (1914) antagit komplicerade system av issjöar. Bilden torde i stort sett vara riktig, om än ganska stora delar även av dessa issjöar i själva verket intagits av is. Om Faxälvens dal gäller, liksom om de sydligare dalarna, att den gamla issjöbilden (t. ex. Gavelin 1910) tycks vara överdriven i öster. Det är högst osäkert, om issjön nått längre än till trakten av Fågelberget. I området N om huvuddalen saknas spår av issjöar. Från inlandet O om de ovannämnda issjöarna har en rad issjöar beskrivits av J. Lundqvist (1959). Dessa torde i regel utgjort öppna vatten. Hammerdalsissjön (Roos 1956) har däremot, liksom den av G. Frödin (1954) beskrivna Revsundsissjön, varit till större delen fylld av dödis.

Gerard De Geer (t. ex. 1940) tänkte sig att den Centraljämtska issjön tappades genom Indalsälvens dalgång då de öster- och västerifrån retirerande isfronterna närmat sig varandra så mycket, att den återstående smala isbarriären kunde genombrytas av sjöns vatten. Detta var den s. k. bipartitionen, av Lidén (1938) daterad till 6839 f. Kr. (6923 enl. E. Nilsson, 1960). Efter bipartitionen skulle en stor isrest ha legat kvar i södra Jämtland och Härjedalen avskild från huvudisen i norr. Såsom senare visats av G. Frödin (1954) och J. Lundqvist (1959) har förloppet dock varit annorlunda än vad De Geer tänkte sig det. Centraljämtska issjöns dränering gick först genom Ljungans dalgång i söder. Endast de sista, relativt obetydliga tappningarna ägde rum längs Indalen. Isfronten retirerade på normalt sätt mot norr över denna dal. De isrester som avsnördes från huvudisen i Härjedalen låg längre västerut än den klassiska bipartitionsbilden visar. Medan området S om Indalsälven blev isfritt, låg is kvar i Storsjöbäckenet, särskilt i dess södra del, och sträckte sig vidare sydväst ut i Härjedalen. Isresterna var i stort sett stagnerande, men som ovan nämnts ägde svaga rörelser rum i Storsjöisen och något kraftigare i isen i Härjedalen. Snart nog upphörde dessa rörelser och istäcket upplöstes i dödisar i höglandens sänkor och dalar. Isen N om Storsjön-Indalen var ännu aktiv, men efter hand avsnördes från dess ytterområden partier som avsmälte som dödis.

Den föregående summariska skildringen av den glaciala utvecklingen torde vara tillräcklig för en inpassning av de submoräna sedimenten i rätt sammanhang. Det är i princip fyra olika tolkningsförslag som framlagts i tidigare arbeten: Sedimenten är interglaciala, "epiglaciala", subglaciala eller bildade vid oscillationer.

Att sedimenten skulle vara interglaciala i ordets egentliga betydelse, dvs. bildade före hela den ovan skisserade utvecklingen, hävdades ursprungligen av G. De Geer (1888) och A. G. Högbom (1893, 1894) samt senare av de forskare som specialstuderat vissa lagerföljder, nämligen Asklund (1936), Thorslund (1938, 1939) och Kulling (1945). Även G. Frödin (1916) tänkte sig från början närmast en sådan tolkning. Ängeby (1951) har, om än med en viss försiktighet, antytt denna ålder. Hypotesen i fråga har föreslagits för lokalerna kring Ös-

tersund och Frösön, kring Storsjöns södra del och Brunfloviken samt för Ströms Vattudal. Från nämnda hypotes skiljer sig något Ljungners (1945) åsikt. Han preciserade bildningen till en interstadial i nedisningens tidigare skede.

Den epiglaciala tolkningen, framförd och hittills endast omfattad av G. Frödin (1954), innebär att den från Storsjöområdet mot norr retirerande isfronten reaktiverades och gjorde en framstöt från ett okänt recessionsläge i norr. Den yttersta gräns framstöten nådde gick enligt Frödin (1954, pl. 3) från Alsensjön i rakt sydostlig riktning över Norderön till Bräcke, där den böjde av mot öster (se fig. 1). Vid framryckningen uppdämdes åter Storsjöns bäcken med påföljd att de sista stadierna av Centraljämtska issjön och Revsundsissjön upprepades. I issjöarna och även i övrigt i området under det isfria skedet avsatta sediment överskreds av isen och täcktes med morän. Grunden för denna teori skildras närmare på sid. 213. De lokaler med submoräna sediment, som Frödin ansåg tillhöra det epiglaciala skedet, är samtliga de av honom omtalade från centrala och norra delarna av Jämtland och även längre norrut, dvs. lokalerna vid Ströms Vattudal, mellan denna och Storsjön, kring Indalsälven närmast nedan Storsjön samt hela området kring Östersund, Frösön och Brunfloviken. Lokalerna kring Storsjöns sydände ansågs bildade på annat sätt. Däremot innefattades området kring Revsundssjön i den epiglaciala tolkningen.

Oscillationshypotesen, dvs. antagandet av smärre framstötar av isfronten under en större del av dess recession, tillämpades av ett flertal forskare vid sekelskiftet sedan det interglaciala åskådningssättet kommit ur modet. Antagandet av sådana oscillationer var det närmast till hands liggande, då man tolkade de moräntäckta sedimenten som senglaciala issjöbildningar. Hypotesen tillämpades för de klassiska lokalerna kring Storsjön först av Gunnar Andersson (1897) och upptogs sedan av A. G. Högbom (1910, 1920) samt av G. Frödin (1925) innan han utvecklade den epiglaciala teorin. Även G. De Geer (1940) övergick till oscillationshypotesen från att från början varit interglacialist. För lokaler vid Ströms Vattudal och Flåsjön har oscillationer antagits främst av Gavelin (1910), Lidén (1913) och A. G. Högbom (1920). Beträffande Indalsälvens dalgång har samma åsikt framlagts av Fegræus (1890), A. G. Högbom (1899) och Caldenius (Carlzon 1913).

En subglacial sedimentavsättning som förklaring till ifrågavarande bildningar har, vad beträffar de lokaler som behandlas i det följande, endast antagits av G. Frödin (1954). Hans tolkning berör i detta avseende endast lokalerna kring Storsjöns sydände. Att moräntäckta sediment i övrigt kan uppkomma genom subglacial sedimentation är ett känt faktum och har i Jämtland visats framför allt av Mannerfelt (1945).

Bildning av moräntäckta sediment

Ett moräntäcke på vattenavsatta sediment kan ha tillkommit på olika sätt. En kort översikt av dessa är nödvändig för tolkningen av de aktuella bildningarna i Jämtland. Moränen kan ha kommit att täcka sedimenten genom ras eller jordflytning, i vilket fall den ligger i sekundärt läge. Vidare kan morän och sediment ha avsatts mer eller mindre samtidigt i direkt anslutning till is, som ej nödvändigtvis behöver ha varit aktiv. I dessa fall kan avsättningen ha skett invid isens kant eller under isen, subglacialt. Mellan de nämnda bildningssätten finns övergångar. Gentemot de följande föreligger däremot en principiell skillnad. Sedimenten kan också ha avsatts utanför isen eller utan allt samband med denna och senare överskridits av en framryckande isfront. Det kan ha varit fråga om smärre oscillationer av isranden, om en större sådan eller slutligen om framryckningen av istäcket i sin helhet vid nedisningens början. I de förstnämnda fallen har sedimenten avsatts under en interstadial, i senare fallet under en interglacial.

Ras och jordflytning

Här avses ras och jordflytning, som ägt rum utan allt samband med is, dvs. postglacialt i den bemärkelsen att isen upphört att påverka jordartsdepositionen. Som redan nämnts kommer bildningar, som tveklöst är att hänföra till denna kategori, icke att behandlas i denna uppsats.

I den mån ytlagret utgör ren talusbildning eller eljest bildats genom ras från branta stup o. dyl. låter det sig i regel utan svårighet identifiera som rasmaterial. Redan läget och ytformen demonstrerar i de flesta fall bildningssättet. Vidare härrör materialet i en ren talusbildning nästan uteslutande från berggrunden på platsen. Även block- och stenmaterialets orientering är ett indicium: Denna följer markens lutning eller kan vara vinkelrät däremot.

I de fall där skred eller jordflytning föreligger i flackare terräng kan materialet vara svårare att identifiera. Större skred framträder dock i regel väl i terrängformerna, bland vilka i synnerhet skredärren även efter lång tid är synliga t. ex. på flygbilder. Mindre skred och jordflytning ger ej upphov till några bestående terrängformer som kan identifieras men kan ändå förflytta material långa sträckor. Man har i andra länder exempel på att material har transporterats som flytjord kilometervis även i ganska flack terräng (se Schmid, 1955, och däri anförd litteratur). Materialtransport av sådana dimensioner fordrar dock säkerligen relativt sparsam vegetation och speciella (periglaciala) klimatförhållanden.

Antagandet av dylika extremförhållanden strider emellertid mot vad vi hittills vet om utvecklingen i Jämtland, om än vissa tecken onekligen finnas, som kan tyda på periglaciala förhållanden av antydd typ (J. Lundqvist 1962, s. 87).

Under normala betingelser sker dock ej jordflytning i så stor skala som ovan nämnts. Flytjorden har i stället formen av smala och tunna lober, som flutit ut några tiotal meter över omgivningen. Så vitt bekant är inga dylika flytjordsföreteelser beskrivna från Sverige utanför fjällen. Jag har dock haft tillfälle att studera dem i USA (New England), varför vissa jämförelser med de jämtländska moräntäckta sedimenten är möjliga. Likheten är ej stor. Karakteristiskt för den verkliga flytjorden är en lucker konsistens utan presstruktur samt ibland inveckade skikt av underlaget, som påminner om vissa frostjordsstrukturer (Brodelboden, involutions).

Det bör även beaktas, att i Danmark ett flytjordstäcke på andra avlagringar är en rätt allmän företeelse. Nørvang (1943) har beskrivit en rad sådana lokaler. Flytjorden uppträder där i flack terräng och har mycket växlande mäktighet. Dess inre byggnad karakteriseras av sliror och inveckade skikt av underliggande jordart. Vidare förekommer ofta ett utkilande av flytjord och underlag i varandra. Några om presstruktur erinrande företeelser syns ej ha observerats.

Iskontaktbildningar

En övergångstyp mellan de rena raslagerföljderna och de subglaciala bildningarna utgör de iskontaktlagerföljder, som efter Flint (t. ex. 1929) uppmärksammas framförallt i USA. På geologiska kartor brukar man där som en speciell grupp av kvartära avlagringar, jämförlig med morän, sediment etc., urskilja s. k. "ice-contact stratified drift". Dessa bildningar har uppkommit invid en stagnerande ismassa. Uppkomsten har i princip klarlagts av Flint (1929): I kontakten mellan is och fastmark bildas smärre vattensamlingar och strömmar. Invid dessa avsmälter isen snabbare under vattenytan än ovan denna. Då sediment avsätts i vattnet, kan dessa komma att mellanlagras eller täckas av moränmaterial, som frigörs från isen. Flint (1933) urskilde tre olika lägen, där sådana lagerföljder kan uppkomma, nämligen i vattensamlingar invid isens kant, vid smältningen av begravda isblock samt vid erosion mellan iskanten och fastmarken eller uppe på isen.

Lagerföljden i hithörande bildningar kan växla avsevärt. Sedimenten kan variera från grus till lera och alla övergångar mellan kompakt bottenmorän och luckert grus förekommer. Som nämnts kan moränmaterialet förekomma såväl på ytan av som inne i sedimenten. Av vikt är att, som Flint (1929, s. 282) visat, lagerföljder som är inverterade jämfört med normala kan uppkomma. En lera kan alltså uppåt övergå i mo och sand och slutligen täckas av grus och i ytan morän.

Till iskontaktbildningar, eller möjligen till de subglaciala bildningarna, får man räkna den typ av lagerföljder, som Frödin (1954, s. 141 ff.) beskrivit

från området kring Storsjöns södra del. Huruvida hans tolkning är riktig kommer att diskuteras i det följande — att i princip sådana bildningar kan uppkomma torde dock vara klart. Frödins tolkning innebär i korthet, att vatten från redan frilagda höjdområden sökt sig ned under i sänkorna kvarliggande is. Därvid har grus, bl. a. i form av deltan, avsatts i anslutning till iskanten och i viss utsträckning kunnat bli täckt av morän. Dessa iskontaktbildningar har på lägre nivå en fortsättning i subglaciala avlagringar.

Subglacial sedimentation

Möjligheterna för avsättning av sediment under ett istäcke, varvid sedimenten lätt kunnat erhålla ett täcke av morän, har diskuterats mycket i den kvartärgeologiska litteraturen. Att grövre sediment, dvs. åsar och därmed analoga isälvsavlagringar, kan bildas subglacialt torde vara ställt utom tvivel. Hypotesen att vissa rullstensåsar är bildade på detta sätt torde först ha framförts av Strandmark (1885, s. 10). Allvarliga argument mot teorin kan väl knappast anföras, även om givetvis flera andra möjligheter för åsbildning existerar. Iakttagelser från nutida glaciärer bekräftar i stället teorin. Från Jämtland och angränsande trakter har Mannerfelt (1945) visat många exempel på subglacialt avsatta glacifluviala sediment av skilda typer. Den här åsyftade typen av subglaciala sediment kan karakteriseras som helt normala åsbildningar, vilka ofta — dock ej alltid — har ett tunt täcke av morän. Störningar i form av veck, sättningar o. dyl. kan förekomma i sedimenten, men har i regel ej större omfattning.

En subglacial sedimentation av såväl grövre material av glacifluvial typ som finare, har antagits av Gjessing (1960) i en utsträckning, som knappast kan sägas vara allmänt vedertagen. I korthet går Gjessings teori ut på, att dräneringen från den avsmältande landisen gått subglacialt från det att terrängen började smälta fram ur isen ända till avsmältningens slutskede. Från början har den följt tunnelsystem med koncentrerade strömbanor, isälvar. I senare stadier blev isen så uttunnad, att den kunde lyftas av vattentrycket. Dräneringen i tunnlar ersattes då av en dränering på bred front. En förutsättning för att ett dylikt förlopp skulle äga rum var, att en grundvattenyta, bestämd av en passpunkt vid utloppet, existerade i isen. Med andra ord, förloppet ägde rum i de lägen, där vedertagna teorier antar förekomsten av isdämda sjöar. Då isens uttunnande fortskred bakåt, kunde småningom smältvattnet söka sig fram under isen i den riktning dräneringen nu följer. Under förloppets första fas, tunneldräneringen, avsattes grovt material av sand—block. Även i den andra fasen, dräneringen på bred front, skedde en sedimentackumulation, men nu av finare material, huvudsakligen mo. Då isen avsmälte i tunnelsystemets tak genom smältvattnets inverkan kunde sedimenten byggas upp till ansenlig mäktighet. Egendomligt nog tycks de subglaciala sediment, som sålunda bildats, i regel ej ha något ytlager av morän. Vore tolkningen riktig skulle man nog väntat sig sådant i betydande utsträckning.

De sediment som Gjessing åsyftar är i stor utsträckning sådana som eljest tolkas som sandurbildningar, issjösediment och lateralbildningar. Som ett generellt omdöme om Gjessings hypotes måste nog sägas, att det erfordras starkare skäl än de av honom anförda för att man skall överge de äldre tankegångarna. Emellertid ger onekligen hypotesen synpunkter på problemet om sedimentation i glacial miljö, som är beaktansvärda. Om än ej hypotesen är tillämplig i alla delar, så kan dock sannolikt dess principer äga giltighet.

Hoppe (1960) har riktat viss kritik mot Gjessings arbete. Han framhåller, att upplyftningen av istäcket måste resulterat i ett hastigt uppsprickande, varigenom öppna vattenytor bildats, som snabbt utvidgade sig bakåt genom kalvning. Sålunda uppkom isdämda sjöar, i vilka på normalt sätt issjösediment avsattes. I själva verket lämnar iakttagelserna från de jämtländska issjöområdena ett starkt stöd för en sådan teori, dvs. en kombination av Gjessings uppfattning och den klassiska issjöteorien.

En annan väsentlig punkt i Hoppes kritik gäller förekomsten av en grundvattenyta i isen. Gjessing tänkte sig, att en dylik grundvattenyta varit bestämmande för anhopningen av morän och annat material, som rasat ned under och invid isens kanter. Hoppe (1960, s. 377) däremot ansåg det enklare att anta "att små laterala vattensamlingar kunnat uppstå här och var efter dalsidorna, där mycket vatten runnit till (vilket naturligtvis inte behöver utesluta att deras nivå bestämts av en grundvattenyta i isen)". Medan de uppkomna ackumulationerna enligt Gjessings uppfattning till stor del är subglaciala, är de enligt Hoppe snarare laterala. Observationer från Jämtland stöder Hoppes uppfattning, och en likartad åsikt har också framlagts beträffande den s. k. Hammerdalsissjön (J. Lundqvist 1959, s. 10). Bildningen av sediment i det inledande skedet enligt Gjessings uppfattning förefaller att vara helt analog med den ovan skildrade bildningen av iskontaktsedimenten (s. 16).

De i Gjessings hypotes åsyftade sedimenten skiljer sig till utseendet ej från andra, normalt såsom isälvs- och issjösediment uppfattade bildningar. De har således i och för sig föga gemensamt med i denna uppsats behandlade bildningar. Hypotesen anförs som ett bidrag till diskussionen om möjligheten för sediment att avsättas subglacialt.

Andra bildningar, vilka tolkats som subglaciala och visar större överensstämmelse med de här behandlade, har beskrivits av Hoppe. Det gäller bl. a. den s. k. Kalixpinnmon, vilken ursprungligen (Beskow 1935; G. Lundqvist 1943) betraktades som bildad vid oscillationer. Moräntypen består alltigenom av hopkörda och sliriga sedimentpackar av väsentligen mo under en normal moränyta. Inknådade moränartade partier förekommer. Enligt Hoppes (1948) uppfattning är emellertid Kalixpinnmon subglacialt bildad av på bred front framrinnande smältvatten i omedelbar anslutning till isranden. Detta är en uppfattning, som erinrar om den av Gjessing (1960) framförda åsikten (Hoppe 1960, s. 377). Senare iakttagelser av Kalixpinnmo inom områden, där inga andra tecken

på isoscillationer finns, t. ex. i norra Värmland (J. Lundqvist 1958, s. 62), lämnar stöd åt Hoppes (1948, s. 72) åsikt att israndens oscillationer varit obetydliga. En viss likhet med andra såsom subglaciala tolkade sediment beskrivna av Hoppe (1963), gör emellertid, att man ställer sig tveksam om överhuvudtaget några oscillationer ägt rum.

De sistnämnda sedimenten utgörs av uppresta och veckade mopackar mellan- och överlagrade av tunna moränbäddar i områden med kullig morän i inre Norrbotten. Härom säger Hoppe uttryckligen, att inga spår av isoscillation finns och det geografiska läget gör det f. ö. osannolikt, att sådana rörelser ägt rum. Som nämnts drar Hoppe den slutsatsen, att sedimenten är subglacialt avsatta. Det är dock att märka, att han ej strängt skilt mellan verkligt subglaciala bildningar och iskontaktsediment — vilket f. ö. i praktiken torde vara mycket svårt, enär gränsen är flytande. Väsentligt i sammanhanget torde endast vara, att sedimenten bildats i nära anslutning till ett sönderfallande istäcke. De kan alltså mera neutralt betecknas som dödisbildningar.

Möjligheten för subglacial sedimentation även av mycket finkorniga bildningar, lera och mjäla, har hävdats av Wennberg (1949, t. ex. s. 138 ff.). Då de av honom anförda lagerföljderna visar likheter med vissa jämtländska submoräna lerlagerföljder, är hans uppfattning av visst intresse i sammanhanget. Den av Wennberg behandlade leran är på djupet seg och stenfri och blir uppåt sandigare och stenrikare. Den täcks av morän. Bevisen för att leran avsatts subglacialt är dels direkta, dels indirekta sådana, som bygger på tolkningen av deglaciationsförloppet. Bevisföringens bärkraftighet skall här ej närmare diskuteras. Det må endast anföras, att de direkta stratigrafiska bevisen ej förefaller övertygande. Det är visserligen ej uteslutet att åtminstone övre delen av leran avsatts under randzonen av en is, men rimligast syns det att tolka lagerföljden som tecken på en isframryckning.

Bevisen i deglaciationsförloppet bygger i huvudsak på Wennbergs uppfattning om isströmmarnas (NO-isen och den baltiska) samtidighet och kontakt med varandra. Då Wennberg förnekade, att en isfri zon förefunnits mellan isarna, tvingades han anta, att sedimenten mellan de motsvarande moränerna avsatts subglacialt. Andra forskare, som arbetat med samma problem, har emellertid ej funnit belägg för Wennbergs uppfattning, utan antagit förekomsten av en isfri zon med normal, extramarginal sedimentation (Johnsson 1956, s. 240; Möller 1959, s. 25 ff.). De har visserligen ej helt förnekat att subglacial sedimentavsättning kunnat förekomma, men ej heller funnit bevisen för en sådan övertygande. Båda har dock på teoretiska grunder ifrågasatt, om mäktig lera verkligen kan bildas subglacialt.

Tullström (1954) har gjort en närmare utredning av problemet och funnit en rad omständigheter, som talar mot en subglacial leravsättning i det av honom undersökta området. Genom försök har han dock visat, att teoretiska grunder syns förefinnas för möjligheten av subglacial sedimentation t. o. m. av stenfri,

homogen lera. Enligt Tullströms (1954, s. 60) resonemang bör dock tecken på en sådan sedimentation kunna iakttas i en skärning i leran, t. ex. i form av skiktstörningar, anhopning av sten etc.

Isframryckning

En möjlighet till uppkomst av moräntäckta sediment som principiellt skiljer sig från föregående erbjuder en framryckning av isfronten över tidigare avsatta sediment. I sådana fall behöver sedimenten icke ha något genetiskt samband med isen eller de under- och ovanliggande moränbäddarna. Vilka sediment som helst kan ha överskridits av isen. De kan vara av glacigent ursprung lika väl som de kan vara icke-glacigena minerogena eller organiska bildningar.

I sistnämnda fallen är sedimentens natur i sig själv säkert belägg för att moräntäckningen tillkommit vid en framryckning av isen. Då sedimenten är eller kan vara glacigena blir frågan mer komplicerad. Såsom indicier för att isen verkligen överskridit utanför densamma avsatta sediment får tolkas följande fakta, självfallet under förutsättning att moräntäcket ligger i primärt läge och ej tillförts genom ras el. dyl.

1. Den ytliga moränbädden och sedimenten har olika petrografisk sammansättning, dvs. härrör från områden med olika berggrund. Förhållandet är dock inte entydigt, ty även inom ett och samma istäcke kan rörelsen ha växlat, så att bäddar med olika bergartsmaterial uppkommit. Vidare kan ett under isen rinnande vatten och isen själv haft olika rörelseriktning eller av andra orsaker hämtat sitt material i andra områden. Ett känt faktum, som kommer till synes vid regionala undersökningar (t. ex. Hellaakoski 1930; G. Lundvist 1951, s. 34 ff.; Virkkala 1958, s. 100), är att blockmaterialet i en ås skiljer sig från materialet i omgivande morän. Bäddar av sediment och/eller morän kan därför ha väsentligt olika litologisk karaktär även då de avlagrats av en och samma is.

2. Moränbädden avskär diskordant underliggande sediment. Icke heller detta förhållande är entydigt. Även om moränmaterialet tillförts lagerföljden på annat sätt än genom framryckande is, kan lätt en viss erosion av underlaget ha skett i samband med depositionen. I den mån sedimenten är av glacifluvial typ, behöver en diskordans knappast ens betyda, att någon erosion skett just vid morändepositionen. Det är vanligt, att en glacifluvial sedimentserie är diskordant avskuren upptill eller visar diskordanser i sitt inre, vilka alla är uppkomna redan vid sedimentets egen avsättning på grund av den glacifluviala sedimentationsmekaniken.

3. Moränbädden övergår kontinuerligt i underliggande sediment. Detta förhållande kan innebära att sediment och morän avlagrats i nära samband med varandra men kan även bero på att moränens undre del bildats genom en omlagring av tidigare avsatta sediment. I regel kan nog ett närmare studium av kontaktförhållandena lösa problemet, särskilt i kombination med andra här uppräknade indicier. Om sålunda moränen bildats genom omlagring av sedimenten

kommer detta förhållande i regel till synes även genom veckningar o. dyl. i sedimenten, i form av inbakade, bättre bevarade sedimentpartier i moränen samt gärna en viss förändring i vertikalled inom moränbädden.

4. Sedimenten uppvisar störningar i form av veckbildningar, överskjutningar, glidningar, förkastningar o. dyl. Sådana företeelser kan självfallet även uppkomma på annat sätt, t. ex. vid skred och sättningar i samband med sedimentationen eller efter denna. Framför allt om sedimentationen skett i direkt anslutning till is kan sådana störningar uppkomma vid isens försvinnande. En annan typ av störningar är kvicksandsfenomen, som uppkommer i finkorniga jordarter då dessa befrias från ett överskott av vatten. Detta kan ske under sedimentationens gång genom att de ovanliggande lagren pressar ut ett vattenöverskott ur de undre lagren. Liknande fenomen kan troligen även vara resultat av ändringar i grundvattenståndet och f. ö. också av frostens inverkan. Vid vattenavgången, som i regel sker uppåt, där minsta motståndet möter, rycks den halvflytande sedimentmassan av kvicksands- eller kvickleretyp med, varvid lagringen starkt rubbas. I princip erinrar processen om tjälskottsbildningen på vägarna.

Alla de här uppräknade möjligheterna för uppkomst av störningar ger i regel ganska begränsad effekt. Sker dislokationerna inom ett större område märks vanligen betydande variationer i den drivande kraftens riktning. Därigenom skiljer sig sådana störningar från dem som orsakats av framryckande is. I sistnämnda fall är kraften riktad åt samma håll över större områden. Om de olika typerna av dislokationer analyseras, kan man bestämma riktningen och sätta den i relation till kända isrörelse- och blocktransportriktningar.

5. Sedimenten visar, även om de i övrigt inte är deformerade, en pressstruktur eller i extrema fall skiffrighet som ej är enbart en lagringsföreteelse. Sådana strukturer kan vara utbildade diskordant med lagringen. De antyder, att sedimentet utsatts för stort tryck efter sin avlagring. Trycket måste varit så stort, att man har svårt att tänka sig att det kan ha åstadkommits av annan faktor än is. Något entydigt bevis för att isen verkligen överskridit en tidigare isfri yta lämnar dock inte heller denna företeelse. Sedimentavsättningen som sådan torde visserligen utesluta istryck vid sedimentationstillfället, men givetvis kan förhållandena senare ha ändrats, så att t. ex. subglacialt avsatta lager blivit utsatta för pressning.

6. Om de moräntäckta sedimenten är mera packade eller konsoliderade än de icke moräntäckta i samma område kan detta tyda på, att sedimenten är väsentligt äldre än ovanliggande morän. Det kan också betyda att sedimenten utsatts för stort tryck även om inga pressningsfenomen el. dyl. uppkommit. Emellertid kan även subglacialt avsatta sediment, t. ex. sandsliror inne i moränen, visa en högre packningsgrad än normalt. Vidare kan i kalkrika trakter som Jämtland en omsättning av karbonat på djupet åstadkomma en hopkittning och konsolidering av sediment, vilken alls icke behöver innebära hög ålder eller

påverkan av stort tryck. En noggrann undersökning av sedimentens struktur och konsolideringens kemiska natur kan dock bringa en viss klarhet i dessa frågor.

7. Förekomst av en vittringshorisont i sedimentens övre del antyder, att dessa måste vara äldre än en täckande morän. Hänsyn måste självfallet tas till markvittringens utbildning även i den täckande moränen, särskilt när det gäller så tunna moräntäcken som oftast förekommer på de här aktuella sedimenten.

Förekomst av vittrade block och stenar i sedimenten kan tänkas ha samma innebörd som en distinkt vittringshorisont men är ett högst osäkert indicium. Tidigare vittrade block kan ha inbäddats i yngre sediment. Vidare är det ej orimligt, att block under gynnsamma omständigheter kan vittra även då de är inbäddade i sediment. Härpå tyder observationer av starkt vittrade block i de värmländska fjordsedimenten.

8. I den mån organiska avlagringar eller andra sediment, som kan bestämmas som icke-glacigena, täcks av morän får detta anses som ett entydigt bevis för en isframstöt. Mera svårtolkat blir förhållandet om de organiska lämningarna ligger i sådant läge, att de kan tänkas vara omlagrade.

I den mån organiskt material bildar en uthållig, sammanhängande horisont får man anse det ganska sannolikt att det avlagrats under relativt lugna förhållanden utanför isen. Man har svårt att tänka sig sådana lager uppkomna under eller i direkt anslutning till isen — men kanske är en sådan tankegång alltför mycket dikterad av förutfattade meningar. Indiciet på en isframstöt får dock i detta fall anses tämligen starkt om än ej helt bindande.

Annorlunda ställer sig problemet om endast enstaka växt- eller djurrester finns inbäddade i minerogena sediment. Sådana lämningar kan påträffas även i rent glacigena jordarter som morän, och säger ingenting om sedimentets bildningshistoria eller eventuella isframstötar. Detta gäller inte endast motståndskraftiga rester som ben o. dyl. utan även mycket bräckliga sådana. De senare kan ha transporterats i fruset tillstånd, eventuellt infrusna i brottstycken av äldre avlagringar. F. ö. har G. Lundqvist (1960, s. 24), med hänvisning till Goldthwait (1956, s. 136), riktat uppmärksamheten på hur även mycket ömtåliga växtdelar kan bevaras under en framryckande is.

Som regel kan därför sägas, att förekomst av enstaka organiska rester ej får tillmätas avgörande betydelse vid tolkningen av en lagerföljds uppkomst. Från fall till fall får de närmare omständigheterna utvisa om några slutsatser i detta hänseende kan dragas av fyndet.

Om säkra belägg finns för att sediment inom Jämtlands län blivit täckta med morän vid en isframstöt, föreligger flera olika möjligheter för sedimentens ålder. Dessa diskuteras närmare på s. 207.

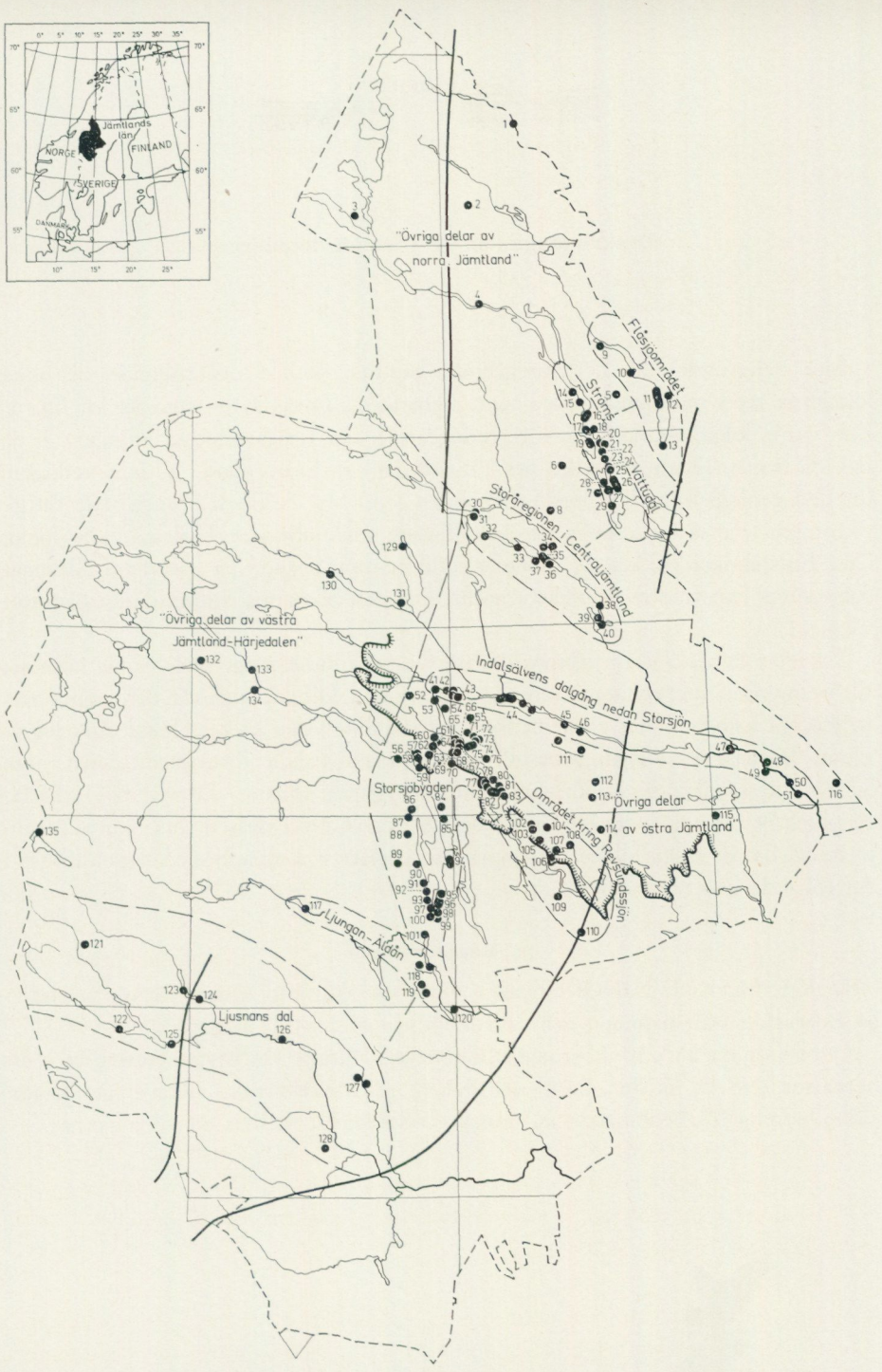


Fig. 1. Karta över de i uppsatsen beskrivna lokalerna och den därvid tillämpade regionindelningen. Kartan visar även de viktigaste ostligaste resp. västligaste isdelarlägena (grova linjer) och gränsläget för G. Frödins (1954, pl. 3) epiglaciala isframstöt (tandad linje). Skala ca 1: 2 000 000.

Map showing the localities described and the regional division applied in the following text. It also shows the most important positions of the ice divides in the west and east (coarse lines) and the limit of the so-called epiglacial ice advance according to G. Frödin (1954, pl. 3; hatched line).

Beskrivningar av de enskilda lokalerna

Mot bakgrunden av det föregående kapitlet skall i det följande de olika lokalerna med moräntäckta sediment behandlas. Deras läge framgår av fig. 1. För varje lokal lämnas en kort redogörelse för tidigare beskrivningar. I de fall då ingen sådan översikt ges, är lokalen ej förut känd. Vidare redogörs för den geologiska miljön och lagerföljden samt för i trakten observerade räffelriktningar. På så vis erhålls en i möjligaste mån objektiv bild av varje lokal. Den fullständiga bilden av isrörelseriktningarna bygger på sammanställningar som delvis kan vara av subjektiv natur. För den allmänna bilden därav hänvisas till s. 11.

I princip behandlas varje enskild observationslokal för sig, men för att undvika alltför mycket upprepningar sammanslås i några fall närliggande och uppenbart samhöriga lokaler under en gemensam rubrik. För varje enskild lokal eller lokalgrupp lämnas ett tolkningsförsök. Detta är gjort helt förutsättningslöst utan hänsyn till såväl äldre tolkningar som närliggande lokaler. Därvid bör erhållas en objektiv bild av varje lokals bidrag till problemet i dess helhet. En sammanfattning, där de olika lokalerna grupperas och sätts i samband med varandra ges i det följande kapitlet (s. 189).

1. Borgadammen

LOKALBESKRIVNING. Lokalen utgör en skärning utmed västra stranden av Borgasjön från dammen och norrut. Nivån är ca 490 m ö. h.

Övre moränen är grusig och tämligen tunn. Den består enbart av fjällbergarter (98 % skiffer, 2 % amfibolit i grusfraktionen), vilka ej ger någon säker ledning för bedömande av transportriktningen. Ställvis kan den saknas.

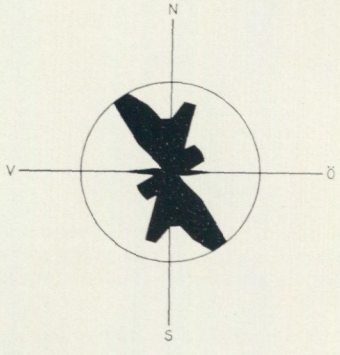


Fig. 2. Stenmaterialets orientering i övre moränen vid Borgadammen. — Uppmätt av C. Fredén 1965.

Orientation of the stone material in the upper till at Borgadammen.

Kartbilden kan ge ett intryck av att moränen i själva verket är rasmaterial från Borgahällans branta stup. Så är dock ej fallet. De moräntäckta sedimenten bildar en flack rygg som skiljs från fjällbranten av ett myrstråk.

Antagandet styrks av blockens orientering. Analysen (fig. 2) visar en ganska utpräglad orientering i ca N 35° V. Man spårar även ett orienteringsmaximum i NNO-SSV.

Sedimentserien utgörs av ca 3 m mäktig sand och mo. Under 3 m blir sedimenten grövre och övergår i grus av glacifluvial typ.

Kontakten mot moränen är skarp. Ställvis är dock sedimenten i sin övre del hopkörda och påminner om Kalixpinnmo (fig. 3).



Fig. 3. Sandiga, något veckade sediment täckta av morän vid Borgadammen. — Foto J. Lundqvist 1959.
Sandy, till-covered sediments at Borgadammen.

Borrningar, som utförts i samband med anläggandet av dammen, visar en växellagring mellan morän och sediment på djupet (fig. 4; uppgifter ur SGU:s arkiv). Delvis är dock möjligen sedimenten linsbildningar i moränen. Såsom säkra submoräna sediment kan man betrakta dels de ovan beskrivna, vid sjöstranden belägna, dels de understa, mäktiga sedimenten i sektionens västra del.

Undre moränen är ej känd till sin karaktär.

RÄFFELRIKTNINGAR. Den enda säkert kända räffelriktningen i trakten är från O. Längre in i fjällen och fjälldalarna söderut förekommer dock en yngre riktning från NV. Säkerligen har motsvarande isrörelse förekommit även kring Borgasjön. Bergarterna är emellertid sådana, att överhuvudtaget inga räfflor observeras.

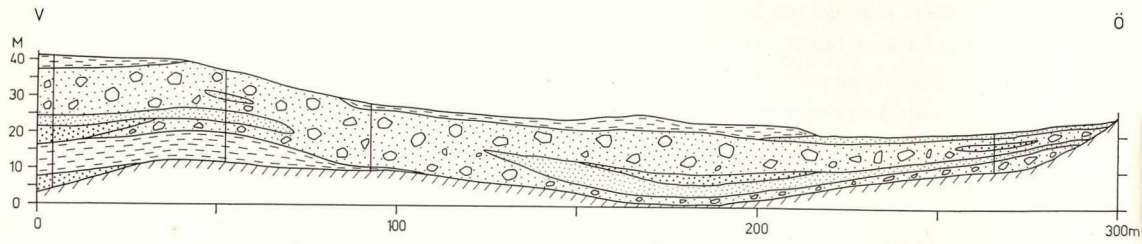


Fig. 4. Sektion genom de submoräna sedimenten vid Borgadammen uppmätt av G. Ekström. Lagret med blocksymboler = morän; grova prickar = sand; fina prickar = grovmo; brutna streck = finmo.
Section through the submorainic sediments at Borgadammen. Bed with boulder symbols = till; coarse dots = sand; fine dots = fine sand; broken lines = silt.

TOLKNINGAR. Sedimenten antyder, att Borgasjöns sänka varit dämd till åtminstone ca 40 m över den naturliga pasströskeln. Olösta problem är dock vad som orsakat denna dämning och när denna ägt rum. Sannolikt är däremot, att sedimenten överskridits av is, som kommit längs dalen i NV. Lokalen lämnar i sig själv föga bidrag till tolkningen av de submoräna sedimenten. Den snabba växellagringen mellan morän och sediment gör det dock troligast, att det är fråga om sådana linsbildningar, som i Ljungans och Ljusnans dalar utgör en övergångsform mellan morän och isälvsavlagringar (jfr. s 179 ff.) Man kan dock ej bortse från möjligheten av att det rör sig om oscillationsbildningar.

Sedimenten kan ha avsatts i Borgaissjön (Gavelin 1910, s. 32), vars yta legat i stort sett på 580 à 590 m ö. h. Man bör vidare observera Gavelins (1910, s. 31) uppgifter om lera överlagrad av stenigt grus kring Storjola samt moräntäckta sediment i Avasjö. Gruset kan vara strandbildningar. Nivån är dock låg (upp till 568 m ö. h.) jämfört med issjöns strandnivå, varför det ej är uteslutet att ytgruset i själva verket är morän. I så fall antyds möjligheten av en isframryckning över sedimenten av större omfattning.

2. Blomhöjden

LOKALBESKRIVNING. Lokalen utgörs av moräntäckt sand, som bildar en antydan till terrass nedanför gårdarna i Blomhöjden, V om Sjoutnäs. Nivån torde vara något över 500 m ö. h.

Övre moränen är grusig, och ½ à 1 m mäktig. Materialet är fjällbergarter. Det är så grusigt, att det ej är helt uteslutet att det är sedimentärt grus. Dock är blocken skarpkantiga och jordarten så osorterad att den nog närmast bör betraktas som morän, (fig. 5).

Sedimentserien utgörs av ren sand med smärre grusinlagringar. Sådan sand syns f. ö. även under moränen längs stigen österut från Blomhöjden. På huvudlokalen uppgår sedimentmäktigheten till minst 1 m, O därom är den helt okänd. Kontakten mellan morän och sediment är jämn och utan störningar eller pressfenomen.



Fig. 5. Sand täckt av grusig morän vid Blomhöjden. — Foto J. Lundqvist 1959.
Sand covered with gravelly till at Blomhöjden.

Undre morän är ej observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR. Traktens huvudsakliga räffelriktning är från O med stora lokala variationer. I dalen NV om Sjoutnäs är även en troligen yngre riktning från NV observerad.

TOLKNINGAR. Lokalen i sig själv tillåter inga tolkningsförsök. Skred torde vara uteslutet, men däremot är en subglacial tolkning tänkbar. Därför talar jordarternas luckra konsistens, traktens svagt utbildade dödisformer och bristen på störningar i sedimenten.

3. Lermon

LOKALBESKRIVNING. Lokalen är en flack, terrassartad kulle strax ovan Lermon på Kvarnbergsvattnets norra sida. Att döma av Generalstabskartans höjdsiffror torde nivån vara ca 370 m ö. h. eller något däröver.

Övre moränen är ca 1 m mäktig och starkt pressad. I kullens yttersida (mot SO) är den ytligt svallad.

Sedimentserien består enbart av minst 3—4 m mäktigt, fint grus. Skiktningen däri är horisontell.

Undre morän är ej observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR. Huvudriktningen är från OSO med stora lokala variationer. Längre norrut vid Kvarnbergsvattnet har en tydlig vridning till riktningar allt mer från NO, N och lokalt t. o. m. NV observerats.

TOLKNINGAR. Skred och subglacial bildning torde vara uteslutna möjligheter. Gruset markerar sannolikt en strandnivå eller iskontakt. Nivån överensstämmer ganska väl med Frostviksissjöns (jfr Gavelin 1910, s. 26), vilket gör det möjligt, att en oscillation av iskanten givit upphov till moräntäckningen. Då issjöns nivå bestämts av pasströskeln vid Tunnsjöen i Norge, är det emellertid ej otroligt, att även äldre vattensystem bestämts av samma nivå, under förutsättning att en uppdämning skett i öster. Lokalen tillåter dock ingen närmare utredning av frågan.

4. Sjulsåsen

LOKALBESKRIVNING. Lokalen utgör en 15 à 20 m hög åskulle i västra delen av Sjulsåsen mellan Gäddede och Alanäs. Lagerföljden har kunnat studeras i ett stort grustag. Nivån är 320 m ö. h. eller något lägre.

Övre moränen varierar i mäktighet från 0 till närmare 6 m. I sin undre del är den starkt grusig och utgör sannolikt omlagrade sediment.

Sedimentserien är en klar åsbildning. Materialet växlar från sand till block, med grusiga lager som huvudmassa. I stort sett dominerar finare material på djupet och det grövsta i de övre delarna. I sanden förekommer även bankar av ännu finare material, t. o. m. finmo. Skiktningen i sedimenten stupar i huvudsak mot N.

Ställvis är sedimenten hopkörda och påminner om Kalixpinnmo. Detta gäller främst i ytligare delar men lokalt även på djupet. I sådana fall kan kontakten mot moränen vara oskarp, eljest är den i regel mycket skarp och diskordant.

Undre morän är ej observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR. Lokalen är belägen nära huvudisdelaren. Två helt skilda räffelsystem förekommer i trakten, ett äldre från O och ett yngre från VNV. Inom den ostliga sektorn märks en tydlig vridning från sydostligare till nordostligare. En sannolikt yngsta isrörelse ungefär från N-NV har även observerats längre västerut.

TOLKNINGAR. Det förefaller visserligen ej uteslutet, att åsbildningen är subglacialt avsatt men den är av normal subakvatisk typ. I så fall förutsätter den en betydande dämning av Ströms Vattudal ovan Bågede. Möjligen kan denna dämning vara Frostviksissjön men inga strandmärken, som tyder därpå, är kända så långt österut. Eventuellt kan åsen ha uppkommit subglacialt i samband med

avtappningen av denna issjö (jfr s. 13 samt Ängeby 1947, s. 178). Den uppåt tilltagande kornstorleken antyder dock möjligheten av en framryckning av en iskant men detta torde vara högst osäkert. Några närmare tolkningsförsök tillåter ej lokalen i sig själv.

5. St. Allvattnet

LOKALBESKRIVNING. Lokalen är belägen vid vägen på västra sidan av St. Allvattnets södra del, SV om Alanäs. Nivån är ca 350 m ö. h.

Övre moränen är grusig, med kantigt och osorterat material. Vid sidan om de underliggande sedimenten övergår den direkt i en normal stenig, moig morän. Mäktigheten uppgår till knappt 1 m.

Sedimentserien utgörs enbart av lucker, osorterad sand. Lerhalten är så hög som 5 % och grushalten 16 %.

Undre morän är ej observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR. Traktens enda observerade räffelriktning är från NV à NNV.

TOLKNINGAR. Lokalen tillåter inga närmare tolkningsförsök och har sitt intresse endast i samband med lokalerna vid Flåsjön och Ströms Vattudal. En subglacial sedimentation förefaller eljest att vara den mest sannolika förklaringen. Materialets luckra konsistens gör i varje fall en hög ålder eller betydande isframstöt mindre trolig, ehuru ej otänkbar.

6. Kärrnässjön

Vid sydänden av Kärrnässjöns sydvästra del har en mindre åskulle observerats. Nivån är ca 300 m ö. h. På ytan av åsen ligger ställvis tunn morän (< ½ m). Moränen kan vara nedrasad från en intilliggande iskant eller åsen kan vara subglacialt bildad. Lokalen har dock möjligen ett visst intresse i samband med de närliggande lokalerna vid Ströms Vattudal.

Räffelriktningar från NV och NNO förekommer. Den sistnämnda är sannolikt äldre.

7. Stortjärn

Vid vägen vid Stortjärn ca 5 km V om Strömsund finns en sedimentkulle av sand och mo. Denna täcks ställvis av en upp till 1,5 m mäktig moränkappa. Gränsen morän/sediment är dock oklar. Det kan vara en subglacial bildning. Mot bakgrunden av de submoräna sedimenten vid Strömsund får man dock räkna med möjligheten, att det kan vara issjösediment, som överskridits av en is och därvid delvis införlivats med moränen. Nivån är 295 m ö. h.

Sedan ovanstående skrevs, har vid utökad sandtäckt blottats sandiga—finmoiga sediment med kraftigt störd lagring till 4 m mäktighet. En borrning har visat, att sedimenten når en total mäktighet av minst 15 m. De visar kraftiga störningar, närmast av kvicksandstyp.

Mäktigheten, liksom sämre blottade förekomster av likartade sediment längs vägen mellan Stortjärn och Näsviken, utgör ett stöd för en parallellisering med Ströms Vattudals submoräna sediment (s. 32 ff.).

Räffelriktningarna är från NV och NO. Den sistnämnda är äldst.

8. Yxskaftkälen

LOKALBESKRIVNING. Lokalen är ett grustag 3 km VNV Yxskaftkälen på en nivå, som ej bestämts men som kan uppskattas till i runt tal 350 m ö. h.

Övre moränen är traktens normala moig-grusiga men kan lokalt övergå i mer grusartat material. Mäktigheten är ca 1 m. Kontakten mot sedimenten är vågig men ganska skarp och utan diskordans.

Sedimentserien är sand och grus av glacifluvial typ och okänd mäktighet, dock minst ett par m. Sedimentens skiktning är något vågig men kraftigare störningar har ej observerats.

Undre morän är ej observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR se Gåxsjöområdet, s. 48.

TOLKNINGAR. Inga tecken finns, som tyder på att sedimenten skulle vara annat än subglacialt avsatta. Oavsett vilken tolkning som accepteras för det närliggande Gåxsjöområdet, synes lokalen vara alltför högt belägen för att kunna sättas i samband med detta.

9. Lillviken

I SGU:s arkiv föreligger uppgifter av G. Ekström om moräntäckta sediment i Lillviken nära Flåsjöns norra ände. Lokalen ligger 40 m från sjöns strand. Nivån torde vara i runt tal 270 m ö. h. Lagerföljden uppges vara 4 m morän, som täcker mörkt kambrosilurgrus. Vidare uppgifter föreligger ej och lokalen tillåter därför inga tolkningsförsök. Den kan dock ha sitt intresse i samband med övriga lokaler vid Flåsjön.

Den dominerande räffelriktningen är från VNV. G. Frödin (1954, s. 116) uppger dock från Gubbhögen (Högbynäs) några km längre österut även äldre räfflor från OSO och ett mellanliggande system från NNV. En omläggning från en ostlig till en västlig isdelare samt en motsolsvridning av isrörelsen är alltså belagda.

10. Alanäs

I SGU:s arkiv föreligger uppgifter av G. Ekström om moräntäckta sediment i Alanäs. Under en morän, som åtminstone kan vara 3,5 m mäktig, anträffas grus, sand och finmo. Moränen beskrivs som lerig och kan därför förmodas härröra från NV. Övriga uppgifter saknas och tolkningsförsök är därför ej möjliga. Beträffande räffelriktningar hänvisas till Lillviken ovan.

11. Havsnäs

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Lokalen är tidigare omnämnd av A. Gavelin (1910, s. 30), A. G. Högbom (1920, s. 106) och G. Frödin (1954, s. 132). Utförliga beskrivningar saknas emellertid. Vidare uppgifter föreligger dock i SGU:s arkiv av G. Ekström.

LOKALBESKRIVNING. Lokalen utgör spridda observationer i Havsnäs på Flåsjöns västra sida. Inga exakta nivåer är kända men i stort sett håller de sig kring 270 m ö. h.

Övre moränen. Mäktigheten av denna kan uppgå åtminstone till 9,5 m. Traktens normala morän härrör från N-NV men exakta uppgifter om den morän som överlagrar sedimenten saknas.

Sedimentserien. Ekströms sedimentuppgifter avser sand och mo. Gavelin (1910, s. 30) anför även en uppgift av Lidén om "fet, svart issjölera".

Undre morän är ej observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR. Den dominerande räffelriktningen är från NNV. Från Lillholmen strax SO om Havsnäs anför G. Frödin (1954, s. 116) äldre räfflor från O och en motsolsvridning inom det nordliga systemet. Dessutom har i Havsnäs observerats räfflor av okänd åldersställning från NO.

TOLKNINGAR. Lokalen har av Lidén (1913, s. 25) och A. G. Högbom (1920, s. 106) ansetts tyda på en oscillation av iskanten. Gavelin (1910, s. 30) uppger vidare, att man kring Flåsjön återfinner spår av "ett framryckande af landisen, analogt med det vid Dragan antydda och i Storsjötrakten påvisade."

Lokalen i sig själv tillåter inga mer ingående tolkningsförsök. Den submoräna leran skiljer sig dock enligt beskrivningen väsentligt från traktens senglaciala issjösediment. Gavelins parallellisering med Ströms Vattudal och Storsjöbäckenet verkar mycket sannolik. En rimlig tolkning är därför, att sedimenten avsatts framför en från O eller N framryckande iskant, som sedan överskridit dem. Blockmaterialet pekar närmast mot det andra alternativet men detta innebär en hydrografi, som väsentligt skiljer sig från nutidens.

12. Ö. Havsnäs

I SGU:s arkiv finns uppgifter av G. Ekström om moräntäckt grus, sand och mo vid Ö. Havsnäs på Flåsjöns östra sida, S om utloppet. Lokalerna ligger ett par hundra meter från sjön och nivån torde vara 270 m ö. h. eller något däröver. Moränens kända mäktighet uppgår till 4,5 m. I övrigt är inga fakta kända och lokalen tillåter i sig själv inga tolkningsförsök. För möjliga sådana samt för traktens räffelriktningar hänvisas till lokalen 11. Havsnäs.

13. Lövberga

I SGU:s arkiv finns en uppgift av G. Ekström om morän på finmo ca 70 m från Flåsjöns södra strand i Lövberga. Inga fler fakta är kända. Det är möjligt att mon tillhör områdets normala issjösediment, och blivit täckt av morän genom

skred eller ras från en intilliggande iskant. Det är dock även tänkbart, att lokalen kan parallelliseras med övriga lokaler utmed Flåsjön. För en möjlig tolkning av dessa hänvisas till Havsnäs, s. 31.

Vid Lövberga är två räffelriktningar kända, en äldre från NNO och en yngre från NNV. Det är dock troligt, att även övriga under Havsnäs nämnda isrörelser gjort sig gällande här.

Ströms Vattudal

Från Ströms Vattudal föreligger en mängd iakttagelser av moräntäckta sediment från Hillsand i norr till Strömsundstrakten i söder. Lokalerna hör säkerligen mycket nära samman, varför de lämpligen behandlas som en enhet. De enskilda observationspunkterna anförs dock var för sig. I några fall är moräntäcket obetydligt men sedimentens typ och lagerföljd ställer det helt utom tvivel, att även dessa är direkt samhöriga med de verkligt moräntäckta sedimenten.

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Lokalerna beskrevs från början, utan att deras karaktär av submoräna bildningar observerades, av A. G. Högbom (1894, s. 80, 82). Gavelin (1910, s. 29 ff.) jämställde emellertid bildningarna i fråga med Storsjöbäckenets submoräna sediment, trots att ingen täckande morän omnämnts. Senare har dock denna tydligen observerats, ty A. G. Högbom (1920, s. 106) beskrev sedimenten som "moräntäckta issjösediment". Framför allt har de hithörande bildningarna studerats av Ängeby (1951; 1951a, s. 656). Tyvärr framgår det ej alltid av hans beskrivningar vilka bildningar som är moräntäckta, men det vill synas som om han jämställt de flesta av områdets sediment. G. Frödin (1954, s. 132 ff.) har sedan i korthet diskuterat avlagringarna i fråga, dock utan att anföra ytterligare lokalbeskrivningar.

14. HILLSAND. Från Hillsand föreligger endast en kortfattad uppgift av G. Ekström i SGU:s arkiv om att under morän iakttagits "jäslera" samt 1 m sand. Sanden underlagras möjligen åter av morän. Inga ytterligare fakta är kända.

15. VEDJEBERGET. Lokalen är belägen vid vägen på östra sidan av Vedjeberget på Dragans västra sida. På en nivå, som ej bestämts men torde ligga minst 20 m över Dragans yta, har där observerats ren sand under tunn, moig morän. Sanden kan vara svallsediment eller glacifluvial men blottningen var dålig och observationerna osäkra.

16. HÖSTOPPEN. Lokalen utgör en delvis hög strandbrink vid och S om det gamla vägslutet på Dragans östra sida strax N om Höstoppen. Sedimenten fortsätter även mot N och har observerats så långt som ca 2 km längre norrut. Deras övre yta når i stort sett 315 m ö. h. och bildar på denna nivå ett upp till 300 m brett plan.

Övre moränen förekommer tämligen sporadiskt. Terrassytan förefaller

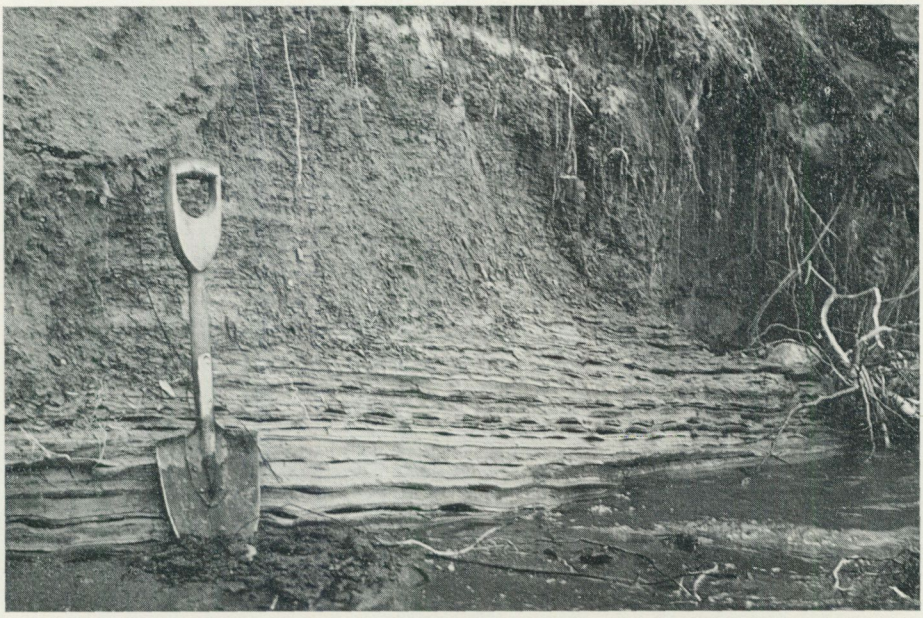


Fig. 6. Varvig lera under mäktig sand och grus vid Höstoppen. — Foto J. Lundqvist 1959.
Varved clay under thick beds of sand and gravel at Höstoppen.

att i stort sett utgöras av grus eller av isen lätt omlagrat sådant. Mot N och S sjunker sedimentytan. Där blir den övre moränen mäktigare. Den utgörs enbart av traktens kambrosilurbergarter, kvartsiter och sparagmiter.

Sedimentserien utgörs vid strandbrinkens fot i lokalens centrala del, dvs. strax S om vägslutet, av varvig lera (fig. 6). Denna är en typisk glaciallera med 50 % ler och 36 % mjäla. Skiktningen stupar svagt mot S. Vidare förefaller skikten lätt vågiga. Detta kan möjligen bero på senare störningar men ser snarast ut att vara en primär struktur, som representerar ripples el. dyl. Leran är starkt konsoliderad och visar bl. a. rostbeläggning på skiktytorna. Den når åtminstone ett par meter över Dragans yta men avlöses där successivt av mo och sand, som uppåt ersätts av grus. Blockmaterialet i det senare kännetecknas av påfallande mycket granit samt traktens kvartsit, sparagmit och gråvackor. På djupet blir sedimenten åter grövre. En spadborrning från lerans undre del nådde endast 1,5 m därunder (= under sjöns yta). Sedimentet var på det djupet ren finmo, som var utomordentligt hård men vid omrörning blev flytande.

En borrning med motordriven sond har nått 8 m under Vattudalens yta. Den har visat, att de finkorniga sedimenten har en mäktighet av ca 8 m, varunder följer grus. Lagerföljden tycks vara mycket lik den vid Sandviken uppmätta (fig. 7).

Undre moränen är ej observerad.

17. RISNÄS — ÄSPNÄS. På en sträcka av ca 3 km utmed Dragans östra sida kring Risnäsets och Äspnäsets byar utbreder sig en upp till 25 m hög terrass.

I denna är lägre terrasser utskurna. I erosionsbrinken vid sjön och i grustag finns goda möjligheter att studera lagerföljden.

Övre moränen kan bli åtminstone 3 m mäktig men saknas ofta. Till karaktären är den grusig och består av de i trakten anstående bergarterna. I grusfraktionen utgör fjällbergarter med säkert nordvästligt ursprung 19 %, vartill med all sannolikhet bör läggas 45 % gråvackor och alunskiffer. 36 % är av helt oklart ursprung medan intet material är av entydigt ostligt eller nordostligt ursprung (se tabell 1).

TABELL 1.

BERGARTER I GRUSFRAKTIONEN I MORÄN OCH SUBMORÄNA SEDIMENT I STRÖMS VATTUDAL

Rock types in the gravel fraction of till and submorainic sediments at Ströms Vattudal

	Sandviken	Näsviken		Äspnäs	Vägskälsberget	
	Undre grus	Övre morän	Grus	Övre morän	Övre morän	Sand
Granit, gnejs	13 %	41 %	37 %	12 %	7 %	21 %
Seveskiffer	13	12	5	18	3	9
Köliskiffer	—	4	1	—	—	—
Amfibolit	—	3	+	1	—	—
Sparagmit	28	3	1	—	—	—
Kvartsit		18	10	24	7	23
Gråvacka	40	19	46	41	26	37
Alunskiffer	4	—	—	4	2	6
Kalksten	1	—	—	—	55	4
Porfyr	1	—	—	—	—	—

Sedimentserien synes att döma av Ängebys (1951, s. 63) uppgifter utgöras av mjäla, finmo el. dyl. Huvuddelen av de direkt iakttagbara sedimenten är dock sand och grus. Skiktningen däri tyder på att sedimenten avlagrats av strömmar från NO. Det är vidare att märka, att mycket finkorniga sediment förekommer även i seriens översta delar. Närmast under den täckande moränen har sålunda observerats mo, hållande 38 % finmo, 25 % mjäla och 16 % ler.

Veckningar och andra störningsfenomen förekommer i sedimenten. I de övre delarna är de ibland helt omlagrade till Kalixpinnmo och kan även växellagra med bankar av ren morän. De är vidare hårt packade och hopsintrade.

Undre moränen är ej observerad. Ängeby (1951a, s. 657) uppger dock att vid Äspnäs "förekommer en mjälig morän under lager av grövre material". Av hans resonemang vill det synas som om han betraktar detta som en dubbel morän, varav den undre är väsentligt äldre och av mer västligt ursprung än den övre.

18. ÄSPNÄSVIKEN. Lokalen är belägen innanför viken närmast O om Äsp-

näs. Där förekommer morän på sediment på några få meters höjd över Vattudalens yta.

Övre moränen är ovanligt lerig, vilket tyder på hög halt av de lokala skiffrarna. Den är dock ej närmare undersökt. Mäktigheten uppgår till ca 1 m.

Sedimentserien utgörs av finmoig, flytbenägen sand av okänd mäktighet.

Undre morän är ej observerad.

19. BONÄSET — SANDVIKEN. Från Bonäset på Dragans västra sida och söderut 2 km förbi Sandviken ligger en flackt välvd terrass av upp till 400 m bredd. Vid Sandviken har den en högsta höjd av 24 m över Dragan (310 m ö. h.), varifrån den sänker sig mot S. Ytan är en normal moränyta (dock knappast storblockig som Ängeby, 1951, s. 64, uppger) men nipor vid stranden och borrningar har visat, att terrassen huvudsakligen är uppbyggd av sediment.

Övre moränen är ej närmare undersökt.

Sedimentserien består från terrassytan ned till en nivå av ca 290 m ö. h. av växellagrande grus, sand och mo, väsentligen dock ett fint stritt

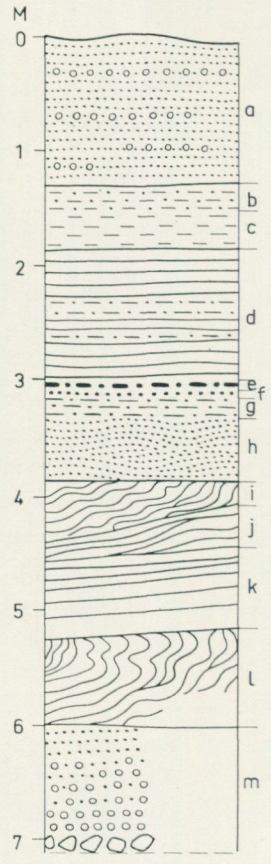


Fig. 7. Profil genom sediment vid Sandvikens tegelbruk. Det hela täcks av ytterligare ca 15 m sand och grus. a = grusig sand; b = varvig mo; c = varvig mjäla; d = blå varvig lera; e = moskikt med ortsten; f = grov sand med mjälarand; g = mjäla—finmo; h = sand med oregelbunden skiktning; i = grå, torrskorpeartad, finvarvig mjällera; j = blå varvig mjällera; k = blå mo, ev. med ca 6 varv; l = grå, torr, varvig lera; m = sand, nedåt allt grusigare.

Profile through sediments at the Sandviken brickyard, covered with about 15 meters of sand and gravel. a = gravelly sand; b = varved fine sand; c = varved silt; d = blue varved clay—silt; e = fine sand with enrichment of ferric hydroxide; f = coarse sand with thin layer of silt; g = silt—very fine sand; h = sand with irregular bedding; i = grey, dry, fine-varved, silty clay; j = blue, varved, silty clay; k = blue, fine sand, possibly with six varves; l = grey, dry, varved, clay; m = sand, grading downwards into gravel.



Fig. 8. Varvig lera vid Sandvikens tegelbruk; lager i — k i fig. 7. Varven är starkt utvalsade genom glidning och veckning. — Foto J. Lundqvist 1963.
Varved clay at the Sandviken brickyard; the beds i — k in Fig. 7.

grus. Strömskiktning är vanlig häri och Ängeby (1951, s. 64) uppger även "en viss årsskiktning" i de undre delarna.

Under grusserien följer en komplicerad lagerföljd av lera, mo och sand (fig. 7). Den dominerande leran i övre delen av serien är klart ljusblå, lätt sidenglänsande och till sammansättningen en starkt mjälig mellanlera (32 % ler, 63 % mjäla). Den visar tydlig varvighet och är starkt tixotrop. Denna övre lera vilar på ett tunt, rostigt sandlager samt tunna, sandig-mjäliga sediment, som saknar drag av glacigena bildningar. Under dessa följer starkt veckad, varvig lera, mellanlagrad av sand och mo. De undre lerpackarna (fig. 8) skiljer sig helt från den övre leran. Varvigheten är av en avvikande typ och även färgen är annorlunda, grå eller mörkt blågrå. Vidare är leran bitvis starkt uttorkad. Den naturligaste förklaringen till lagerföljdens utseende är kanske, att ett skred föreligger. Störningarna i de undre lagren kunde kanske också tydas så. Emellertid gör de växlande lertyperna och kontakterna mellan de olika sedimenten, att man får ett tydligt intryck av ett par skilda sedimentationscykler.

Deformationerna av lagren förefaller ej heller att vara orsakade av skred. Deras utseende antyder att trycket varit riktat mot S från N. Skred däremot skulle givit upphov till en annan typ av störningar och tryckriktningen borde varit från SV. Visserligen ger den höga strandbrantens utseende vid handen,

att skred ägt rum men dessa förefaller att ha utgjorts av utglidning av stora, terrassartade partier, inom vilka sannolikt omrörningen varit ringa. Därför syns det troligast, att sedimentens veckning åstadkommits av en isström från N längs Vattudalen. I den redan tryckdeformerade lagerserien kan sedan sättningar och förkastningar ha uppkommit genom skred.

Lerans underlag är sand med en kraftig rosthorisont överst. Nedåt övergår sanden i allt grövre grus. Trots att gruset ligger i jämnhöjd med den normala sjöytan är det utomordentligt torrt. Bergarterna i gruset framgår av tabell 1. 14 % av materialet är otvivelaktigt nordvästligt, och ytterligare 45 % är det sannolikt. Intet material härrör säkert från annat håll.

Undre morän är ej observerad.

20. ALVIKEN. Lokalen utgör en skärning invid en avläggningsplats för timmer 1 km in på vägen mot Äspnäs och Näxåsen. Den visar morän på sediment av glacifluvial typ, mycket lika de vid Äspnäs observerade. Något geografiskt samband mellan lokalerna finns dock ej.

Övre moränen är av traktens vanliga sandig-moiga typ och upp till ½ m mäktig. Den skär diskordant av underliggande sediment.

Sedimentserien domineras av sand och mo, till färgen mörka av skiffermaterial. Sedimenten är starkt störda och bankar av moränen är inkilade i dem.

Undre morän är ej observerad.

21. ALVIKENS VÄGSKÄL. Lokalen är belägen vid vägskälet mellan vägarna till Näxåsen och Alanäs. I en mindre ås är ett grustag öppnat, där lagerföljden kan studeras. Större delen av bildningen är dock en normal, icke moräntäckt ås, som framgår utmed nordvästsidan av Kalvhallens norra ände. Den har en huvudsaklig utsträckning i ONO — VSV. Denna åsbildning är säkerligen senglacial och skall här ej närmare beröras. Den vilar emellertid på morän, vilken synbarligen är samma morän, som vid sidorna om åsen bildar markytan.

Övre moränen. Den morän, på vilken åsen vilar, varierar i grustaget i mäktighet mellan ½ och 1 ½ m. Den är lerig och synnerligen kompakt.

Sedimentserien. Under den nämnda moränen följer sand av okänd mäktighet, dock minst en eller ett par meter. Sanden består uppenbarligen av kambrosilurmaterial, varav den är svartfärgad. Dess skiktning är uppåt diskordant och skarpt avskuren av moränen.

Bergartsmaterialet ger närmast vid handen, att sanden härrör från NV. Med hänsyn till den mycket komplicerade berggrunden i trakten får dock detta anses som osäkert.

Undre moränen är ej säkert observerad. Under sanden anstår dock en mellanform mellan morän och "openwork gravel" (Wadell 1936), som möjligen kan tänkas tillhöra underlaget. Den har ej närmare undersökts men är mycket lik delar av det material som täcker sandserien.

Framhållas bör, att hela bildningen kan utgöra en normal åsbildning med in-

lagring av morän. Mot bakgrunden av dalens övriga förekomster av klart submoräna sediment bör den dock beaktas.

22. KLÖVSAND. Lokalen är belägen 1,8 km S om vägskälet vid föregående lokal. Enligt Ängebys (1951, fig. 3) karta utgör den ett par åsbildningar, sträckta i NNO—SSV, vilka når en högsta höjd av 26 m över Ströms Vattudal. De uppgår i en terrassyta på ca 20 m höjd, vilken sluttar ut mot sjön. Åsarna är dock föga tydliga — de kan vara erosionsrester eller äldre åsar som utjämnats av isen.

Övre moränen är ½—1 m mäktig men har ej närmare undersökts.

Sedimentserien. I ett större men igenrasat grustag har man kunnat få en viss uppfattning om stratigrafien. Denna är något osäker, då endast brottstycken därav är tillgängliga för observation, men torde sannolikt vara som följer.

Överst ligger 3—4 m grus av mycket växlande grovlek. Därunder följer ca 1 m rent, fint grus. Vid grustagets botten anstår så minst 1 m sand med strömskiktning, som stupar mot S.

Enligt uppgift av fabrikör Måns Zakrisson i Strömsund har vid grustäkten påträffats en stor lerkörtel i grusets övre del. Leran var hård och styv. Körtelns dimensioner uppgavs till 3 x 5 m och någon m tjock. Om den låg in situ eller var ett block ditfört med den övre moränen kan numera ej avgöras.

Undre moränen är ej observerad.

23. KLÖVA. Lokalen är belägen 2,4 km S om den föregående. Den har av Ängeby (1951, s. 65, fig 4) beskrivits som en ås i ca ONO—VSV. Det förefaller dock som om formerna huvudsakligen är orsakade av erosion av en kuperad terrass. Dess högsta del är en flack kulle, på vilken triangelpunkten 309,0 är belägen. Troligt är att terrassbildningen sammanhänger med den vid Klövsand. Observationsmöjligheterna är dock mindre goda vid Klöva.

Övre moränen är ej närmare studerad men syns delvis saknas.

Sedimentserien förefaller att bestå av relativt fint material, väsentligen mo — sand. Ängeby (1951, s. 65) uppger att man vid en brunnsgrävning strax S om den egentliga "åsen" på 6 m djup påträffat "starkt vattenförande flytmjäla".

Undre morän är ej observerad.

24. VÄGSKÄLSBERGET. Lokalen är belägen vid en bilväg ca 100 m ovan stranden av Ströms Vattudal vid Vägskälsberget 8 km N om Strömsund. Nivån har ej bestämts men kan uppskattas till ca 300 m ö. h.

Övre moränen är en ca 4 m mäktig, stenig, mycket hård moränlera. Bergarterna är till största delen kambrosilur och fjällbergarter från NV. 7 % granit eller gnejs är av mer osäkert ursprung (tab. 1).

Sedimentserien är mer än 1 m hårt packad sand. Denna håller 9 % fingrus, vari bergartsfördelningen är snarlik täckmoränens. Granit och fjällberg-

arter utgör dock en större andel, på bekostnad av kambrosiluren, än i moränen. Att dessa bergarter varierar parallellt antyder, att även graniten är av nordvästligt ursprung.

Undre morän är ej observerad.

25. STRAND. I SGU:s arkiv finns en uppgift av G. Ekström om att 200 m från stranden i Strand, ca 5 km N om Strömsund, gruslager påträffats under morän. 300 m från stranden fanns ett lager av 0,6 m finsand under en hård moränlera. Underlaget utgjordes av lösare morän.

26. STRÖMSUND. Från Strömsund och sundet därinvid har en rad lokaler beskrivits av Ängeby (1951, s. 66 ff.). De moräntäckta sedimenten bildar där en flack terrass, som når ca 5 m över Ströms Vattudals yta, dvs. ca 291 m ö. h.

Övre moränen. Dennas mäktighet varierar men syns kunna uppgå till 5 m. Moränen är ibland lerig, men i norra utkanten av samhället har den snarast karaktär av omlagrade sediment. Bergartsmaterialet i moränen utgörs till 55 % av kambrosilurens kalkstenar, skiffrar och gråvackor. 26 % är kvartsit och 7 % sparagmit. Fjällbergarter av skilda slag utgör 8 % och granit av okänt ursprung 4 %. Materialet är sålunda klart nordvästligt. Det förefaller som om moräntäcket endast skulle förekomma på sundets sidor. Ute i detta går sedimenten ända upp i ytan.

Sedimentserien. De övre delarna av sedimenten förefaller att vara relativt grovt grus och sand. Mäktigheten härav kan uppgå till 29 m. Härunder följer renare sand och så mjäla (eller finmo) på djup växlande mellan 15 och 30 m. Mjälans mäktighet har dock ej konstaterats uppgå till mer än 0,6 m. A. G. Högboms (1894, s. 82) uppgift om 25 m lera under de grövre ytskikten avser möjligen mon, men sannolikt området vid Näsviken (s. 40). Att döma av Ekströms uppgifter i SGU:s arkiv förefaller det som om sedimenten skulle bli finare mot S. Från Näset uppges huvudsakligen finmo under de grövre — och där tunnare — ytlagren.

Enligt Ängebys (1951, s. 66) uppgift har växtrester påträffats i gruset på 7,2 m djup i den centrala delen av Strömsund.

Undre moränen är ej med säkerhet iakttagen. Ängeby (1951, s. 68; 1951a, s. 656) beskriver dock från de övre delarna av Strömsund lagerföljder, som tyder på att två moränbäddar föreligger. Det är möjligt att den undre bädden representerar sedimentens underlag.

Den övre moränen beskrivs som "relativt grovblockig bottenmorän" som är gulbrun till färgen. Den undre moränen är lerig, blockfattig och mörkblå. Dess bergartsmaterial är "lokal Strömskvartsit och kambro-silur". Uppgifterna är vaga men antyder ett nordvästligt ursprung även av den undre moränen.

Även vid utloppet från Russfjärden, ca 3 km längre mot SO, har Ängeby iakttagit två moränbäddar. Den undre beskrivs som "blåsvart, nästan petrifierad", till skillnad från den övre som är "vanlig bottenmorän". Bergartsmaterialet

är dock ganska lika i de båda bäddarna med övervägande kambrosilur och Strömskvartsit. I den undre var det dock något mindre granit och sparagmit (4 resp. 3 %) än i den övre (11 resp. 7 %). Ängeby (1951a, s. 657) har tolkat detta som att båda är av "västligt" ursprung men att den övre har större inslag av de lokala bergarterna. Naturligare synes dock vara, att tolka den övre moränen som mer långtransporterad (jfr berggrundskartan, t. ex. Magnusson m. fl. 1962).

27. NÄSVIKEN. Även från västra sidan av Strömsundet föreligger en mängd observationer om moräntäckta sediment. Ängeby (1951, s. 68 ff.) anför flera lokaler. De från Strömsund beskrivna sedimenten fortsätter under sundet och upp i Näsviken. De flesta av sedimenten där har dock en något annan karaktär, varför de lämpligen beskrivs separat.

Det område som avses är praktiskt taget hela den breda halvö, som utbreder sig mellan sundet mot Ön och Russfjärden. Mot S sträcker sig området enligt Ängeby (1951, s. 70) åtminstone ett par hundra meter S om avvägen mot Laxsjö.

Övre moränen. Morän täcker hela området i fråga med undantag för en flack ås, som höjer sig ett par 100 m SV om bron över Strömsundet. Moränens mäktighet uppgår ut mot sundet och Russfjärden till mellan 5 och 10 m. Mot den ovannämnda åsen tunnar den ut och försvinner helt, varför större delen av åsen ej är moräntäckt. Även N om åsen och vidare upp mot sundet vid Ön är moräntäcket tunt. Mäktigheten här uppgår ofta inte till ½ m och sällan över 1 m. Även på åsens sydligaste del kommer moräntäcket igen med samma mäktighet.

Moränen är sandig till moig och hårt packad. Dess bergartsmaterial framgår av tab. 1. Det visar att moränen är långtransporterad och av klart nordvästligt ursprung. Granitens typ är visserligen oklar, men sannolikt kommer den från NV och ej från O.

Sedimentserien. Sedimenten under moränen utgörs utmed stränderna, dvs. O om vägen mot Ön och närmast Russfjärden, av s. k. mjäla. Ängebys (1951, s. 69) analyser visar dock att den snarare är en grovmo med relativt hög halt av "finmo och lera", varmed säkerligen avses finmo—ler. Till färgen är denna mo blå och till karaktären rent sedimentär. Mäktigheten är betydande: 24 m har uppmätts i själva Näsviken och mer än 38 m på udden rakt O om avtagsvägen mot Laxsjö.

Ängeby (1951, s. 68) anför en uppgift om att mon underlagras av "ett lager av grovt grus". Hans analyser tyder dock snarast på en ren sand med grusinlagringar. Otvivelaktigt har dock sedimenten ett grövre bottenlager.

Ställvis överlagras även mon av de grövre sediment, som utgör huvudmassan närmast under moränen i större delen av området. Ängeby (1951, s. 70) påpekar nämligen, att åsen i Näsviken "underlagras av mjäla". Av uppgifter som erhållits av arbetarna i det stora grustaget i åsen är dock underlaget i stället morän. För-

modligen upphör de finare sedimenten vid grustaget och moränunderlaget når upp till de grövre sedimenten. Inom större delen av det aktuella området är det i smärre skärningar synliga sedimentet hårt packad sand med grusinlagringar. Bergarterna i dessa sediment framgår av tab. 1. Det är alltså samma association som i den övre moränen, ehuru gråvackor utgör en betydligt större del. Troligen sammanhänger detta med en något kortare transportsträcka. Möjligen kan även materialets grovlek spela in. I sanden tycks nämligen gråvackor och skiffrar dominera helt, varför sanden är svartfärgad.

Åsen vid själva Näsviken har redan berörts. Den är en flack men vidsträckt kulle av normalt åsgrus med sandinlagringar. Den är till största delen ej moräntäckt, men flera fakta talar för att den tillhör de submoräna sedimenten:

1. Den syns direkt sammanhänga, såväl stratigrafiskt som morfologiskt, med de klart moräntäckta sand- och grusavlagringarna något längre norrut.

2. En obetydlig moränkappa har observerats i grustagets södra och västra delar. Mäktigheten uppgår till över ½ m men mot N och O tunnar moränen ut och är efter något 10-tal m helt borta.

3. Under moränkappan är sedimenten i grustagets sydligaste del starkt veckade.

4. Ängebys (1951, s. 70) uppgift om att finare sediment underlagrar åsen.

5. Den ås, som längre söderut följer Faxälven och fortsätter förbi Strömsund, framgår ute i Strömsundet. Näsvikenåsen är således ej en del av denna, vilket emellertid antagits av Ängeby (1951, s. 66). Han betraktar den som början av sagda ås. Troligast är dock att den varken är en del därav eller än mindre början. Faxälvens ås går i dagen i öarna i sundet och kan från luften urskiljas på bottnen av sundet S om Ön. Den fortsätter sedermera upp förbi Kärrnäset och Skalet och slutar i moränmarkerna NV om Finnvattnet. Det är vidare möjligt, att det grus som bildar sedimentens ytlager ute i Strömsundet tillhör denna ås. Såsom Ängeby (1951, s. 71) påpekat, saknas övre morän ute i sundet. Den rimligaste förklaringen torde vara, att moränen där ersätts av (senglaciala) isälvsavlagringar, dvs. gruset och sanden.

6. Vid grustäkten i Näsvikenåsen har flera gånger anträffats växtrester. Ängeby (1951, s. 70) anför ett fynd av en *(Juniperus communis)*. Ett par andra fynd har välvilligt ställts till förfogande av fabrikör Måns Zakrisson i Strömsunds Cementvarufabrik. Det ena är vedrester, som av professor H. Sjörs likaledes bestämts till en. En C14-datering har härvid givit åldern > 40000 BP. Veden är sålunda klart interglacial (eller från en äldre interstadial). Detta ökar kanske något sannolikheten för att även åsen tillhör de moräntäckta sedimenten, men självfallet är möjligheten ingalunda utesluten, att äldre vedrester inbäddats i en senglacial ås. Fynddjupet var ca 8 m.

Det andra fyndet är ett 25 cm långt stycke av ett renhorn, påträffat i ett sandskikt på 5 m djup. Enligt intendent J. Lepiksaar, som haft vänligheten att granska

fyndet, utgör det basala delen av hornet och är med största sannolikhet ett fällhorn. Som artkarakteristiska egenskaper framhölls "den svaga pärlbildningen vid rosen, hornstammens släta ytstruktur (med ytterst svaga åderspår) och sammantryckta form". Hornet visar rispor och andra skador, vilka tolkas som tryck- och stötskador uppkomna vid dess inbäddning i sedimenten.

U n d r e m o r ä n är ej iakttagen.

28. ÖN. Från Ön NV om Strömsund föreligger flera observationer av moräntäckta sediment, bl. a. i SGU:s arkiv (G. Ekström). Förekomsterna ligger dels vid färjeläget i Sandnäset, dels längre norrut i Öns by.

Ö v r e m o r ä n e n är ½—1 m mäktig. Kontakten med underliggande sediment är oskarp.

S e d i m e n t s e r i e n. Enbart sand med inlagringar av fint grus har observerats. Vid färjeläget stupar skiktningen däri mot N. Troligt är att sedimenten direkt hör samman med området kring Näsviken.

U n d r e m o r ä n är ej iakttagen.

RÄFFELRIKTNINGAR. Den helt dominerande räffelriktningen utmed den aktuella delen av Ströms Vattudal är från NNV à NV. Riktningen är relativt konstant och föga influerad av terrängformerna. Även räfflor från NO-NNO förekommer. Dessa är sannolikt äldre än huvudsystemet, vilket tydligt kan observeras NO om Strömsund.

På Ön har även räfflor från NV setts skäras av sådana från NNV och NNO. Här har således en motsatt vridning gjort sig gällande.

TOLKNINGAR. De äldre forskare, som omnämnt de submoräna sedimenten vid Ströms Vattudal, har i regel ej gjort några närmare undersökningar av lokalerna, utan endast parallelliserat dem med moräntäckta bildningar på andra håll. A. G. Högboms syn på dem var således helt influerad av hans uppfattning om Storsjöbäckenets sediment (jfr s. 106). Detsamma gäller Gavelin (1910, s. 29 ff.) som följaktligen tolkade sedimenten som senglaciala. Samma ålder tillskrevs sedimenten av Lidén (1913, s. 25), som ansåg den övre moränen vara tillkommen vid lokala framryckningar av isen.

G. Frödin (1954, s. 132 ff.) tydde självfallet även Ströms Vattudals moräntäckta sediment som senglaciala och överskridna av den epiglaciala isen. Den undre moränen härrör från den mesoskandiska isdelaren i O. Sedimentserien har avlagrats framför en iskant i O under det senglaciala skedet. Därpå skedde en isframstöt (den epiglaciala) från den yngre isdelaren i NV. Vid den slutliga isavsmältningen uppdämdes endast dalgångarna V om denna isdelare, varvid postglaciala issjösediment avsattes. Frödin lämnade dock även möjligheten öppen för lokala oscillationer hos iskanterna.

Ängeby (1951, 1951 a) är den ende som närmare studerat just Ströms Vattudals sediment. Han (1951, s. 74) betonar att de uppträder främst i anslutning till sjöstränderna och därför bör "sättas i samband med avsmältandet av en

istunga i Vattudalen, vilken kommit från nordväst." Sedimenten kring Äspnäs är avsatta i laguner vid sidan av isströmmen av vattendrag från NO. Beträffande sedimentens ålder lämnar Ängeby (1951 a, s. 662) frågan öppen om de är interglaciala eller interstadiala. Vad "interstadiala" innebär är oklart men sannolikt avses en sen interstadial. Emellertid tycks Ängeby (1951 a, t. ex. s. 680) hålla det för i varje fall möjligt att den morän, som underlagrar sedimenten, härrör från en äldre glaciation.

Ängeby (t. ex. 1951, s. 73) betonar, att sedimenten vid Strömsund ligger skyddade för en isström från V och NV men oskyddade för en ström från O och SO. Detta verkar dock egendomligt. Då de uppträder längs dalsidorna, ligger ju sedimenten bäst skyddade för en isström, som övertvärat dalen från t. ex. NO. För en ström längs dalen, dvs. från NV, är de dock föga skyddade.

De samlade fakta ger vid handen:

1. Såväl sedimenten som den övre moränens material härrör från NV eller N.

2. Att sedimenten nu förekommer endast längs dalsidorna behöver inte enbart vara en primär företeelse. Förekomsten av styv lera på båda sidor om sjön och ovan dess yta antyder, att det är en mera vidsträckt dalfyllnad, som kring dalens mitt urgrävts av is eller rinnande vatten till en U-formad profil. Dock är det ej osannolikt, att endast de finare sedimenten utgjort en sådan dalfyllnad. De grövre kan ha avsatts på leran, lateralt utmed en istunga i dalen.

3. Sedimentens lagerföljd visar, att de avsatts framför en framryckande isfront. Av 1 och 2 följer, att denna ryckt fram från NV längs Vattudalen.

4. Sedimentens betydande mäktighet visar, att det ej kan vara fråga om endast en smärre framryckning. Dock kan oscillationer under denna ha inträffat, vilket antyds av lagerföljden vid Sandviken.

5. Såsom Ängeby (1951, s. 71 ff.) framhållit, visar sedimentens mäktighet och deras avsaknad av block och andra moräninlagringar, att de ej kan vara subglacialt avsatta.

6. Det vatten, vari sedimenten avsatts, har stått minst 25 m över nuvarande sjöyta. Sedimentens övre yta är delvis deformerad av den överskridande isen och av senare erosion. Vidare är sen- eller postglaciala terrasser utskurna i dem. Dessa terrasser bör ej jämställas med den övre, delvis moräntäckta ytan, så som gjorts av Ängeby (1951, fig. 10). Den övre nivån är tämligen oförändrad på hela den aktuella sträckan — variationerna är sannolikt sekundära, beroende på erosion eller på att sedimenten aldrig nått ytan av det vatten, vari de avsatts.

7. Av 6 följer, att det vatten, vari de moräntäckta sedimenten bildats, måste varit dämt minst 25 m över det nutida avloppet från Russfjärden. Dämningen kan ha orsakats av en is i öster eller av numera bortförda avlagringar kring utloppet. Av de nuvarande sedimenten vid detta avlopp framgår, att en jorddämning knappast kan ha existerat i sen- eller postglacial tid. Antingen har den dämmande massan varit is eller måste den högre vattenytan ha existerat under ett väsent-

ligt äldre skede. Det dåtida avloppet kan ha gått antingen på samma plats som det nuvarande eller någonstans över det flacka landet S och SO om Russfjärden. Några spår av ett sådant avlopp är icke kända, vilket stöder tanken på en hög ålder av sedimenten. En dylik ålder utesluter givetvis icke, att den dämmande massan även i detta fall kan ha varit is.

Såsom redan torde ha framgått, får en subglacial tolkning och en hypotes om mindre isoscillationer anses osannolika. De förklaringar, som då återstår, är att sedimenten härrör antingen från en interglacial (eller äldre interstadial) eller från en interstadial närmare istidens slut. Den sistnämnda skulle då kunna tänkas motsvara skedet före G. Frödins (1954) epiglaciala isframstöt.

För en interglacial tolkning talar närmast punkterna 4, 6 och 7 ovan. Vidare ger C14-dateringen av vedresterna från Näsviken ett visst stöd för hypotesen, om än det ej är starkt. Övriga fakta torde vara förenliga med både en interglacial och en senglacial tolkning. Man kan dock invända, att ju större området för de moräntäckta sedimenten inom Jämtland blir, desto mindre sannolik ter sig den epiglaciala tolkningen. Redan om sedimenten i Ströms Vattudal jämställs med de av Frödin från Storsjöbäckenet beskrivna, får den epiglaciala framryckningen proportioner, som knappast är förenliga med vad vi hittills vet om istäckets aktivitet i senglacial tid. Givetvis återstår fortfarande en möjlighet att det är fråga om flera "epiglaciala" framstötar, kanske betingade av isavsmältningens mekanik snarare än av klimatiska faktorer. Även i detta fall gäller dock, att ju mer antalet antagna isframstötar stiger, desto mindre sannolik ter sig hypotesen.

Mot bakgrunden av vad här anförts, förefaller det mest troligt, om än ingalunda invändningsfritt, att de submoräna sedimenten i Ströms Vattudal avsatts framför den från NV framryckande isen vid inledningen av den sista nedisningsperioden. Med denna period behöver icke nödvändigtvis avses sista istiden. Den framryckande isen har haft formen av en lob i dalen. Dräneringen från isen har i huvudsak följt dalsidorna (supraglacialt). Resultatet av denna dränering är de grövsta sedimenten längs dalsidorna.

29. Tullingsås

Enligt uppgift av ortsbefolkningen förekommer ren sand under någon meter pinnmo ca 100 m från Russfjärdens strand vid de östra gårdarna i Tullingsås. Sådana uppgifter är självfallet högst osäkra men i samband med sedimenten vid Strömsund kan lokalen möjligen ha sitt intresse. Nivån torde vara 290 à 300 m ö. h.

30. Laxsjön — Hotagen

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Lokalen är omnämnd av G. Frödin (1913, s. 212; 1914, s. 39).

LOKALBESKRIVNING. Lokalen är belägen i dalen mellan Laxsjön och Hotagen. Nivån uppges ej av Frödin men torde vara 330 à 340 m ö. h. Lagerföljden

beskrivs som lerhaltig mjäla "av okänd mäktighet, som med skarp kontakt överlagras av några m. mäktig, typisk morän" (Frödin 1914, s. 39).

RÄFFELRIKTNINGAR. Två skilda räffelriktningar är kända, nämligen en äldre från NO och en yngre från NNV-NV.

TOLKNINGAR. Frödin (1914, s. 39) tolkade den submoräna leran såsom avsatt i en issjö, dämd mellan en istunga i Hotagens dal och passpunkten mot Laxsjön (346 m ö. h.). Senare parallelliserade Frödin (1954, s. 132 ff.) leran med Centraljämtlands övriga moräntäckta sediment, vilka överskridits av den epiglaciala isen. Frödin (1954, s. 133) tycks dock ej helt ha uteslutit möjligheten av morän i sekundärt läge.

Man nödgas nog konstatera, att kända fakta ej tillåter någon tolkning av lokalen i sig själv. Den övre moränen kan ha tillkommit vid den epiglaciala isframstöten eller en mindre oscillation eller leran kan vara interglacial eller interstadial.

31. Laxviken

Ca 500 m S om Hotagens östra ände förekommer sand och grus under 2—3 m morän. Sedimenten är svarta av kambrosilurmaterial. Nivån torde vara 340 m ö. h. eller något däröver.

Övergången mellan morän och sediment är oskarp, varför karaktären av verkliga submoräna sediment ej är helt klar.

Lokalen förefaller att utgöras av en normal iskontaktbildning men tillåter inga närmare tolkningsförsök. Den kan dock ha sitt intresse i samband med lokalerna V om Laxsjön och i Gåxsjöområdet. Beträffande räffelriktningarna se under Laxsjön — Hotagen.

Gåxsjöområdet

I området Gåxsjön—Ottsjön har på ett flertal platser sediment under morän observerats vid länskarteringen. Vidare föreligger hos Indalsälvens Regleringsförening uppgifter från talrika borrningar. Bergartsmaterialet har ej närmare undersökts men förefaller i både sediment och morän att utgöras av områdets egna kambrosilurbergarter.

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Några av lokalerna är i förbigående omnämnda av J. Lundqvist (1959). I övrigt är de ej tidigare beskrivna.

32. OTTSJÖNS VÄSTRA ÄNDE. Enligt uppgift av Indalsälvens Regleringsförening förekommer vid Ottsjöns övre (västra) ände på ett ställe 0,4 m "lera" under 1,1 m grusigt material. Lagerföljden är troligen jämförbar med den vid Ottsjöns östra ände. Nivån torde vara 310 m ö. h. eller något däröver.

33. OTTSJÖN — GÅXSJÖN. Borrningar, som visar en lagerföljd som troligen får tolkas som sediment under morän, har företagits av Indalsälvens Regleringsförening utmed ån mellan Ottsjön och Gåxsjön. Nivån är 302—310 m ö. h.

Övre moränen är starkt grusig. Möjligen är den delvis omlagrad av vattendraget och det är väl ej helt uteslutet att den i själva verket är glacifluvialt grus. I så fall bör den räknas till sedimenten. Lagerföljden är emellertid klart omvänd och av samma typ som i Ströms Vattudal.

Moränens mäktighet kan uppgå till ca 2 m. Ställvis är den täckt av grus eller sand.

Sedimentserien utgörs av "lera", som kan vara upp till 2,5 m mäktig. I regel är den dock endast några dm. Ibland förekommer en växling mellan lerigt och grusigt material av oklar natur.

Undre morän är ej känd.

34. NYLAND. Med Nyland avses området kring landsvägsbron över Storån



Fig. 9. Sandiga och moiga sediment täckta av hårt packad morän vid Nyland. Störningar i sedimenten anger tryck från öster, dvs. höger på bilden. — Foto J. Lundqvist 1966.
Sandy sediments covered with hard till at Nyland. Dislocations in the sediment indicate pressure from the east, that is, right in the picture.

nära Nyland, NO om Gåxsjö. Området är i korthet omnämnt av J. Lundqvist (1959, s. 8). Nivån är 315—320 m ö. h.

Övre moränen är av traktens normala grusig-leriga typ. Den är starkt pressad och kontakten mot sedimenten skarp, ehuru morän och sediment kan växellagra.

Sedimentserien. I skärningar har endast observerats sand, vilken är starkt pressad och genomsatt av mindre förskjutningsplan och andra störningar (fig. 9). Förskjutningarna antyder tryckriktning från O. Lokalerna ligger i direkt anslutning till ett större åsområde, som sträcker sig längre mot SO. Åsen är i regel ej moräntäckt men det är möjligt, att åsgruset genetiskt hör samman med de moräntäckta sedimenten.

De nämnda borrningarna har visat, att under grusigt material i ytan — troligen grusig morän, men sannolikt även de normala, moräntäckta sedimenten — följer ½—1 m "lera". Dennas natur är oklar men möjligen föreligger här en lagerföljd av principiellt samma typ som i Ströms Vattudal.

Undre morän är ej observerad. I borrningarna saknas den helt — såvida ej "leran" i själva verket är en moränlera.

35. GÅXSJÖ. Moräntäckta sediment har observerats i Gåxsjö by, 300 m S om vägen mot Lomåsen och vidare ned utefter avloppet från Gåxsjön. Nivån är 300—310 m ö. h.

Övre moränen är grusig — lerig och upp till minst 1 ½ m mäktig.

Sedimentserien utgörs väsentligen av sand och grus. Borrningar antyder ett bottenskikt av "lera", som i regel endast är några dm mäktigt. Undantagsvis kan dock mäktigheten uppgå till 3 ½ m.

Undre morän är ej observerad — såvida ej "leran" helt eller delvis utgör en undre moränlera.

36. KVARNBRÄNNA. Lokalen är en vägskärning belägen 3 km SO om Gåxsjö och ca 310 m ö. h. Den är omnämnd av J. Lundqvist (1959, fig. 4; här fig. 10).

Övre moränen är upp till 4 m mäktig och lerig — moig. I den finns brant stående, hopkörda sedimentskikt.

Sedimentserien är endast känd till ca 1,5 m mäktighet. Vid spadborrning har den visat sig bli mycket stenig redan ½ m under skärningens fot. Sedimenten utgörs av grov sand och fint grus. I sanden finns sönderbrutna, tunna lerlager. Materialet förefaller att vara enbart mörka kambrosilurbergarter. Sedimenten är veckade. Bestämningar av veckaxlarna antyder tryckriktning från NV.

Undre morän är ej observerad.

37. BRATTÅSEN. Lokalen är ett grustag på norra sidan av Brattåsen, 3 km V om Gåxsjö. Den är omnämnd av J. Lundqvist (1959, s. 23). Senare har området delvis kalhuggits. Härvid har framgått att breda, skvalrännelika raviner



Fig. 10. Moräntäckt sand och grus vid Kvarnbränna. Från J. Lundqvist (1959, fig. 4). — Foto J. Lundqvist 1959.
Till-covered sand and gravel at Kvarnbränna.

följer sluttningen från V mot O. Grustaget ligger i direkt anslutning till en sådan ränna, till synes vid dess avslutning.

Övre moränen bildar en bred terrass, som når upp till ca 341 m ö. h. I denna är en lägre terrass på ca 333 m inskuren. Delvis förefaller moränen mycket grusig, och kan möjligen vara svallad. Blockmaterialet är, liksom i sedimenten och den undre moränen, traktens gråvackor och skiffrar.

Sedimentserien utgörs av mörk kambrosilursand. Mäktigheten uppgår till ½—1 m.

Undre moränen är en kompakt bottenmorän av gråvackor, skiffrar och något kalksten. Mäktigheten är minst 4 m.

RÄFFELRIKTNINGAR. I huvudsak två skilda räffelriktningar är kända från Gåxsjöområdet, nämligen en äldre från NO och en yngre från NV. Därjämte är en äldsta riktning från O observerad nära Störåsen, V om Gåxsjö.

TOLKNINGAR. Av J. Lundqvist (1959, s. 8, 23) tolkades de här beskrivna grövre sedimenten som dels glacifluviala, dels strandbildningar. De ansågs vara issjöbildningar, som överskridits av is. En parallellisering med Centraljämtlands övriga moräntäckta sediment antyddes även. Issjön i fråga antogs vara en äldre motsvarighet till Hammerdalsissjön, vilken skulle haft en dubbel existens, analog med Centraljämtska issjöns sista stadier.

De nya observationerna tillåter knappast i sig själva någon slutgiltig tolkning.

Så mycket torde dock vara klart som att ett vatten, möjligen en issjö, här existerat i nära anslutning till en isrand, vilken överskridit sjöns område. Vattenytan har möjligen stått så högt som 341 m ö. h. Denna siffra bygger på moränterrassen vid Brattåsen. Sediment är dock faktiskt ej konstaterade på högre nivå än 330 à 335 m ö. h., varför det är tänkbart, att vattenytan i stället endast haft denna nivå.

Om vattnet i fråga antas ha varit en insjö kan denna dämts av en is i öster. En alternativ förklaring är, att en mycket betydande dämning av lösa avlagringar existerat i Ammeråns och Hårkans dalar och i området mellan Hammerdal och Russfjärden. Ytterligare ett alternativ är att vattnet utgjort en del av Östersjön, vars kust då haft ett mycket högre läge (jfr Asklund 1936, s. 7). Denna kust behöver dock ej vara interglacial. J. Lundqvist (1959, s. 22) har påpekat möjligheten av en äldre HK, vilken överskridits vid oscillationer av isranden före den definitiva deglaciationen. Mot bakgrunden av de submoräna sedimentens regionala utbredning förefaller dock den tolkningen mindre sannolik. Inga tecken finns, som antyder att sedimenten ifråga avsatts i bräckt vatten.

Beträffande lokalen vid Brattåsen är det ej säkert, att den är jämförbar med områdets övriga lokaler. Den kan mycket väl vara en iskontaktbildning, som uppkommit där lateralt smältvatten (i ravinerna) runnit ned under isen för att ta ett subglacialt lopp. Då i så fall subglacial dränering konstaterats, föreligger en möjlighet att även traktens övriga moräntäckta sediment är subglacialt avsatta. De olika tryckriktningarna vid Nyland och Kvarnbränna antyder dock, att samtliga kända huvudisrörelseriktningar ägt rum efter sedimentationen. Detta talar alltså för antingen en mycket tidig subglacial sedimentation eller för en interglacial — interstadial ålder av sedimenten.

Hammerdalstrakten

Av Indalsälvens Regleringsförening har erhållits uppgifter från borrningar, som möjligen kan innebära att lagerföljden från Gåxsjöområdet fortsätter ned längs Ammerån till Solbergsvattnet.

38. EDEFORS. Kring utloppet från Hammerdalssjön — Edessjön förekommer flerstädes upp till 1 m grusigt material på 1 à 2 m "lera". Det grusiga materialet är, så vitt kan bedömas i ytan, en normal ehuru av vattendraget ursköljd grusig morän. Lerans natur är oklar. Nivån är 300 m ö. h. eller något däröver.

39. BJÖRNVADSÅN. Kring ån mellan Fyrsjön och Fäniksfjärden förekommer "lera" under sandigt och grusigt material. Lagerföljden kan vara analog med den i Gåxsjö eller Ströms Vattudal. Nivån är 300 m ö. h. eller något därunder.

40. ESPFJÄRDEN. Sistnämnda lagerföljd återfinns även kring Espfjärden mellan Solbergsvattnet och Vikfjärden. Nivån är något under 300 m ö. h.

RÄFFELRIKTNINGAR. Räfflor i varierande riktningar från ONO, NO, N, NV och VNV förekommer i trakten. De har aldrig observerats i kontakt med

varandra, varför åldersföljden ej är klar. En jämförelse med angränsande trakter antyder dock, att åldersföljden är den nämnda. Isen har alltså gjort en kontinuerlig motsolsvridning.

TOLKNINGAR. Lokalerna är i sig själva osäkra och tillåter inga tolkningsförsök. De har sitt intresse endast i samband med Gåxsjöområdet, då de antyder, att det vatten, vari Gåxsjösedimenten avsatts, även sträckt sig över sjöområdet vid Hammerdal.

41. Hissmon

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Lokalen är i korthet omnämnd av G. Frödin (1954, s. 218). Det är vidare att märka, att det sannolikt är denna lokal, som A. G. Högbom (1885, s. 32) omnämnt, och ej moränniporna längre uppströms, så som Frödin (1954, s. 217) uppfattat det.

LOKALBESKRIVNING. Lokalen är en nipa på Indalsälvens vänstra strand ca 350 m nedströms Hissmoforsdammen. Grusiga sediment förekommer där mellan två moränbäddar. Numera är dock nipan så igenrasad, att inga närmare undersökningar kunnat företas. Det har dock kunnat konstateras, att det verkligen rör sig om ett moräntäckt sediment.

Övre moränen. De översta 3 m av lagerföljden har ej varit tillgängliga för observation. Därunder följer dock ca 2 m grusig — lerig morän. Den är hårt packad och ej ursköljd, som Frödin (1954, s. 218) uppger. Grusigheten är primär.

Bergarterna i moränen består enligt Frödin "mest av kvartsiter". Detta förefaller riktigt vad beträffar moränen invid dammen. I den nipa, där sedimenten går fram, utgörs dock i varje fall grusfraktionen i moränen till 96 % av den lokala kambrosiluren, varav 1 % kalksten, 5 % lerskiffer och resten gråvackor och sandstenar. Resterande del av moränen är metamorf skiffer, möjligen från fjällregionen, medan säkert urberg helt saknas. Moränen härrör sålunda troligen från N eller NV.

Sedimentserien består enbart av dåligt sorterat grus och sand, vars kontakt mot moränen enligt Frödin ligger 291 m ö. h. Mäktigheten uppgår till endast 2,5—3 m. Skiktningen är flack och ostörd och stupar svagt mot öster. Bergartsmaterialet i såväl block som grus är nästan enbart kambrosilur. Därjämte finns 3 % kvartsit och skiffrar, som kan komma från fjällområdet. Säkert urberg saknas. Bergarter och skiktning antyder alltså snarast transport från V eller NV.

Undre moränen. Dennas mäktighet uppges av Frödin vara > 2 m. I övrigt är den ej närmare undersökt.

RÄFFELRIKTNINGAR. Se under Dvärsätt (s. 68).

TOLKNINGAR. Frödin (1954, s. 218) har parallelliserat gruset vid Hissmon med förekomsterna i området Fjäl — Fjälkvarn (se s. 52). Dessa har av honom

(1954, s. 226) tolkats som tappningssediment från Centraljämtska issjön eller möjligen normala flodsediment, men i alla händelser till tiden hänförda till det isfria intervallet före den epiglaciala isframstöten.

Hissmolokalen i sig själv ger emellertid inget som helst bidrag till lösningen av de submoräna sedimentens problem. Den kan tänkas vara analog med endera Fjällokalerna eller Dvärsätt men avvikelserna i blocksammansättningen gör t. o. m. en sådan parallellisering helt hypotetisk. Likheten i bergartssammansättning antyder närmast att gruset är subglacialt bildat i ett avlopp från Storsjösänkan under isen.

42. Sveom

LOKALBESKRIVNING. Lokalen utgör en låg nipa i norra stranden av Indalsälven, knappt 2 km SSV om gårdarna i Sveom, Aspås. Under mjäliga — moiga issjösediment finns här en moränbädd, som överlagrar mjäliga — grusiga sediment. Höjden över havet torde enligt Generalstabskartans höjdsiffror vara ca 270 m.

Övre moränen. Under ca 1 m mjäla-finmo ligger den täckande moränen. Denna är av traktens normala moig-leriga typ men har ej närmare undersökts. Blockräkning har ej utförts på platsen, men i trakten i övrigt antyder sådana en transportriktning från N-NO. Mäktigheten av moränbädden uppgår till ca 1 m eller ibland något mer.

Sedimentserien. Endast övre delen av sedimenten är synliga ovan vattenytan. Huvudmassan förefaller att vara ett svart, sandigt kambrosilurgrus. Detta täcks av någon dm mjäla. Gruset härrör möjligen från N eller V men med all säkerhet ej från O.

Undre morän. Något underlag till sedimenten är ej möjligt att observera.

RÄFFELRIKTNINGAR. Traktens huvudsakliga räffelriktning är från O-NO. Isrörelsen har gjort en tydlig högervridning till allt nordligare riktning. En allra yngsta räffelriktning t. o. m. från NV kan spåras.

TOLKNINGAR. Det är knappast möjligt att framföra någon tolkning av enbart denna lokal. Den måste sannolikt ses i samband med lokalerna Hissmon (s. 50), Kattstrupeforsen (s. 52) och Fjäl (s. 52). Det enda man med säkerhet kan säga om Sveomlokalen isolerad är, att gruset sannolikt kommer från V, moränen från N. Det är vidare ej troligt att sedimenten avsatts subglacialt. En subglacial sedimentation skulle knappast gett så ren mjäla, i varje fall ej i ytlagret.

Lokalen är av intresse därigenom att den antyder ett lugnvatten (sel eller issjö) ca 7 km nedströms Storsjöns nuvarande pasströskel. Då lugnvattensedimentet följer ovanpå gruset, är det ej troligt att sedimenten är bildade framför en framryckande isfront — såvida inte ett eventuellt grövre ytlager bortskrapats av isen (jfr Kattstrupeforsen, s. 52).

43. Kattstrupeforsen

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Lokalen är ej tidigare beskriven men den har studerats av G. Ekström i samband med byggandet av kraftverket.

LOKALBESKRIVNING. En lagerföljd av morän på sandiga — leriga sediment förekommer på Indalsälvens båda sidor vid Kattstrupeforsens kraftverk. Den kunde framför allt iakttas vid kraftverksbygget men även i naturliga nipor i södra älvstranden vid forsen. Även den övre moränen är ställvis täckt av tunna issjösediment. Nivån är ca 260 m ö. h. eller något mer.

Övre moränen är till karaktären lerig men blir särskilt i de djupare delarna dessutom starkt grusig. Mäktigheten uppgår ovan forsen endast till 0,50 m. Särskilt på södra sidan av forsen ökar den emellertid till ca 3 m. Närmare undersökningar är ej utförda.

Sedimentserien domineras av mjäla och finmo. Mäktigheten härav kan uppgå till närmare 2,5 m men kan strax intill tunna ut till ett par cm eller helt försvinna.

På mjälan följer särskilt mot SO sand eller t. o. m. grus med en mäktighet av högst ½ m. Sanden är mörk av kambrosilur, vilket antyder lokalt, västligt eller nordligt ursprung.

Undre moränen beskrivs som moränlera. Detta antyder att ursprunget ej är ostligt men närmare undersökningar av blockmaterialet är ej utförda.

Större mäktighet än ca ½ m är ej observerad. Tillfogas kan, att sandlinser tycks förekomma i denna morän. Ofta saknas den undre moränen helt, i vilket fall sedimenten vilar direkt på bergytan (av kalksten och skiffer).

RÄFFELRIKTNINGAR. Den dominerande räffelriktningen är från OSO—ONO. En tydlig vänstervridning till riktningar från NO, N och slutligen NV kan iakttas.

TOLKNINGAR. Lokalen i sig själv tillåter knappast några tolkningsförsök. Troligt syns dock, med hänsyn till moränbäddarnas allmänna karaktär, att sedimenten avsatts redan före den ostliga isrörelsen. Detta innebär, att de ej kan vara epiglaciala, sensu Frödin. Då inga blockräkningar utförts är slutsatsen dock i hög grad hypotetisk.

Lokalen är av ett visst intresse, därigenom att den visar, att det lugnvatten nedströms Storsjöns utlopp, som konstaterats vid Sveom (s. 51) sträckt sig åtminstone ned till Kattstrupeforsen, dvs. 10 km nedom Storsjön. Materialets västliga ursprung och de grovkorniga ytlagren gör det möjligt, att sedimenten avsatts framför en från V framryckande is.

44. Fjäl

Under namnet Fjäl sammanfattas här hela den sträcka från bron vid Lit till Fjälkvarn, där till synes sammanhängande submoräna sediment uppträder. Byn Fjäl ligger centralt i området och nära den finns den bästa blottningen.

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Lokalen är först iakttagen av Thorslund, vars

beskrivning anförts av G. Lundqvist (1943, s. 119). Ett senare bidrag har lämnats av G. Frödin (1954, s. 223 ff.).

LOKALBESKRIVNING. Sedimenten har varit blottade i en rad skärningar längs södra stranden av Indalsälven. Då vattenståndet på sträckan numera är höjt, är ej längre alla skärningar tillgängliga för observation. Sedimenten når dock åtminstone så långt uppströms som till bron vid Lit. Den ostligaste observerade lokalen är vid Fjälkvarn. O därom har inga submoräna bildningar iakttagits förrän vid Midskogsforsen. Då dessa är av något avvikande typ behandlas de separat (s. 57). På den här aktuella sträckan är lagerföljden enhetlig: Grus och sand täcks av en moränbädd. Lagerföljden kan bäst studeras i ett stort grustag ca 2 km SO om Fjäl. Den följande beskrivningen refererar i huvudsak till detta grustag.

Det moräntäckta gruset bildar i regel en flack terrass eller dalfyllnad längs älven. Ca 1 km V om Fjälkvarn visar det dock en flack åsform.

På den norra älvstranden finns inga säkra observationer av submoräna sediment. Moränen i Lit är dock av en speciell, relativt ensorterad typ, och kan möjligen vara av isen omlagrade sediment (Frödin 1954, s. 223). Frödin har betecknat moränen där som Kalixpinnmo, vilket ej är helt adekvat, men hans tolkning i övrigt förefaller på denna punkt plausibel.

Övre moränen. Moränbäddens mäktighet varierar upp till minst 3 m. Till karaktären är den mycket kompakt men rik på sedimentlinser. Sistnämnda faktum har föranlett Frödin (1954, s. 224) att benämna den vattenbearbetad, vilket osökt leder tankarna till svallning. Sådan har dock ingalunda ägt rum. Själva ytlagret kan möjligen fläckvis vara ursköljt men moränens huvudmassa är en normal, linsrik, helt osvallad bottenmorän.

Blockmaterialet i moränbädden varierar med djupet. I ytan är mest iögonenfallande de talrika stora blocken av främst Revsundsgranit och därjämte en del ortocerkalk. Bland de mindre blocken finns andra grå granit- och gnejsbergarter och Åsbydiabas. Det är sålunda ett klart ostligt-nordostligt material i moränens övre del. Frödins (1954, s. 225) tolkning, att de ostliga urbergsblocken i moränens övre del "kan vara resultat av den vattenbearbetning [underförstått: av ett moränmaterial av mera nordlig typ] med anrikning av de större blocken, som särskilt moräntäckets ytpartier genomgått vid israndens successiva tillbakaryckande norrut . . ." är helt osannolik. Det ostliga materialet är ej inskränkt till de stora blocken och mekaniken verkar även i övrigt dunkel.

Enligt Thorslunds iakttagelser (se G. Lundqvist 1943, s. 119) har den undre delen av moränbädden "en från det ytliga lagret tydligt skild sammansättning, i det mängden urbergsblock är relativt ringa och väl avrundade block av kambrosilurbergarter (kalksten, Kyrkåskvartsit och gråvackeartad sandsten) förekomma tämligen rikligt." Frödins (1954, s. 224) kompletteringar förefaller, ehuru det ej sägs klart ifrån, att hänföra sig till denna del av moränen. Han anför "sparagmiter och sparagmitkonglomerat med deras derivat jämte andra

fjällskiffrar, block från det postarkeiska eruptivområdet NO om Strömsund m. m." Den undre delen av moränen har alltså klart nordligt — nordvästligt ursprung. Härutöver har vid länskarteringen observerats blåkvarts och en grovporfyrisk fältspatporfyr av okänt ursprung.

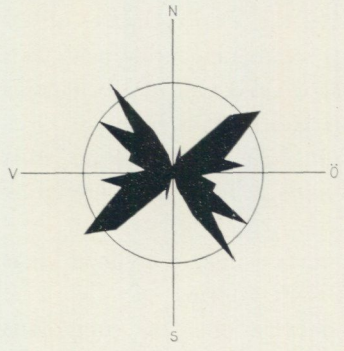


Fig. 11. Orientering av finmaterialet i övre moränen vid Fjäl. Uppmätt i mikroskop.

Orientation of the grains in the upper till at Fjäl. Determined under microscope.

En orienteringsanalys av finmaterialet i moränen i övre delen av bädden visar två utpräglade maxima, ett i NV-SO och ett i NO-SV (fig. 11). Orienteringen ger sålunda inget klart svar på frågan om moränens transportriktning. Den kan vara orsakad av endera eller båda av en nordvästlig och en nordostlig isrörelse.

Sedimentserien utgörs enbart av grus och sand. Dessa är av klart glacifluvial typ och tämligen ostörda. Lagringen är mycket flack. Branta, morän-

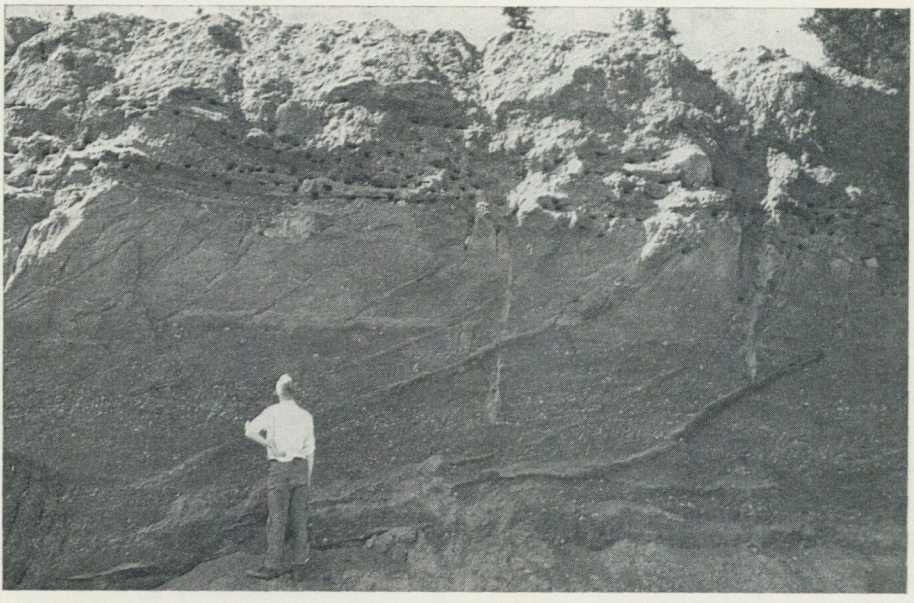


Fig. 12. Moräntäckt sand och grus vid Fjäl. — Foto J. Lundqvist 1961.
Till-covered sand and gravel at Fjäl.

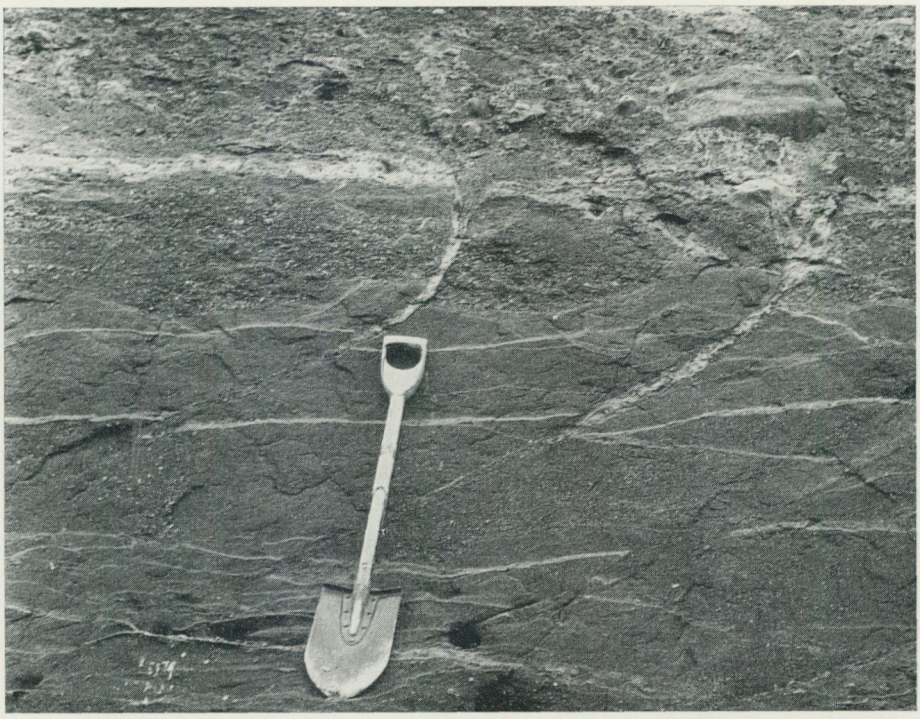


Fig. 13. Detalj av sedimenten i fig. 12. Moränfyllda sprickor i sanden fortsätter som en form av kvicksandsfenomen upp i moränen. — Foto J. Lundqvist 1964.
Detail from the sediments in Fig. 12. It shows till-filled fissures in the sand, which continue in the covering till as quick-sand phenomena.

eller mofyllda sprickor genomsätter sedimenten (fig. 12) men dislokationerna längs dessa är ytterst obetydliga. Flackare förskjutningsplan stupar ca 35° mot S 80° O. Dessa är ej entydiga men antyder snarast tryck från O. De brantare sprickorna följs ofta av en brantstående gruslins i den ovanliggande moränen (fig. 13). Gruset i denna lins härrör tydligt från sedimentserien. Strukturen är av typisk kvicksandskaraktär: Ett vattenmättat sediment har vid vattenöverskottets avgång uppåt rivits med och pressats in i moränen. Företeelsen har troligen uppkommit i tre stadier. 1. Genom tryck (av framryckande is?) uppkommer sprickor i sedimentserien. 2. Vattenmättat slam av varierande kornstorlek pressas in i sprickorna. 3. Vattenöverskottet avgår (uppåt) och river med sig en del sedimentmaterial. Denna utveckling kan ha ägt rum med antingen långa intervaller mellan etapperna eller helt i ett sammanhang.

Karakteristiskt för sedimenten är att de är ytterligt kompakta och verkar konsoliderade. Isälvsgrusets vanliga luckra konsistens saknas helt. Förhållandet demonstreras bl. a. av att erosionen av regnvatten o. dyl. utskulpterat jordpyramidliknande former.

I gruset dominerar i regel relativt fina kornstorlekar. Mot bottnen avtar

de dock. En spadborrning visar, att materialet under grustagets botten blir allt grövre och mer moränlikt. 1,5 m under bottnen måste borrningen avbrytas. Där bestod gruset endast av skarpkantiga skiffer- eller gråvackeskärvor.

Kontakten mot den övre moränen är skarp men oregelbunden. Moränen fläker delvis upp och inträngер i gruset, särskilt i anslutning till de branta sprickorna.

Bergartsmaterialet i gruset är huvudsakligen kambrosilur (89 %). Urbergarter omnämns av Frödin (1954, s. 224) men är mera sällsynta (8 %) trots att lokalen är belägen invid gränsen mellan kambrosiluren och urberget. Det är knappast någon tvekan om att materialet är västligt. Detta förhållande understryks av att ännu vid Fjälkvarn, dvs. inne i urbergsområdet, materialet är ren kambrosilursand.

Undre moränen. Säkra observationer av en undre morän har ej gjorts. Om det ovannämnda kantiga bottenmaterialet hör till en sådan, vilket är högst osäkert, utvisar det att denna morän är av helt lokal natur eller av västligt ursprung.

RÄFFELRIKTNINGAR. Traktens dominerande räffelriktning är från O. Den visar en tydlig men svag vänstervridning. De ostliga räfflorna överskärs av yngre, oftast mycket svagt utbildade sådana från NO—N. Även denna isrörelse visar en vänstervridning och har i slutskedet kommit från NNV. Allra yngsta, mycket fina och svaga räfflor, som förefaller att komma från N 75° V, har även iakttagits i Klösta vid Lit. Riktningen är dock osäker och det är i alla händelser knappast troligt, att en sista isrörelse från V nämnvärt förmått inverka på moränens blocksammansättning.

TOLKNINGAR. Frödins (1954, s. 226) tolkning av lokalerna kring Fjäl ter sig sålunda: Gruset kan utgöra "Indalsälvens normala flodsediment och flodplan efter slutet av äldre issjötiden, dvs. före den epiglaciala isframryckningen, men höjden över dalbottnen talar kanske mer för möjligheten av tappningsediment i samband med de sista issjösänkningarna under senglacial tid". Även den möjligheten anförs, att sedimenten avsatts vid en subglacial issjötappning. Som skäl mot denna tolkning anges skillnaden i blocksammansättning och kornstorlek mellan grus och morän. Som redan antytts har sedimenten senare överskridits av den från norr framryckande epiglaciala isen. Sedimentlinserna i moränen bör "ses i samband med det förhållandet, att den epiglaciala isfronten vid framryckningen tvärs över dalgångens botten måste ha utsatts för marginalt och submarginalt, från väster mot öster framrinnande vatten från Storsjöbäckenet, som temporärt ingrep i moränbäddens deponering."

Några invändningar kan rent allmänt göras mot Frödins framställning:

Den horisontella lagringen har av honom åberopats som skäl för ett fluvialt och ej glacifluvialt ursprung av gruset. Detta är emellertid till hela sin typ snarare glacifluvialt och icke likt vanliga älvsediment. Karaktär av tappningssediment har det definitivt icke.

2. Den ovannämnda skillnaden mellan moränens och grusets sammansättning är knappast något skäl emot en subglacial tolkning. Det är i princip ej otänkbart, att ett subglacialt avsatt grus visar en annan sammansättning än ovanliggande morän. Det beror självfallet helt på vad som varit grusets primärmaterial.

3. Frödin anser, att minskningen av urbergsmaterialet i moränens undre del kan bero på, att kambrosilurgruset inknådats i moränen. Detta är dock föga sannolikt, enär grusets bergartsmaterial är västligt, moränens snarare nordligt — nordvästligt.

De nämnda fakta innebär givetvis inget principiellt hinder för riktigheten av Frödins epiglaciala tolkning. Utan dateringsmöjligheter av sedimenten är frågan svår att avgöra. Ett par skäl talar dock för en interglacial tolkning och alltså snarast emot den epiglaciala:

1. Den övre moränens blockmaterial markerar en isrörelse först från NV, senare från öster—norr. Detta stämmer väl med den allmänna utvecklingen av isen under hela istiden, alltså först en isrörelse från fjällen sedan omläggning till en isdelare O om Fjäl, vilken rörelse sedan successivt vridit till ca nordlig.

2. De mot öster stupande överskjutningsplanen antyder, att även den ostliga huvudisrörelsen ägt rum efter det att gruset avsatts.

3. Grusets starka konsolidering skiljer det från sen- eller postglacialt grus, överskridet vid en isoscillation.

Sagda skäl kan anföras även mot tolkningen av lagerföljden såsom uppkommen vid en mindre isoscillation.

Lokalerna vid Fjäl, betraktade som en isolerad företeelse, ger alltså snarast vid handen, att gruset är glacifluvialt och avsatt framför en från väster framryckande is. Den täckande moränen har bildats först vid samma isrörelse, sedermera har ett omslag skett till rörelse från öster, vridande mot norr. Tolkningen vilar dock, vilket torde ha framgått, på ganska lösa grunder.

Det ligger nära till hands, att sätta Fjäl-lokalerna i samband med lokalerna Dvärsätt, Hissmon, Sveom och Midskogsforsen. En sammankoppling med Dvärsätt, vilket utan tvekan är den mest osäkra, talar emot en interglacial tolkning och för en mindre oscillation. Hissmon lämnar intet bidrag till frågans lösning, medan Sveom syns tala emot den anförda tolkningen på en punkt. Det gäller dock ej den interglaciala hypotesen såsom sådan, utan endast antagandet att gruset avsatts framför en framryckande is. Ur denna synpunkt skulle det vara naturligare, att tolka det såsom bildat framför en äldre, mot väster tillbakaryckande is. Konsolideringen och sprickorna stöder möjligen en dylik hypotes. Lokalen Midskogsforsen slutligen lämnar inget bidrag till problemets lösning.

45. Midskogsforsen

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Lokalen är i korthet beskriven av G. Frödin (1954, s. 226). Vidare har området undersökts av G. Ekström i samband med kraftverksbygget.

LOKALBESKRIVNING. Observationerna är gjorda i ett flertal skärningar kring Midskogsforsens kraftverk. De visar, att grus och sand av glacifluvialt ursprung täcks av upp till 4 m mäktig, storblockig morän. Nivån är ca 250 m ö. h.

Övre moränen. Mäktigheten av denna morän uppgår till minst 4 m. Moränen är till kornstorleken grusig — lerig. Blockmaterialet består nästan helt av urbergarter. Frödin (1954, s. 227) uppger att dessa är grå urbergsgnejser och graniter samt vidare ett "starkt inslag av stora diabasblock från Fjällandet". Vidare förekommer "talrikt med seveskiffrar och Kyrkåskvartsit (från Storhögsområdet) samt sparsamt med röd sparagmitkvartsit och dithörande konglomerat." Även kambrosilurbergarter förekommer.

Fördelningen av bergarterna i moränens grusfraktion är 67 % granit + gnejs, 32 % kambrosilurbergarter samt seveskiffer och porfyr tillsammans 1 %. Materialet i denna fraktion skiljer sig alltså något från blockens.

Moränen är följaktligen av klart nordvästligt ursprung. De talrika seveblocken antyder, att den isrörelse, varmed moränen i varje fall under en tid transporterats, har utgått från fjällen. Enligt Ekströms uppfattning är stenarna i moränen ofta så väl rundade, att de troligen är av isen omlagrat isälvsmaterial.

Sedimentserien utgörs enbart av sand och grus av glacifluvial typ. I de övre lagren är sedimenten tämligen finkorniga, ibland ren mo. Nedåt ersätts mon av stenigt grus, som ställvis utgör hela lagerföljden. Den största iakttagna mäktigheten av hela sedimentserien är ca 4 ½ m.

Blockmaterialet består enligt Frödin "vanligen av medelkorniga grå urbergsgnejser och graniter (sällsynt typisk Revsundsgranit) samt därjämte smärre block av diabas och Kyrkåskvartsit. Övrigt kambrosilurmaterial, uppgående till mindre än hälften, består av smärre block och finare kornstorlekar från skiffrar och sandstenar, jämväl även av grå och röd ortocerkalk. Kambrosilurinslagets andel avtager i stort uppåt i lagerserien." Det är visserligen oklart vad Frödin avser med sitt yttrande om Revsundsgraniten, men karaktären av västligt material är dock ovedersägligt. Mot bakgrunden av närheten till kambrosilurgränsen — 12 km västerut — är den lokala berggrundens inslag påfallande stort. En ökning av urbergarterna i jämförelse med gruset vid Fjäl är dock naturlig.

Kambrosilurens avtagande uppåt i gruset gäller knappast generellt. Det förekommer att även den allra översta delen av sedimenten är till synes ren kambrosilurdetritus. Därigenom skiljer sig de submoräna sedimenten från traktens ej moräntäckta isälvsavlagringar.

Någon konsolidering av den typ som kan iakttas i Fjäl förekommer ej. Inte heller har störningar i sedimenten observerats.

Undre morän är ej observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR. Traktens helt dominerande räffelriktning är från öster eller OSO. Därjämte förekommer sporadiskt räfflor från N-NV. De nordliga är genomgående yngre än de ostliga och visar vidare en vridning till allt nordvästligare riktningar. De rent nordvästliga räfflorna är sålunda yngst, men

förefaller någon gång att vara äldre än de ostliga. En eventuell äldsta isrörelse från väster skulle alltså kunna vara registrerad, men det måste erkännas att observationerna ej är entydiga.

TOLKNINGAR. Frödin (1954, s. 227) har oreserverat anfört samma tolkning beträffande Midskogsforsen som för Fjäl, vartill hänvisas (s. 56).

Mot tolkningen kan främst anföras den övre moränens rikliga innehåll av fjällbergarter. Dessa visar, att den is som överskridit sedimenten utgått från fjällen. Att tänka sig dessa lättkrossade block förda fram och åter med isrörelser från alla isdelarna verkar mindre sannolikt. Frekvensen är dock rätt obetydlig i grusfraktionen, varför det är möjligt att Frödin överskattat fjällskiffrarnas andel i blockmaterialet. Tyvärr anför han inga procentvärden.

Procentvärdena i grusfraktionen ansluter sig dock väl till värdena i hela Östjämtland. Det tyder på att isutströmningen från den sista isdelaren varit kraftig och långvarig nog, för att fjällbergarterna skall ha fördelats med mot öster jämnt avtagande frekvens över hela området.

Sammanfattningsvis kan konstateras att lokalen Midskogsforsen ej för de submoräna sedimentens gåta närmare sin lösning. Lokalen bör ses i samband med Dvärsätt, Hissmon, Sveom och Fjäl, vartill hänvisas.

46. Näverede

ÄLDRE BESKRIVNINGAR saknas men lokalen har studerats av G. Ekström vid byggandet av Näverede kraftstation.

LOKALBESKRIVNING. På Indalsälvens södra sida underlagras moränen ofta av sand eller grus. Nivån är ca 220 m ö. h.

Övre moränen är sandig eller moig och av den i hela trakten normala typen. Denna typ är en ren urbergsmorän med endast någon procent kambrosilurbergarter. Närmare undersökningar har dock ej utförts vid själva Näverede. Mäktigheten uppgår i regel till ca 1 m, ställvis över 2.

Sedimentserien utgörs i regel endast av sand—grus med en mäktighet av 1—1,5 m. Även moiga partier förekommer. Närmare undersökningar har ej utförts.

Undre morän är ej med säkerhet observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR. Se Midskogsforsen, ovan.

TOLKNINGAR. Lokalen i sig själv tillåter inga tolkningsförsök. Sannolikt bör den dock parallelliseras med Midskogsforsen, Fjäl etc., vartill hänvisas.

47. Döviken

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Lokalen är beskriven av Caldenius (Carlzon 1913, s. 323 m. fl.; 1924, s. 17).

LOKALBESKRIVNING. Lagerföljden kunde tidigare studeras i Indalsälvens nipa vid Storedan, Döviken. Under 17 à 18 m sen- och postglaciala fjordsediment finns här en moränbädd, som vilar på ytterligare sediment. Caldenius (1924, s.

17) anger den översta sedimentytans nivå till ca 150 m ö. h., vilket ger ca 128 m för de moräntäckta sedimentens övre yta. Han har emellertid även (Carlzon 1913, s. 344) konstaterat, att dessa fortsätter högre upp på dalsidan. Någon exakt nivå anges ej men att döma av generalstabskartans höjdsiffror bör den ligga mellan 170 och 200 m ö. h. Även i horisontalled har förekomsten ansenlig utsträckning. Caldenius har kunnat följa den 2 km längs älven. Nedströms begränsas den av en åsbildning nedan Storedan, uppströms är avslutningen icke känd.

Övre morän. Mäktigheten av den moränbädd, som täcker de undre sedimenten, anges av Caldenius (Carlzon 1913, s. 318) till 4—5 m. Han betonar speciellt att moränen ligger i primärt läge och att det ej kan vara fråga om skred. Närmare undersökningar av moränen har ej utförts. Av Caldenius' (a. a., s. 315) uppgifter får man emellertid det intrycket, att moränen är osedvanligt rik på kalkstensblock.

Sedimentserien beskrivs av Caldenius (1924, s. 17) som "årsvarvig mjäla och sand." Mäktigheten uppges av honom (Carlzon 1913, s. 345) till 25 à 30 m. Den övre delen av sedimentet (1,43 m) visar enligt Caldenius (a. a., s. 323) "ståtliga veck och massor af små förkastningar samt andra tryckfenomen". 2,20 m under moränen finns en tydlig diskordans (a. a., s. 327). Sedimenten visar kraftig infiltration av järnföreningar (a. a., s. 345).

Det förefaller som om Caldenius (a. a., s. 346) kunnat konnektera varven i den submoräna leran med en icke moräntäckt lokal nära Krokvåg. Med en liten reservation för riktigheten av konnektionen anför han, att den ger en recessionshastighet av ca 120—130 m/år. Hur långt uppströms den förmodade oscillationen nått är ej känt men Caldenius uppger att den varat i minst ca 20 år.

Undre morän är ej observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR. Den enda räffelriktning som iakttagits kring Döviken är från VNV à NV.

TOLKNINGAR. Caldenius (Carlzon 1913, s. 318, 346) tolkade sedimenten som tillhörande de normala fjordsedimenten. Moränen har "afsatts vid en oscillation af isranden."

Några invändningar mot denna tolkning kan knappast göras på grundval av de kända fakta. Dessa är dock så fåtaliga, att de ej utesluter andra tolkningar. Det förtjänar framhållas, att varken Caldenius (Carlzon 1913) eller Borell och Offerberg (1955) kunnat geokronologiskt påvisa någon oscillation i den berörda trakten.

Om Caldenius' konnektion är riktig, utgör den dock ett avgörande bevis i frågan.

Caldenius' (a. a., s. 345) nämner dock även möjligheten av en pre- eller interglacial ålder. Den avvisas dock av honom med stöd av de glacifluviala avlagringarna vid Krångede. Enligt Caldenius borde sedimentet, om det är inter-

glacialt, "på grund af sin konsistens och läge ha helt borteroderats af isälfvarna." Resonemanget är dock ej bärkraftigt, emedan dels sedimenten ju är skyddade av morän, dels det ej är känt hur mycket som eventuellt eroderats bort. F. ö. torde de nämnda isälvsavlagringarna ha sin distala motsvarighet i de undre, supramoräna varven vid Döviken, varför en erosionseffekt på denna lokal är mindre trolig.

Döviken bör f. ö. ses i samband med de längre nedströms belägna lokalerna (se vidare nedan).

48. Ragunda k:a

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Lokalen är beskriven av A. G. Högbom (1899, s. 59, 77).

LOKALBESKRIVNING. På ett par ställen i älvbrinken i Indalsälvens östra strand nedan Ragunda gamla kyrka kunde tidigare under de normala fjordsedimenten iakttas morän vilande på lera.

Övre moränen är ej närmare undersökt. A. G. Högbom (1899) har en utförlig redogörelse för moränen i trakten och man får det intrycket, att moränbädden i fråga ej skiljer sig från den i trakten normala. Några faktiska uppgifter från den här aktuella lokalen föreligger dock ej.

Moränbäddens mäktighet är ej heller exakt angiven. Högbom (1899, fig. 21) har dock i en profil ritat den med 3 m mäktighet.

Sedimentserien. A. G. Högbom (1899, s. 59) beskriver det moräntäckta sedimentet som "mörk skiktad lera". Av hans redogörelse verkar det ej som om denna lera skulle skilja sig nämnvärt från den normala fjordleran. Närmare uppgifter saknas dock.

Undre morän är ej observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR. Traktens normala räffelriktning är från VNV à NV. Caldenius (Carlzon 1913, s. 360) anför dock en observation av G. De Geer av äldre räfflor från N 35°V vid Hammarstrand. Andra observationer av De Geer visar, att det normala systemet i N 55°V korsas av ett yngre i N 85°V (a. a., s. 347). Allt detta antyder en kraftig vänstervridning av isrörelsen.

TOLKNINGAR. A. G. Högbom (1899, s. 77) har tolkat lagerföljden som resultat av en oscillation. Som stöd för en sådan uppfattning anförs även växellagring mellan isälvsgrus och fjordsediment.

På grundval av de föreliggande uppgifterna kan inga invändningar göras mot oscillationsteorin. Borell och Offerberg (1955) har dock inga geokronologiska belägg för en oscillation. F. ö. hänvisas till s. 64.

49. Kånkback

LOKALBESKRIVNING. I ett stort grustag ca 1 km SO om Kånkback i södra utkanten av Hammarstrand har iakttagits en moränbädd på grus, liggande under de lokalt rätt tunna fjordsedimenten. Nivån är ca 140 m ö. h.

Övre moränen är ca 1,5 m mäktig och moig till lerig. Den är ej närmare undersökt, men lerigheten visar att materialet är utpräglat västligt och ej den i trakten normala urbergsmoränen.

Moränen tycks utan gräns övergå i det ovanliggande fjordsedimentet av finmo. Vid ett tillfälle var nämligen ingen morän synlig men väl att undre delen av mon var mycket rik på block och småsten.

Sedimentserien. Det enda iakttagna sedimentet är normalt åsgrus med sandinlagringar. Det avskärs diskordant av den övre moränen men är ej närmare undersökt.

Undre morän är ej observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR. Se Ragunda k:a, ovan.

TOLKNINGAR. Några närmare tolkningar tillåter lokalen ej i sig själv. Det relativt skyddade läget vid nordväständen av Siljemyrberget gör att sedimenten kan vara interglaciala.

Den oskarpa övergången mot fjordsedimenten antyder även möjligheten att "moränbädden" är ett diamikt sediment, som uppkommit genom subakvatisk jordflytning av moränmaterial från en närliggande is. Moränen har därvid blivit delvis uppblandad med sedimentmaterial (jfr Ferrians 1963). Denna tolkning, alltså som en iskontaktbildning, synes nog vara den mest sannolika men för andra tolkningsmöjligheter hänvisas till s. 64.

50. Döda fallet

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Lokalen är först beskriven av Fegræus (1890, s. 24). Sedermera har den i korthet omnämnts av A. G. Högbom (1894, s. 82; 1899, s. 59) men några faktiska uppgifter utöver Fagræus' har Högbom ej lämnat.

LOKALBESKRIVNING. Lokalen ligger på östra sidan av Indalsälven, att döma av Högboms (1899, s. 59) uppgifter vid järnvägen i en strax ovan Döda Fallet belägen moränhöjd. Nivån torde därför vara något över 130 m ö. h.

Övre moränen beskrevs av Fegræus (1890, s. 24) som "ljusgrå eller gulaktig, kalkhaltig, nederst hårdt packad". Enligt denna källa uppgår mäktigheten till 5 m, enligt Högbom (1894, s. 82) till 5 à 6 m.

Sedimentserien utgörs enbart av lera. Enligt Fegræus är denna "mörkgrå till brunaktig, skiktad, något kalkhaltig." Enligt Högbom är färgen blågrå. Mäktigheten uppgår enligt Fegræus till 1 m.

Undre moränen är enligt Fagræus "mörk, något lerig och kalkhaltig" samt minst 1,5 m mäktig.

G. De Geer (1888, s. 11) har omtalat en observation av Hj. Lundbohm av en undre moränbädd vid Döda Fallet. Visserligen saknades där sediment mellan moränerna men det ligger nära till hands att parallellisera den med den här aktuella undre moränen. Till karaktären är den en "moränmergel med siluriska block". De Geer ansåg det troligt, att den härrörde från ett skede, då is-

delaren legat längre åt väster än den normala, samt att detta varit fallet under en tidigare nedisning.

RÄFFELRIKTNINGAR. Den enda kända räffelriktningen är från ungefär NV.

TOLKNINGAR. Såväl Fegræus (1890, s. 28) som A. G. Högbom (1899, s. 59) tolkade de moräntäckta sedimenten vid Döda Fallet som ingående i en oscillationslagerföljd. Detta är den enda framförda tolkningen, om man undantar De Geers ovannämnda antydning om en äldre nedisning. Hans resonemang gällde dock endast en undre moränbädd.

Några säkra bidrag till frågans lösning lämnar ej denna lokal. Vad som är känt är förenligt med båda de nämnda hypoteserna. Borell och Offerberg (1955) har dock ej funnit geokronologiska belägg för en oscillation av isranden i trakten.

Av ett visst intresse är att lokalen är belägen invid de sedimenttäckta fluviatila erosionsformer, jättegrytor och andra, som beskrivits först av A. G. Högbom (1897). Huvudsakligen emedan han ej funnit räfflor eller andra tecken på glacialerosion på platsen, betraktade Högbom (1897; 1899, s. 70) dessa former som subglacialt bildade. Är denna uppfattning riktig talar den emot en interglacial ålder av det moräntäckta sedimentet. Vid en så kraftig subglacial fluviatil aktivitet är det osannolikt, att äldre avlagringar kunnat bevaras. Å andra sidan är väl avsaknaden av räfflor etc. inget säkert bevis för att jättegrytorna skulle vara subglacialt bildade. Skulle dessa vara äldre, dvs. interglaciala, vilket ej är helt uteslutet, utgör de tvärtom ett stöd för en tolkning även av sedimentet som interglacialt.

Beträffande sedimentets åldersställning hänvisas i övrigt till s. 64.

51. Bispgården

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Lokalen är i korthet omnämnd av Caldenius (Carlzon 1913, s. 318, 343). Inga ytterligare observationer är gjorda varför nedanstående beskrivning helt bygger på Caldenius' uppgifter.

LOKALBESKRIVNING. Lokalen utgör ett par skärningar utmed Indalsälven V om Bispgården. Under de normala fjordsedimenten överlagrar där morän varvig lera. Nivån torde vara ca 100 m ö. h.

Möjligen kan lokalen Bispgården ha direkt samband med Döda Fallet. Lidén (1911, s. 275) omnämner nämligen tecken på en isoscillation vid Österede mellan de båda lokalerna. Ingen närmare beskrivning ges dock av observationerna vid Österede. Möjligen avser Lidén samma lokal som Caldenius. Därpå tyder Caldenius' (Carlzon 1913, s. 318) uttryck "W om Bispgården" samt påpekandet (a. a., s. 343) att även Lidén iakttagit de moräntäckta sedimenten "utmed älfven nära Bispgården".

Övre moränen är ej närmare beskriven vare sig till karaktär eller mäktighet. Den jämfördes dock av Caldenius med den övre moränen vid Döviken (s. 60) och ligger i klart primärt läge.

Sedimentserien utgörs av "mäktiga lager af hvarfvig lera" (Carlzon 1913, s. 343). Leran är klart glacial. I densamma har dock endast iakttagits "2—3 *flera meter* mäktiga årshvarf . . . Det öfversta hvarfvet är delvis upprifvet och inknådat i moränmaterialet. Rester af de tunnare yngre hvarfven ha icke påträffats".

Undre morän är ej observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR. Den enda kända räffelriktningen är från VNV à NV.

TOLKNINGAR. Caldenius (Carlzon 1913, s. 343) tolkade lokalen som en oscillationslagerföljd. Då endast få varv är observerade i sedimentet "torde oscillationen ha varit af mycket kort varaktighet".

Lokalen i sig själv ger dock inga säkra belägg för någon tolkning. Det kan emellertid här vara på sin plats att skärskåda de moräntäckta sedimenten längs Indalsälven nedan Gesunden som en grupp (lokalerna Döviken, Ragunda k:a, Kånkback, Döda Fallet och Bispgården).

Det är för det första klart att blockmaterial och övrig sammansättning ej utgör några säkra indicier i frågan. Vidare får det anses uteslutet att sedimenten är subglacialt bildade. Då återstår en tolkning av lagerföljderna antingen som tecken på en eller flera oscillationer av iskanten eller som interglaciala. Att en enda stor oscillation skulle täckt alla lokalerna med morän är ytterst osannolikt. En sådan måste återspeglas längre söderut i den geokronologiskt erhållna recessionsbilden och så är ej fallet. För smärre oscillationer och mot en interglacial tolkning talar följande fakta:

1. De flesta lokalernas relativt oskyddade läge gentemot en isrörelse från NV. Detta behöver dock ej vara avgörande. Ahlmann (1914, s. 161) har nämligen framhållit, att isens erosion varit mest betydande på dalens sidor och ej så stor i vertikalled. Man kan därför tänka sig, att äldre avlagringar bevarats även i t. ex. djupa och trånga dalpartier.
2. Caldenius' konnektion mellan Dövikenlokalen och Krokvåg.
3. Sedimentens nivå. Visserligen är ingenting känt om kustlinjen vid nedisningens början, men om landets sänkning antas ha samband med istäckets tillväxt, är det mindre troligt att området i fråga var täckt av vatten, då isen först ryckte fram däröver. Denna punkt är dock självfallet i hög grad spekulativ.

Mot oscillationshypotesen talar följande:

1. Med undantag för Caldenius' konnektion vid Döviken är inga oscillationer geokronologiskt påvisade i dalen (se Borell och Offerberg 1955). Med tanke på de moräntäckta sedimentens utbredning borde oscillationerna ej varit så obetydliga, att de ej kan påvisas.
2. I den närbelägna Ångermanälvens dal är heller inga oscillationer påvisade trots mycket noggranna geokronologiska undersökningar (se Lidén 1911, s. 275; 1913, s. 25) Denna dal är dock öppnare och bredare och isens avsmältningsmekanik kan ha varit annorlunda än i Indalen.

3. Den kraftiga järnutfällningen vid Döviken (s. 60). Att döma av de av Caldenius (1924) och Borell o. Offerberg (1955) publicerade profilerna förekommer sådan i regel endast i de övre delarna av de ej moräntäckta sedimenten. I undantagsfall är järnutfällning dock observerad även i de understa delarna av de senglaciala sedimenten (Caldenius 1924, s. 18), varför indiciet är svagt.

En sammanfattning av de anförda fakta visar, att vissa av dem talar för en interglacial tolkning, andra för en oscillationshypotes. Vilka som är de mest vägande kan ej avgöras endast på denna lokalgrupp. Man kan dock konstatera följande: Om den interglaciala tolkningen är riktig, förutsätter den antingen en hög baltisk kust (jämförbar med HK) redan vid isens första framryckning genom dalen eller betydande insjöar i dalen från Näverede till Bispfors. Om oscillationshypotesen är riktig, visar detta att isens front varit avsevärt mer rörlig än vad som framgår av de geokronologiska undersökningarna. Som Ahlmann (1924, s. 7) framhållit, behöver detta faktum dock ej innebära, att isen som sådan varit särskilt aktiv. Tvärtom tyder det på "en bristande stabilitet eller självständighet hos ismassan, som gjort att den tagit intryck av sitt underlags lutningsförhållanden och glidit ned utför sluttningar och dalsidor . . ." Om lagerföljderna tillskrivs en och samma isframstöt, är detta ett stöd för G. Frödins epiglaciala hypotes (jfr Frödin 1954, s. 65) men denna borde ovillkorligen kunnat konstateras geokronologiskt, vilket ej är fallet.

52. Näskott

LOKALBESKRIVNING. Lokalen utgör en liten moränkulle vid landsvägen intill Näskotts k:a. Nivån är ca 350 m ö. h.

Övre moränen utgörs enbart av traktens kambrosilurbergarter. Mäktigheten varierar från 0 till ca 1 m. En orienteringsanalys av blockmaterialet (fig. 14) visar ett maximum i O-V och ett mindre tydligt i NO-SV.

Sedimentserien utgörs enbart av ett lager av mjällera. Denna håller 33 % ler och 40 % mjäla men är i övrigt rätt osorterad. Mäktigheten har ej setts uppgå till mer än någon dm. Då leran raskt tunnar ut och försvinner, är det ej omöjligt, att mäktigheten i ett numera bortgrävt parti kan ha varit större.

Undre moränen består liksom den övre helt av traktens bergarter, mest skiffer. En orienteringsanalys av blocken visar ett utpräglat maximum i ca S 70° O (fig. 14).

RÄFFELRIKTNINGAR. Se under Dvärsätt (s. 68).

TOLKNINGAR. Moränernas blocksammansättning lämnar intet bidrag till frågan om deras transportriktning. Blockens orientering gör det dock troligt, att den undre moränen avsatts vid den äldre huvudisrörelsen från OSO och den övre vid en något senare isrörelse från NO. Är detta riktigt är det uteslutet, att leran är interglacial. Så torde vara fallet redan av andra orsaker: Lokalen

bildar topografiskt en helt oskyddad liten kulle, som omöjligt kan ha överlevt en hel istid. Vidare är lerans mäktighet obetydlig.

Tre förklaringar återstår därför: Leran kan vara subglacialt avsatt eller ha överskridits av is vid den epiglaciala isframstöten eller vid en mindre oscillation. Ingendera tolkningen syns helt otänkbar. Med hänsyn till lerans läge, trots allt relativa renhet samt dess ringa mäktighet, syns kanske en mindre oscillation vara den mest sannolika förklaringen. Sannolikheten ökas väsentligt vid jämförelse med de data som framgått ur lokalerna Dvärsätt (s. 69) och Sandnäset (s. 72).

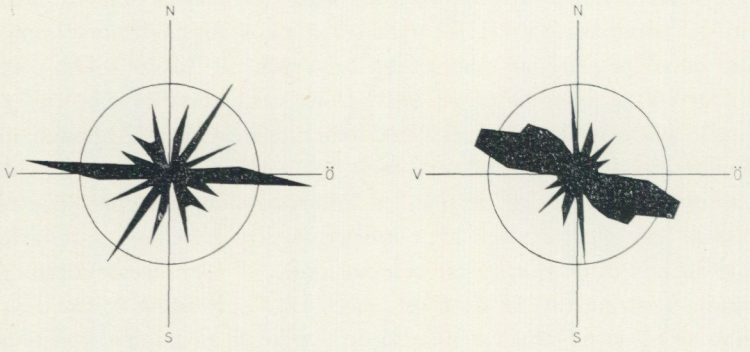


Fig. 14. Orienteringen av stenmaterialet i övre (t. v.) och undre (t. h.) moränen vid Näskott.
Orientation of the stone material in the upper (left) and lower (right) till bed at Näskott.

53. Dvärsätt

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Lokalen är först omnämnd av A. G. Högbom (1894, s. 80, 1897, s. 315[1]), som dock tydligen ej observerat det ytliga moräntäcket. Senare är den utförligare beskriven av G. Frödin (1954, s. 212 ff.).

LOKALBESKRIVNING. Det område som här avses är den halvö, som utanför Dvärsätt sträcker sig längs östra sidan av Storsjöns utlopp. Området består av ett komplex av åsryggar och kullar med delvis ganska flack yta på ca 300 m ö. h. Materialet i åsarna är grus, som ibland täcks av tunna finkorniga sediment. Här och var förekommer en obetydlig moränkappa i ytan.

Övre moränen. Den täckande moränen på denna lokal är mycket tunn. Den förekommer blott sporadiskt på åsarnas krön och sidor. Dess mäktighet har ej setts överstiga 1 m, i regel är den endast någon eller några dm.

Till karaktären är moränen en mycket hård moränlera. Delvis är den så ren, att man misstänker att det endast är den underliggande leran som packats, knådats och omlagrats av isen. Ställvis är moränen ursköljd och ersatt av svallgrus.

[1]) Ej 317, som G. Frödin (1954, s. 212) uppger.

Block och sten är fåtaliga i moränen. De som finns uppges av Frödin (1954, s. 214) ha samma bergartsmaterial som åsgruset, dvs. mest kambrosilur, rikligt med urbergsgnejser, i ett fåtal fall diabaser och i ännu färre Revsundsgranit. Bergarterna antyder snarast en rent ostlig härkomst av moränen. I urbergsområdet rakt O om lokalen ersätts nämligen Revsundsgraniten av gnejser (jfr Magnusson m. fl. 1962). Det är dock mycket möjligt, att urbergsblocken kan härröra från underliggande åsgrus, i vilket fall moränen troligen, i enlighet med Frödins hypoteser, kan ha kommit från norr.

Sedimentserien utgörs praktiskt taget enbart av det nämnda åskomplexet. Materialet i detta är grovt grus. I det stora grustaget utmed älvens högra strand kan man se, att kärnan i åsen är moräntäckt grus med enstaka block. Därpå följer starkt störda och veckade grus- och sandlager. Något grövre eller finare undre sediment är ej synligt. Frödin (1954, s. 214) uppger att kornstorlek och blockfrekvens tydligt avtar mot söder. Detta är dock knappast riktigt, om man ser till komplexet i dess helhet. Inom den östra delen gäller det i viss mån, men alls icke i den västra. Frödins argument för en sedimentation från norr faller alltså.

Bergarterna i åsgruset är enligt Frödin, som redan nämnts, kambrosiluriska med rikligt inslag av urbergsgnejser, samt något diabas men inga eller ytterst få block av Revsundsgranit.

Framför allt i områdets södra och nordöstra delar täcks åsgruset av mo, som i norr övergår i styv lera (55 % ler). Såväl mo som lera visar en tydlig varvighet, i vilken emellertid årsvarv svårligen låter sig identifiera. I den styva leran finns moiga skikt, vars tjocklek tunnar ut till intet. Lerans färg är närmast brungrå och skiljer sig helt från den vanliga submoräna lerans blågrå eller gråsvarta färg.

I mon och leran förekommer starka störningar och igenkittade sprickor. Veckningarna visar veckaxlar i växlande riktningar, de tydligaste och mest distinkta förefaller att gå i N 60°V. De antyder alltså en tryckriktning från N 30°O.

Det kan tillfogas, att mellan Dvärsätt och Krokom, något O om den moräntäckta åsen sediment, som troligen är identiska med de nämnda, går i dagen. En varvserie har uppmätts häri (fig. 15). Ytlagren är sand och mo, som bildar mäktiga varv av bottentyp. Därunder följer ca 50 normala, ehuru delvis rätt diffusa lervarv. Mot djupet övergår leran åter på normalt sätt i sand och mo med mäktiga varv. Varvserien har ej kunnat konnekteras med några andra serier, vare sig de vid länskarteringen erhållna eller de av G. De Geer (1940) publicerade. Den rimligaste tolkningen är, att varvserien markerar en kortvarig isoscillation.

I områdets södra del, något S om den östra av de båda landsvägsbroarna, består sedimenten av sand och mo med grusinlagringar. 0,1—0,4 m under kontakten mot vad Frödin (1954, s. 214) ansåg vara morän anträffade han kolbitar

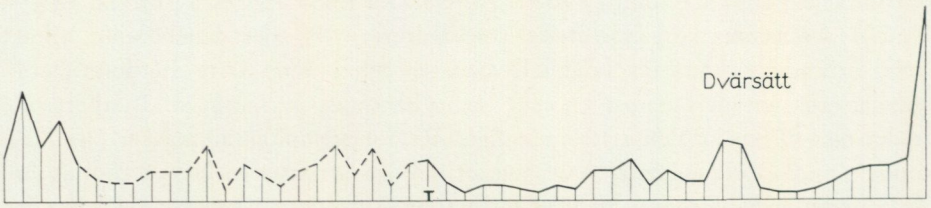


Fig. 15. Varvdiagram från lera intill lokalen Dvärsätt. Undre delen till höger. Den streckade delen av kurvan är osäker. T markerar ett skikt av tappningstyp.
Varve diagram from clay close to the locality Dvärsätt. The lower varves are to the right. T marks a drainage varve.

av tallved. Två C14-dateringar av dessa har emellertid givit åldern 1610±90 resp. 1720±160 BP (Olsson 1960, s. 123). Detta gör onekligen, att man blir något misstrogen mot den antagna övre moränens karaktär av verklig morän. Den är på fyndplatsen ej heller typisk: Den är lucker och sedimentlik, trots att den mekaniska sammansättningen är den för traktens morän normala.

Dateringen motsäger emellertid Frödins resonemang beträffande utvecklingen av Storsjöns avlopp. Fyndplatsen intar nämligen en nyckelposition i detta hänseende. Det är nu klart, att sedimenten just där sannolikt ej tillhör de moräntäckta. Frödin (1954, s. 216) påpekar nämligen beträffande kolbitarna: "Att tänka sig möjligheten att de på något sätt sedermera inkommit i platåsedimenten, förefaller uteslutet". Då raslagerföljd av topografiska orsaker torde vara utesluten finns endast två rimliga förklaringar: Lagren på fyndplatsen är i sin helhet strandsediment, utbildade av den postglaciala Storsjön. En så hög nivå av sjön (6 m ö. nuvarande yta) verkar dock mindre sannolik för en så sen tid som ca 300 e. Kr. Den andra möjligheten är att lagerföljden åstadkommits av människor. Detta syns troligast och Frödin (1954, s. 217) har också nämnt det alternativet "ehuru några spår av kulturrester trots sökande icke påträffades i lagerserien".

Frödin (1954, s. 126) uppger att följande pollen anträffats i sedimenten med kolet: På 12 preparat erhöll laborator S. Florin 69 pollenkorn, varav 31 % *Pinus,* 9 % *Picea,* 33 % *Betula,* 19 % *Ulmus* "m. m." Spektret är uppenbarligen ej senglacialt. *Ulmus*-procenten är hög t. o. m. för att vara värmetid. Provet förefaller förorenat, eventuellt redan vid lagerföljdens tillkomst, men om det är representativt bestyrker det snarare C14-dateringen än Frödins hypotes.

Undre morän saknas eller är i varje fall ej observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR. Den dominerande räffelriktningen är från O. Den har senare vridit till NO och slutligen kommit från N eller t. o. m. NV. Riktningarna NO—NV har av Frödin (1954, pl. 3) hänförts till den epiglaciala framryckningen.

Äldre räfflor än huvudsystemet är ej iakttagna i trakten.

TOLKNINGAR. A. G. Högbom (1894, s. 80; se även 1897 a, s. 315),

vilken dock ej kände till den övre moränen, ansåg att sedimenten näppeligen kunde "tolkas såsom bildade annorledes än vid brämet af en i öster kvarliggande rest af landisen, som afstängde Storsjöns utlopp och åstadkom en stigning af dess nivå".

Frödins (1954, s. 214 ff.) framställning är något oklar men han tänkte sig utvecklingen i huvudsak sålunda: Sedimenten avlagrades norrifrån mellan "kvarblivna N—S-liga isflak." Detta skedde i det sista av de senglaciala stadierna av Centraljämtska issjön. Därefter ägde en utjämning av åsen rum genom abrasion "ungefär till Storsjöns dåtida högvattennivå. Detta har alltså skett före den epiglaciala isframstöten, vars moränbädd med all tydlighet deponerats efter strandhakets utskärning." Det är något dunkelt dels vad som avses med "strandhaket" (troligen den flacka ytan av åsarna), dels om Frödin verkligen menar att den icke isdämda Storsjön vid tiden i fråga nådde motsvarande höjd (297—298 m ö. h.), alltså minst 5 m över nuvarande nivå. Som redan framgått, har slutligen den epiglaciala isframstöten avlagrat den täckande moränen, vilken i sin tur delvis svallats av det yngsta epiglaciala issjöstadiet, Krokomstadiet.

En sammanfattning ger vid handen, att inga fakta finns, som talar för en interglacial ålder av sedimenten. Vissa fakta talar definitivt emot en sådan tolkning:

1. Det nordliga — ostliga bergartsmaterialet i åsen och avsaknaden av fjällbergarter.
2. Lerans mäktighet och karaktär av glaciallera är snarare jämförbar med de normala issjösedimenten än med de växtförande, sannolikt interglaciala sedimenten.
3. Lerans läge ovanpå i stället för under åsen. En interglacial tolkning förutsätter att åsen tillhör en föregående istid. De enda lämningarna av den sista nedisningen skulle sålunda vara det tunna moräntäcket, vilket verkar osannolikt.
4. Åsarnas trots en viss utjämning på det hela taget väl bevarade småkuperade ytformer.

För en sen- eller postglacial tolkning talar alltså de nämnda fakta. Beträffande Frödins tolkning får man dock anse, att även den är svagt underbyggd, om lokalen betraktas isolerad. Några fakta talar direkt emot den epiglaciala hypotesen:

1. Belägg för en svallning av åsen före den eventuella epiglaciala isframstöten saknas. Mo och lera täcker även åsens högsta partier. Att ytan delvis är flack är inget indicium.
2. Den isoscillation, som antyds av varvserien, är alltför kort för att tillåta en epiglacial utveckling enligt Frödin, även om ej avseende fästs vid hans (Frödin 1954, s. 129) datering av händelseförloppet.
3. Pollenspektret med bl. a. *Picea* och *Ulmus* visar klart, tillsammans med

C14-dateringen, att ifrågavarande del av Frödins bevisföring ej har stöd i naturen.

Den rimligaste förklaringen av Dvärsättlokalen syns vara en mindre isoscillation i riktningen ungefär från N 30°O, då isranden stod vid Storsjöns utlopp. Möjligen kan denna oscillation ha ägt rum i samband med isdelaromläggningen, men detta förefaller otroligt enär, som redan visats (J. Lundqvist 1959, s. 22), omläggningen sannolikt skedde på ett mycket tidigt stadium. Dvärsättsområdet var säkerligen helt istäckt vid den tidpunkten. Med kännedom om isrecessionens hastighet i issjöområdet (ca 120 m/år) skulle mot bakgrunden av varvserien en eventuell isoscillation från Dvärsätt och norrut endast ha berört en zon med en bredd av storleksordningen 3 km. Det är därför knappast troligt, att Storsjön sänkts till nuvarande nivå under oscillationen. Självfallet är detta antagande hypotetiskt, emedan inga bestämningar av isrecessionens hastighet varit möjliga i den berörda trakten.

Sedimenten i områdets sydligaste del slutligen är med säkerhet postglaciala. Tolkningen av dem lämnas därhän — det må endast framhållas, att de antyder en väsentligt högre postglacial nivå av Storsjön, än vad Frödin (1954, s. 113 ff.) antagit, eller minst 297 m ö. h. i stället för 293. Nivån passar dock bättre med de av Frödin själv uppgivna värdena 296—297 (?) m ö. h. vid Sandnäset och 296 m vid Rödösundet. Kanske kan lagerföljden helt enkelt tolkas som en normal strandavlagring på just ifrågavarande observationspunkt. Pollenet skulle, mot denna bakgrund, väl kunna vara redeponerat och härröra från t. ex. den postglaciala värmetiden.

54. Sandnäset

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Lokalen är ej förut närmare beskriven men av G. Frödin (1954, s. 31 och pl. 3) omnämns den såsom en normal, ej moräntäckt åsbildning.

LOKALBESKRIVNING. Lokalen utgörs av ett åsparti med stora grustag i backen ovan korsningen mellan järnvägen och landsvägen mellan Dvärsätt och Ås. Åsen är täckt av en tunn moränkappa, vilken i och för sig väl skulle kunna tänkas tillkommen vid åsens bildning. Orsaken till att lokalen ändå hänförts till de submoräna sedimenten är emellertid, att även andra sediment förekommer mellan moränkappan och isälvsgruset.

Övre moränen är en stenig moränlera med ca 30 % lerhalt. Den är hårt packad och av den för trakten normala typen. Mäktigheten uppgår till ½ à 1 m. Mot norr syns moränen bli mäktigare, medan den särskilt mot öster kan saknas helt. Moränens allmänna karaktär gör det högst osannolikt, att den skulle vara av ostligt ursprung. Den påminner mycket om den övre moränen vid Dvärsätt och är troligen av samma karaktär som denna. På s. 67 har anförts, att moränen vid Dvärsätt möjligen kommit från norr.

En orienteringsanalys utförd på moränens blockmaterial visar ett utpräglat

maximum i ca S 70°O (fig. 16). Detta skulle snarast tyda på transport med den äldsta isrörelsen (s. 68) men med hänsyn till blockmaterialet är det ändå rimligare att anta, att blocken är orienterade vinkelrätt mot transportriktningen. Moränen skulle i så fall härröra från NNO. Bergartsmaterialet ger ingen ytterligare upplysning. Det utgörs helt av i trakten anstående gråvackor och skiffrar.

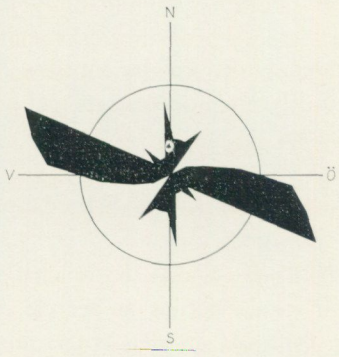


Fig. 16. Stenorienteringen i täckmoränen vid Sandnäset.

Orientation of the stones in the upper till at Sandnäset.

Sedimentserien. Det helt dominerande sedimentet är som nämnts glacifluvialt grus och sand. Detta bildar ett svagt undulerande fält med utsträckning snarast i NV-SO. Mäktigheten är betydande. Den har ej exakt uppmätts men är av storleksordningen minst 10 m.

Bergarterna i gruset är enbart kambrosilurens gråvackor, skiffrar och kalkstenar, varav materialet är gråsvart. Därjämte förekommer 1 % metamorf skiffer, som troligen härrör från fjällregionen. Sammansättningen antyder alltså snarast västligt eller nordvästligt ursprung.

Grusets övre yta är undulerande och diskordant avskuren av moränen. På de högre åspartierna vilar moränen direkt på gruset med skarp kontakt. I svackor i åsytan förekommer däremot andra sediment mellan gruset och moränen.

De nämnda sedimenten består underst av upp till 20 cm varvig lera (ca 50 % ler). Denna tunnar dock ställvis ut så att den försvinner helt. Leran övergår uppåt — likaså ställvis — i mo och sand av samma ringa mäktighet. Där sedimentserien är fullständig, avslutas den uppåt av upp till 1 m mäktigt grus, vilket består av samma bergarter som åsgruset. Troligen är det nedsvallat eller utrasat från åsens ursprungliga högsta delar.

Undre morän. Även grustagets djupaste delar ligger i åsmaterial, varför varken morän eller annat underlag observerats.

RÄFFELRIKTNINGAR. Se under Dvärsätt (s. 68).

TOLKNINGAR. Som ovan antytts har G. Frödin betraktat förekomsten som en normal ås, jämförbar med de något nordvästligare trakternas talrika åsar i NO-SV. Från dessa skiljer sig dock åsen vid Sandnäset väsentligt genom formen.

Den är ett flackt undulerande, brett fält i motsats till de nämnda åsarna, som nästan alltid är smala getryggar.

Fyra alternativa förklaringar syns kunna tillämpas på Sandnäsets moräntäckta ås:

1. Frödins tolkning är i princip riktig, men åsen har överskridits av isen vid en oscillation.
2. Åsen och sedimenten är subglacialt bildade.
4. Åsen och sedimenten är interglaciala.
3. Åsen är senglacial, sensu Frödin, och överskriden av den epiglaciala isen.
5. Det täckande moränmaterialet har genom jordflytning deponerats på en sedimentackumulation i en öppen klyfta i en dödismassa.

Mot alt. 1 kan inget principiellt invändas.

Alt. 2 är knappast tänkbart mot bakgrunden av dels moräntäckets diskordanta avskärande av sedimenten, dels lerans styvlek och varvighet.

Om alt. 3 vore riktigt, borde åsen härröra från NO och följaktligen innehålla ostligt material och så är ej fallet. Då den är en helt lokal bildning är det väl ej helt uteslutet, att tolkningen ändå kan vara riktig, förutsatt att den epiglaciala teorien överhuvudtaget är plausibel.

Alt. 4 syns mer än osannolikt med hänsyn till den ringa sedimentmäktigheten, de relativt väl bevarade ytformerna och det ytterst oskyddade läget.

Alt. 5 förefaller sannolikt men bevis därför saknas.

Kontentan av resonemanget blir alltså, att den oscillation av isranden, som eventuellt berört lokalen Dvärsätt, kan ha nått så långt söderut som till Sandnäset (ca 1,5 km sydligare än Dvärsätt). Åsen skulle i så fall vara en normal, senglacial bildning, avsatt framför en iskant på sin nordöstra sida. Det vatten, vari åsen bildades, kan ha varit Centraljämtska issjön eller en lokal dämning mellan kvardröjande dödisrester. I senare fallet kan det täckande moränmaterialet ha tillförts helt utan några rörelser i ismassan.

55. Önsjön

LOKALBESKRIVNING. Lokalen utgör en flack kulle, som likt en terrass skjuter ut från den intilliggande höjden mot Önsjöns södra strand 1 knapp mil N om Östersund. Nivån är ca 5 m över Önsjöns yta, dvs. 363 m ö. h. Det är möjligt, att lokalen hör ihop med gruset utmed bäcken ca 1 km längre västerut, ehuru inget direkt samband finns. Sistnämnda grus är en klart senglacial terrass på något över 355 m ö. h., på vars yta lokalt kan ligga mycket tunt, moränartat material.

Övre moränen är en endast 1—4 dm mäktig bädd av stenig, moig morän. Kontakten mot underliggande sediment är skarp men starkt vågig.

Sedimentserien är grus av samma typ som på övriga lokaler med submoräna sediment i Östersundstrakten. Tryckdeformationer förekommer ej, men gruset är genomsatt av talrika förkastningar i växlande riktningar. Kalkut-

fällning har skett i förskjutningsplanen. Bergarterna i gruset har ej närmare bestämts, men det förefaller att vara rent kambrosilurmaterial.

Undre moränen är ej känd.

RÄFFELRIKTNINGAR. Se under Östersund (s. 106).

TOLKNINGAR. Någon närmare tolkning tillåter ej lokalen, men inga skäl talar för att gruset skulle vara av interglacial eller interstadial ålder. Typen av störningar och likheten med t. ex. Nifsåsen (s. 97) och Torvalla (s. 108) gör i stället sannolikt, att det är fråga om en — delvis subglacial — israndbildning. Därför talar även överensstämmelsen i nivå.

56. Kläppe

LOKALBESKRIVNING. Vid stranden på östsidan av den höjd, varå Kläppe på Marbylandet ligger, stupar berget brant ned mot ett litet strandplan. På hällen ligger tunna, lösa avlagringar, i vilka en profil genom moräntäckta sediment kunnat framgrävas (fig. 17). Nivån är i runt tal 5 m över Storsjöns yta, dvs. 297 m ö. h.

Övre moränen är 1 ¼ m mäktig och till karaktären helt lokal. Den påminner nästan om rösberg. Dock visar stora block av Revsundsgranit, att den lokala kvartsiten ej är helt allenarådande bergart.

Sedimentserien. Överst ligger en ca 30 cm tjock sedimentserie av

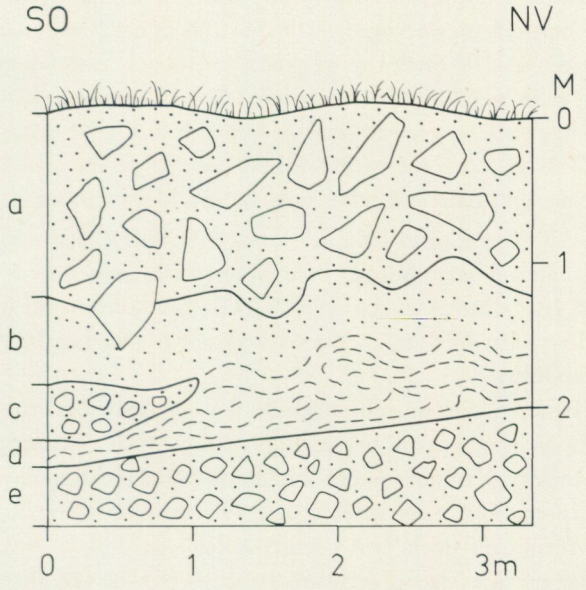


Fig. 17. Sektion genom de submoräna sedimenten vid Kläppe. a = stenig lokalmorän; b = svart sand; c = lerigt vittringsgrus; d = mo—mjäla; e = c.

Section through the submorainic sediments at Kläppe. a = stony local till; b = black sand; c = clayey weathered gravel; d = silt; e = c.

överst svart skiffersand med tydligt veckade skikt. Under denna följer småveckade, mjäliga och moiga lager. Mon är svart, mjälan mycket ljus och deras växellagring ger ett varvigt utseende åt lagret.

I kontakten mellan sedimentets båda huvudled förekommer morän av den ytliga bäddens typ. Kraftig veckning med liggande veck antyder tryck från N eller NV.

Under de nämnda sedimenten följer en bädd av växlande tjocklek, som består av ett lerigt vittringsgrus. Möjligen kan det vara en lokal moränlera av skiffer. I detta grus märks dock enstaka block av en brungrå konglomeratisk sandsten. Sannolikt tillhör den sparagmiterna i väster. Möjligen är hela detta skikt att hänföra till en undre morän i stället för till sedimenten.

Undre morän. En verklig undre morän saknas. Underlaget till de rena sedimenten är ovannämnda skiffermaterial, vilket vilar på rösberg av kvartsit. Materialet fyller ut mellanrummen i rösberget och sprickor i underliggande häll. Sistnämnda är alltså kvartsit, men svart skiffer anstår ett fåtal m från profilen.

RÄFFELRIKTNINGAR. En mycket god räffellokal ca 2 km SO om Kläppe visar de riktningar som förekommer i trakten. Hällarna uppvisar vackra stötsidor mot NV. De har beskrivits av A. G. Högbom (1894, s. 74), vilken endast omnämner räfflor från NV. G. Frödin (1954, s. 11) ansåg visserligen, att dessa räfflor kunde vara sydostliga, ehuru utbildade på gamla stötsidor mot NV. Ett noggrant studium av hällarna, särskilt vid lågvatten, då stora ytor är blottade, visar emellertid helt entydigt, att räfflorna verkligen är gamla, nordvästliga. De är av en helt annan typ än de yngre räfflorna från SO och sammanfaller till riktningen ej med dessa. NV-räfflorna är klart äldre och har på olika hällpartier olika riktningar, nämligen N 40°—45°V och N 20°V. Möjligen kan två helt skilda NV-system föreligga. De yngre räfflorna kommer från S 65°O. Något allra yngsta system från NO är ej känt, men förekommer på Norderön (s. 75). Det är därför ej uteslutet att en sådan isrörelse även berört Marbylandet.

TOLKNINGAR. Det kan ej helt uteslutas, att sedimenten kommit att täckas av moränartat material genom ras. Tryckdeformationerna i dem talar dock för att de verkligen överskridits av en från N eller NV kommande isström. Det är ej heller otänkbart, att de tunna sedimentskikten är subglacialt avsatta men det förefaller ej sannolikt.

Den omständigheten, att de moränartade lagren över resp. under sedimenten båda visserligen är lokala men har tydligt ostligt resp. västligt bergartsinslag, talar för att sedimenten tillhör skedet mellan de båda isströmmarna. Detta skulle kunna vara en interglacial eller interstadial. Något invändningsfritt bevis för en sådan tolkning föreligger dock ej på denna lokal.

Om man antar en interstadial sedimentation föreligger två alternativ: Det kan vara en gammal interstadial eller skedet före den epiglaciala isframstöten. I sistnämnda fall innebär det dock en utvidgning av densamma, jämfört med Frödins bild (1954, pl. 3). Några belägg i form av räfflor för att en sådan framstöt be-

rört Marbylandet finns ej. Något stöd för Frödins hypotes innebär lokalen heller icke. Vidare slutsatser torde icke kunna dragas ur nu föreliggande observationsmaterial.

Norderön

På Norderön, där tidigare inga moräntäckta sediment varit kända, har vid länskarteringen tre lokaler med sådana anträffats. Ingen av dem erbjöd särskilt goda observationsmöjligheter. Tillsammans antyder de dock, att åtminstone öns östra del i viss utsträckning uppbyggs av moräntäckta sediment.

57. NORRA STRANDEN. I strandbrinken på NO-sidan av höjden vid Ålsta är i stort sett endast lerig morän med stora block av kalksten och Revsundsgranit synlig. Där brinken är högst, dvs. i sydöstra delen, förekommer dock sediment under 1,5 m pressad sådan morän. De utgörs av 20 cm ren, lucker grovmo, som vilar på grovt grus. Det senare var dolt av rasmassor och kunde endast blottläggas till en mäktighet av 20 cm.

58. ÅLSTA. I svackan S intill Ålsta var vid grävningsarbeten 1963 en profil till ca 1,5 m djup blottad. Denna visade i större delen endast styv, blågrå moränlera, som ställvis sågs vila direkt på kalkhällen. På en kort sträcka, där moränen var tunnare (75 cm—1 m) och bergytan låg djupare, var dock sediment synliga till en mäktighet av 25 cm vid schaktets botten. Sedimenten utgjordes av sand och grus. Det sistnämnda var enbart fragment av skiffer och den lokala, mörka kalkstenen. Det gav närmast intryck av omlagrat vittringsgrus. Såväl detta grus som sanden var dock skiktade med brant uppresta, tydligt veckade och mot öster stupande lager. Färgen var rent blågrå.

59. JÄLSTA. Brinken S om färjeläget å öns sydöstra del är till stora delar dold av rasmassor. Vid grävning har dock konstaterats, att dess övre del utan tvekan är utbildad i morän, som är grusig-moig-lerig. Dess mäktighet kan, där underliggande sediment observerats, vara högst 1 à 2 m. Dess överyta ligger ca 4 m över Storsjöns yta, dvs. ca 296 m ö. h.

Under moränen har ställvis konstaterats sediment i form av finmo med något veckad skiktning, som vilar på grus. Det senare är tydligen vittringsgrus av den underliggande kalkhällen, vilken även blottlagts. Den direkta kontakten mot moränbädden har ej iakttagits, men det förefaller klart, att moränen verkligen överlagrar sedimenten.

RÄFFELRIKTNINGAR. På Norderön har tre huvudsystem av räfflor observerats. De tydligaste lokalerna har varit vid ovannämnda grävningsarbeten tillfälligt blottlagda kalkhällar. Det äldsta räffelsystemet, bevarat som diffusa rester, kommer från NV. Huvudsystemet, efter vilket hällarna är formade, kommer från SO med tillfälliga vridningar mellan S 55°O och S 80°O. Ett allra yngsta system från N 20°O har slutligen observerats strax N om kyrkan (se även G. Frödin 1954, lokal 55).

TOLKNINGAR. Samtliga lokaler är belägna omedelbart innanför det av

Frödin (1954, pl. 3) angivna gränsläget för den epiglaciala isframstöten. De talrika mycket stora blocken av Revsundsgranit i moränen vid norra stranden gör, att moränen knappast har karaktären av epiglacial nordmorän, sensu Frödin. Enligt hans resonemang borde den därför vara avsatt av den från SO kommande huvudisen. Emellertid kan man ej utesluta möjligheten av en av nordostisen redeponerad morän.

Sedimentens karaktär och läge på den låga, tämligen flacka ön gör en subglacial tolkning mindre sannolik. Det förefaller troligare, om än ej bevisat, att sedimenten är avsatta i isfritt vatten och överskridna vid en framryckning av isen. Om denna varit huvudisen från NV eller SO, i vilket fall sedimenten är interglaciala eller interstadiala, den epiglaciala isen eller en tillfälligt oscillerande senglacial is låter sig dock ej säkert avgöra. Man kan bara framhålla, att en senglacial erosion i området strider mot den bild av isavsmältningen som framkommit genom länskarteringen. Den epiglaciala hypotesens möjlighet är givetvis helt beroende av om en sådan framstöt överhuvudtaget ägt rum.

60. Frösöns NV-udde

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Lokalen är tidigare omnämnd av G. Frödin (1954, s. 172).

LOKALBESKRIVNING. Lokalen i fråga är den flacka platå, vilken bildar Frösöns västligaste udde N om Bynäset. Lagerföljden har kunnat studeras i ett stort grustag. Morfologiskt är platån mycket svagt välvd och orienteringen av den flacka rygg, som sålunda bildas, är ca NV-SO. Höjden på krönet är 300 m ö. h. Platån uppbyggs av grus och sand, täckt av en tunn moränkappa.

Frödin (1954, s. 172) anser, att platån "av allt att döma utgör fortsättningen

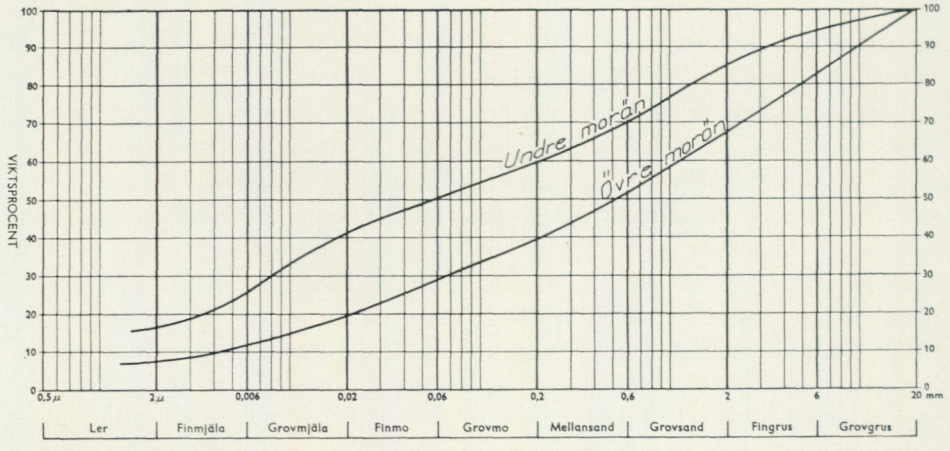


Fig. 18. Kornstorleksfördelningen i den övre resp. undre moränen på Frösöns NV-udde. *Cumulative-frequency curves from the upper* (övre) *and lower* (undre) *till at "Frösöns NV-udde".*

på Rödölandets rullstensås". Någon som helst grund för ett sådant antagande finns dock ej — vilket givetvis inte à priori betyder att det är fel. Rödöåsen går fram i ONO-VSV och dess västligaste, synliga del är belägen drygt 1 ½ km rakt N om Frösölokalen. Även den petrografiska karaktären förefaller helt annorlunda, men detta är väl knappast ett indicium emot Frödins antagande.

Övre moränen. Frödin har ej iakttagit någon täckande morän men väl en svallgruskappa, som han anser vara omlagrat isälvsgrus. Vid länskarteringen har dock en ca 1 m mäktig bädd av moig-lerig morän synts täcka praktiskt taget hela åsen. Svallning kan förekomma däri, men i obetydlig omfattning. Moränens sammansättning framgår av fig. 18.

Bergarterna i moränens grusfraktion framgår av tabell 2. Härav syns, att de nästan uteslutande är av traktens egen kambrosilurberggrund. Det obetydliga inslaget av främmande bergarter antyder snarast transport från NV men är nog alltför osäkert för att bygga något resonemang på. Förekomsten av både granit och fjällbergarter tyder dock på transport från sektorn NV-NO.

Ej heller moränmaterialets orientering ger någon ledtråd beträffande transportriktningen. Som fig. 19 visar, är kornen i moränens finmaterial helt riktningslöst orienterade.

Sedimentserien utgörs väsentligen av grus och sand av klart glacifluvial karaktär. Det är mörkfärgat av kambrosilur och syns bestå uteslutande av

TABELL 2.
BERGARTER I STENFRAKTIONEN I MORÄNBÄDDARNA PÅ FRÖSÖNS NV-UDDE
Rock types of stones in the upper (left) and lower (right) till bed at "Frösöns NV-udde"

	Övre	Undre
Lerskiffer	57 %	—
Gråvacka, sandsten	36	95 %[1])
Kalksten	—	1
Kvartsit	4	1
Granit?	3	—
Mörk gnejs	+	—
Mylonit	+	—
Fyllit	+	—
Seveskiffer?	—	1
Amfibolit	—	1
Arkos	—	1

[1]) Delvis alunskiffer. Skillnad oklar.

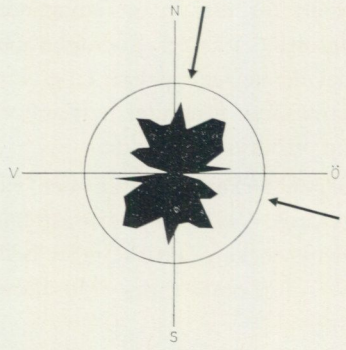


Fig. 19. Orienteringen av finmaterialet i övre moränen på Frösöns NV-udde. Uppmätt i mikroskop. Pilarna anger de två viktigaste yngre isrörelseriktningarna.

Orientation of the grains in the upper till at "Frösöns NV-udde". Determined under microscope. The arrows indicate the directions of the main younger ice movements.

dess bergarter. Blockräkningar har dock ej utförts. Gruset dominerar uppåt. Mot djupet förhärskar sand med inlagringar av mo och mjäla.

Skiktningen i gruset är mycket flack men i stort sett konform med den flacka överytan och antyder alltså snarast åsriktningen NV-SO eller NNV-SSO. I regel är sedimenten helt ostörda men små veckningar har observerats, som avspeglar en tryckriktning från i stort sett norr. Vidare finner man ibland, att sedimenten släpats med av den överskridande isen och kilformigt inbakats i dess morän. På motsvarande sätt är moränen nedtryckt som kilar och sliror i sedimenten (fig. 20). Strukturerna är svårtolkade men antyder närmast en isrörelse från öster eller väster.



Fig. 20. Kontakten mellan den övre moränen (ljus) och underliggande grus (mörkt) på Frösöns NV-udde. Moränen är kilformigt nedpressad i gruset. — Foto J. Lundqvist 1961.

The contact between upper till (light) and submorainic gravel (dark) at "Frösöns NV-udde". The till has been wedged down into the gravel.

Undre moränen har genom spadborrning befunnits vara en blå moränlera. Bergartssammansättningen i grusfraktionen framgår av tabell 2. Som synes saknas ostligt material helt. 98 % av de ingående bergarterna kan betraktas som lokala, medan de återstående 2 % sannolikt är av västligt ursprung.

RÄFFELRIKTNINGAR. Se under Frösön, (sid. 93).

TOLKNINGAR. G. Frödin (1954, s. 172) betraktar lokalen som en fortsättning på Rödöåsen, vars yta avplanats genom abrasion. Ytan motsvarar det epiglaciala Krokomstadiet av Centraljämtska issjön (300 m ö. h.). Som Frödin själv (1954, s. 173) påpekat, kan den kraftiga utjämningen "synas något överraskande med tanke på Krokomnivåns i övrigt svaga utbildning men kan förklaras av den starka expositionen".

Då nu en ytlig moränbädd konstaterats, förfaller tolkningen i så måtto, som att det ej kan vara fråga om det epiglaciala Krokomstadiet. Däremot är icke det senglaciala Krokomstadiet uteslutet. Då ingen datering av lokalen är möjlig, lämnar den dock inget bidrag till frågans lösning. Lokalen är i sig själv väl förenlig med både Frödins och en eventuell interglacial tolkning.

Man kan dock konstatera, att sambandet med Rödöåsen är helt hypotetiskt och föga sannolikt. Ett samband med de likartade lokalerna på Bynäset samt eventuellt även Andersön och Dvärsätt syns mot bakgrunden av lagerföljden ganska klart, varför man skulle kunna tillämpa samma förklaring som beträffande dessa (jfr s. 81 och 84). Frödin (1954, s. 41) har, trots sin ovan anförda uppfattning, faktiskt antytt möjligheten av ett sådant samband.

61. Västbyn

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Lokalen har omnämnts av Asklund (1936, s. 5).

LOKALBESKRIVNING. Lokalen är belägen vid Storsjöns strand 1 km V om Västbyn ca 1 km S om "Frösöns NV-udde".

Övre moränen. Mäktigheten uppgår enl. Asklund till 1 ½ m. Inga undersökningar har utförts.

Sedimentserien. Under den övre moränen följer 2 m sand och därpå dyig mjäla. Asklund uppger, att på 15 preparat 9 pollenkorn påträffats, varav 8 *Pinus* och 1 *Betula*.

Undre morän är ej iakttagen.

RÄFFELRIKTNINGAR. Se under Frösön, s. 93.

TOLKNINGAR. Någon annan tolkning har ej framförts än att Asklund (1936) betraktar dessa sediment, liksom övriga av honom studerade i samma trakt, som interglaciala.

Lokalen måste troligen ses i samband med de närliggande Bynäset och Andersön. Sedd som en isolerad företeelse ger den knappast något bidrag till de submoräna sedimentens gåta.

Det är möjligt, ehuru ingalunda givet, att den sand som täcker mjälan har samband med åssanden på Frösöns NV-udde (s. 77). Mellan de båda lokalerna

dyker dock kontakten morän/sediment under Storsjöns yta, varför ett eventuellt samband ej kan direkt konstateras.

62. Bynäset

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Lokalen är undersökt och beskriven av G. Frödin (1954, s. 173 ff.). Den är även omnämnd av Asklund (1936, s. 6), vilken låtit utföra pollenanalyser.

LOKALBESKRIVNING. Lagerföljden är blottad dels i strandkanten utmed Bynäsets nordöstra strand, norrut från den landtunga som förenar näset med Frösön, dels i ett grustag strax S om västra änden av nämnda landtunga. Iakttagelserna visar tillsammans, att en grus- och sandserie täcks av en tunn moränbädd. Nivån är ca 300 m ö. h.

Övre moränen är upp till 1,5 m mäktig men tunnar utmed stranden ställvis ut, så att den försvinner. Närmare undersökningar av moränen är ej utförda men Frödin (1954, s. 174) säger att "Bergartssammansättningen är här nordmoränens. Den topografiska miljön utesluter annat läge än in situ."

Sedimentserien domineras av sand och grus av glacifluvial typ. Skiktningen häri är flack men svagt välvd kring en axel i NNV—SSO, vilket alltså kan ha varit riktningen av en eventuell ås. I övrigt stupar skikten ibland något mot söder. I gruset förekommer uthålliga, tunna skikt av finmo på ca 2 m djup.

Bergartsmaterialet är så gott som uteslutande kambrosilur, varav sedimentet är svartfärgat. Frödin (1954, s. 173) framhåller att "fjällskiffrar förgäves eftersparats".

Mot bottnen växellagrar åsmaterialet med finmo och mjäla, vilka tycks helt ta överhand i djupare lager. Frödin uppger mäktigheten därav till 0,5—1,5 m.

Asklund (1936, s. 5) uppger, att bland finsedimenten på Bynäsets nordsida finns svart lera. "Den är här ibland gyttjeartad med dylukt". Han har i denna lera funnit pollen. På 5 preparat fanns 6 st *Picea* och 20 st *Pinus*. Vidare uppger han att "Ett *Picea*-pollen är anmärkningsvärt stort, mätande omkr. 120 μ. I provet fanns förutom ovanstående 26 pollen 1 tetralpollen, 3 st obekanta pollen av *Salix*-typ och några sporer".

En spadborrning i finsedimenten vid strandbrinkens fot har dock visat, att leran endast än några dm tjock. Därunder följer stenig, blå moränlera. Ytlagrets lera är säkert en nutida omlagringsprodukt därav. Om en submorän lera förekommer, torde den ha mycket liten utbredning. Det verkar dock sannolikt, att den av Asklund nämnda leran tillhör den postglaciala omlagringsprodukten.

Beträffande kontakten mellan sedimenten och den övre moränen må framhållas, att den delvis är knivskarp, överskärande sedimentlagren. Delvis är den dock mer diffus och konform med lagringen. I förra fallet ser man lokala små störningar i åsgruset.

Undre moränen är den ovannämnda blå moränleran. Bergartskompo-

nenterna i grusfraktionen lämnar intet entydigt svar på frågan om materialets härkomst. Det är till övervägande del kambrosilurbergarter från trakten. 4 % härrör dock säkerligen från fjällområdet, medan säkert ostligt material helt saknas. Man därför våga påstå, att moränen härrör från NV.

RÄFFELRIKTNINGAR. Se under Frösön, s. 93.

TOLKNINGAR. G. Frödin (1954, s. 175) betraktar sedimentserien som avsatt i de senglaciala stadierna av Centraljämtska issjön, eller rättare en abrasionsplatå utbildad av ett av dessa stadier. Platån har överskridits av is vid den epiglaciala isframstöten. Då moräntäcket i trakten ställvis är starkt svallat, har även de epiglaciala issjöstadierna berört lokalen.

Efter ett avvisande av flera uppenbart orimliga tolkningssätt drar Frödin slutsatsen "att man här har att göra med en regenererad strandlinje, tillhörande det epiglaciala Krokom-stadiet . . .".

Asklund (1936) räknar även dessa submoräna sediment som interglaciala. Beträffande gruset betecknar han det kort och gott som strandgrus.

En sammanfattning ger vid handen, att huvuddelen av sedimenten är en glacifluvial bildning avsatt från NNV. Om den verkligen vilar på finsediment, vilket ej är helt klarlagt, markerar den en framryckning av isranden över avlagringar avsatta framför denna. Eventuellt har grus från åsen rasat eller svallats ned över omgivande mjäla och lera, men detta torde vara något osäkert.

Under förutsättning att den av Asklund observerade leran verkligen tillhör åsens underlag tyder pollenanalysen närmast på att det tidsskede, under vilket sedimenten avsatts, skulle vara en interglacial. Pollenspektret påminner om övre delen av diagrammet från Pilgrimstad (s. 150). På en senglacial ålder tyder pollenet definitivt icke. *Picea* förekom ej under denna tid. Visserligen kan väl granpollenet tänkas vara mycket långfluget, men dess procenttal är alltför högt för en sådan förklaring — om än givetvis det statistiska materialet är litet.

Slutsatsen blir därför snarast, att finsedimenten och därpå åsen är avsatta framför en från N eller NV framryckande isrand.

63. Andersön

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Lokalen är först omnämnd av Asklund (1936, s. 6) och senare beskriven av G. Frödin (1954, s. 176).

LOKALBESKRIVNING. Med Andersön avses här Oxmjälet, dvs. den 120 m långa, upp till 13 m höga nipa, som avskär Andersöns nordöstra udde. Under namnet Oxmjälet är lokalen tidigare beskriven. Udden bildas av en mycket flack rygg i N 25°V. Lagerföljden är en starkt veckad serie av grus—lera, täckt av mycket tunn morän.

Övre moränen är svagt utbildad, högst 1 m mäktig och saknas ställvis helt. Mot söder blir den mäktigare. Den har ej närmare undersökts men dess innehåll av mycket stora block av Revsundsgranit är påfallande. Den är dock

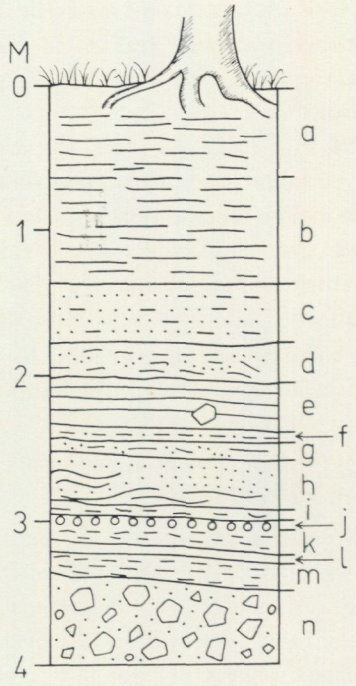


Fig. 21. Profil genom de submoräna sedimenten på Andersön. Ovan den i nipan framgrävda profilen följer minst 5 m grus med tunn moränkappa. a = ljus mo med brant stupning mot öster; b = blå mo—mjäla med stupning som föreg.; c = ljus sand—grovmo; d = ljusblå finmo med vita sliror av grovmo; e = styv blå lera med stenar; f = blå mo; g = styv blå lera med vita mosliror; h = grå sand och blå finmo, slirigt hopveckade; i = gulgrå finmo; j = grus med rostskikt; k = grå mo; l = ljus mjäla; m = rostig finmo; n = grusig morän.

Profile through the submorainic sediments at Andersön. Above the profile follows at least 5 meters of gravel with a thin cover of till. a = light fine sand, steeply dipping eastwards; b = blue silt with the same dip; c = light sand; d = light blue very fine sand with lenses of white sand; e = blue clay with stones; f = blue fine sand; g = blue clay with white sand lenses; h = grey sand and blue silt involuted in each other; i = yellowish grey very fine sand; j = gravel with ferric hydroxide; k = grey fine sand; l = light silt; m = very fine sand with ferric hydroxide; n = gravelly till.

en typisk bottenmorän och ras är helt uteslutet redan på grund av det topografiska läget.

S e d i m e n t s e r i e n. I stort sett består södra delen av den långa, i NNV—SSO, sträckta nipan av grus. Norra delen utgörs av finare sediment. Ren mo med lika delar grovmo och finmo och obetydligt halt av övriga fraktioner dominerar. I bottnen i södra delen av nipan anstår den drumlinartade upphöjning av blå lera, som omnämnts av Asklund (1936, s. 5). Leran håller 40 % ler, resten är mjäla. Detta bör observeras, enär Frödin (1954, s. 176) tycks ha betvivlat lerans existens. På hans bild (1954, fig. 46) är den dold av ras men trots detta säger Frödin att "Både isälvsgruset och mo—mjälaserien går ända ned till vattenytan." Leran växellagrar med mo och sand. En grävning vid nipans södra fot har blottlagt sedimenten ned till bottenmoränen såsom den i fig. 21 visade profilen. I schaktväggen syntes lagren i stort sett stupa mot O à NO. Man fick ett tydligt intryck av tektonisk påverkan med överskjutningar från detta håll.

Frödin uppger att de finkorniga sedimenten visade "blott obetydlig skiktning, vanligen stupande 20°SV, där den ej, såsom närmare kontakten mot isälvsgruset, är störd genom starka rubbningar". Vid grävningen visade sig dock skiktningen mycket tydlig, bitvis påminnande om varvighet, och som nämnts stupande mot O eller NO. Genom stark tryckpåverkan, synbarligen från NO, är lagren i nipans norra del brant uppresta och nästan vertikala.

Asklund (1936, s. 6) har på 3 preparat funnit följande pollen i leran: *Picea* 2 st., *Pinus* 4 st., och därjämte Sphagnumsporer och 1 Ericacépollen.

Grusserien består av kambrosilurmaterial. Bland dess block har Frödin (1954, s. 176) iakttagit "åtskilliga av seveskiffrar och fjällrandbildningar (t. ex. ett grått sparagmitkonglomerat från norra Jämtland, möjligen tillit)". Vidare uppger Frödin att "I regel saknas tydlig skiktning. Där sådan finnes, stupar den mot SV". I de vid länskarteringen under flera år iakttagna snitten har dock skiktningen stupat ut mot sjön, dvs. NO. I själva verket tycks de synliga sedimenten utgöra delar av ett väldigt veck. Grusets natur är något oklar på grund av den otydliga skiktningen, som dessutom är starkt störd. Till sin typ verkar det dock snarast glacifluvialt, så som också Frödin betecknat det.

Gruset och därmed nära samhörig sand är ej begränsade enbart till nipan. Utmed Andersöns norra strand har det iakttagits ända upp mot öns nordspets. Det är hela vägen täckt av morän och det förefaller som om kontakten grus/morän stupar långsamt mot norr. Nära öns nordligaste udde dyker den ned under Storsjöns yta.

Undre moränen är starkt grusig. Bergarterna i grusfraktionen är uteslutande de i området anstående.

RÄFFELRIKTNINGAR. En äldsta isrörelse från N 30°V finns markerad av tydliga räfflor på mot NV vettande, goda stötsidor på kvartsithällar på Andersöns ostsida. Det förefaller ej troligt, att räfflorna är sydostliga, utbildade på en gammal stötsida, men även om så skulle vara fallet, är stötsidan tillräckligt belägg för en nordvästlig isrörelseriktning.

Den dominerande räffelriktningen är från SO—OSO. Denna isrörelse har sedan ersatts av en från NO—ONO. Frödin (1954, pl. 3) uppger sig ha belägg för yngre räffelriktningar från allt nordligare håll. Den yngsta isrörelsen skall enligt honom på Andersön ha kommit från NNV.

TOLKNINGAR. Asklund (1936) räknade sedimenten på Andersön till de interglaciala avlagringarna.

Frödin (1954, s. 176) var mera tveksam beträffande sedimentens natur men fann det "frestande att bl. a. med hänsyn till den relativt ringa grusmängden tänka sig en ursprungligen ryggformad åsbildning, vilken deformerats genom isframstöten, samtidigt med att de på omgivande issjös botten i anslutning till åsbildningen deponerade finsedimenten pressats in i underlaget." Den åsyftade isframstöten är den epiglaciala och sedimenten tänks avsatta i de senglaciala issjöstadierna. Som skäl för den antydda tolkningen anförs, att den flacka ryggformen ej är vinkelrät mot de epiglaciala räfflorna, utan vinkelrät mot de något äldre nordostliga. Även de senare har Frödin (1954, pl. 3) betraktat som epiglaciala, en tolkning som i belysning av de senare årens räffeliakttagelser dock är diskutabel.

De flesta fakta beträffande lokalen är förenliga med både en interglacial och en epiglacial tolkning. Mot den epiglaciala och för en interglacial ålder talar pollen-

innehållet i leran men indiciet är svagt. I samma riktning pekar emellertid bergartsmaterialet i gruset och den undre moränen. Vore den epiglaciala tolkningen riktig, skulle man nog vänta sig en större mängd ostliga block och inga fjällbergarter. Den neoskandiska isdelaren, varifrån den epiglaciala framstöten skulle utgått, var ju belägen O om fjällranden, medan den framryckande isen ännu medförde åtskilligt material som härrörde från öster, från den äldre isdelaren. Åsgruset borde sålunda visat samma blockinnehåll som den övre moränen och så är ej fallet.

Den övre moränens talrika Revsundsgranitblock antyder, att den överskridande isen under ett ej alltför avlägset skede haft sin isdelare långt österut. Frödin är visserligen i regel benägen att bortförklara alla dylika block som drivisblock, men det förefaller långsökt. Blocken är utomordentligt talrika i Storsjöbygden och kan följas långt V om Storsjön. De förefaller utan tvekan att höra till moränen. F. ö. skulle man mot drivistolkningen kunna använda Frödins eget argument beträffande Pilgrimstad (1954, s. 194, jfr här s. 144).

De i och för sig otydliga fakta på Andersön är sålunda samstämmiga. De antyder följande tolkning: Leran och de övriga finkorniga sedimenten avsattes i ett vatten, som senare överskreds av den från fjällen framryckande landisen. Den uppåt tilltagande kornstorleken markerar israndens närmande och den sista avlagring med västligt ursprung som avsattes var glacifluvialt grus. Isdelaren försköts sedermera mot öster, och isrörelsen från öster, vilken gradvis vred till NNV, satte sin prägel på den övre moränens sammansättning. Tryckdeformationerna i sedimenten markerar den kraftiga isrörelsen från NO. Den allra yngsta rörelsen från NNV var svag och förmådde inte påverka avlagringarna, vare sig till struktur eller bergartsinnehåll.

64. Tanne

I ett mindre grustag NV intill Tanne på Frösön har iakttagits 30—40 cm mäktig moränlera av traktens vanliga typ vilande på mörk skiffersand och grus. Närmare undersökningar har ej utförts men höjdläget, 365 m ö. h., tyder på att lokalen kan jämställas med lokalerna Nifsåsen (s. 97), Bällsta (s. 96) m. fl. Samma förklaring som anförs beträffande dem skulle alltså vara tillämplig även här, men säkra indicier för eller mot saknas.

Frösön

Med Frösön avses här det område som intas av tätbebyggelsen i Frösö köping samt trakten närmast SV därom. En rad lokaler med submoräna sediment är kända därifrån. De har med all säkerhet nära samband med varandra, varför de här behandlas som en enhet, ehuru vid beskrivning av stratigrafien de enskilda lokalerna anförs var för sig.

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Det första omnämnandet av moräntäckta sediment på Frösön gjordes av A. G. Högbom (1893), vilken lämnade utförliga

beskrivningar av ett par lerlokaler. Några närmare redogörelser gavs därefter icke förrän G. Frödin (1916) fick anledning att uppta frågan till behandling i samband med mammutfyndet vid Önet. Frödin (1925) var även den förste som närmare skildrade grusförekomsterna vid Östberget. Mer eller mindre utförliga beskrivningar, vilka väl kompletterar och i viss mån korrigerar varandra, har senare lämnats av Asklund (1936), Thorslund (1939) och Kulling (1945). Slutligen har G. Frödin (1954) utförligt beskrivit en rad lokaler. Genom alla dessa undersökningar får Frösölokalerna sägas höra till de bäst kända förekomsterna av submoräna sediment.

65. ÖSTBERGET. Östbergslokalen är en vidsträckt grusackumulation, som utbreder sig under Östbergets ostbrant. Gruset sträcker sig sannolikt längs hela bergssidan och upp till en nivå, som Asklund (1936, s. 4) anger till minst 395 m ö. h. Lagerföljden har kunnat studeras i ett par, nu delvis igenrasade grustag och vid byggandet av bergskyddsrummet ovan Hornsberg. Den utgörs av grus och sand, vilka vilar på morän och täcks av upp till 5 m moränlera. Distalt övergår gruset i finare sediment. I ytlagren förekommer ibland senare issjöbildningar, vilka här ej närmare behandlas.

Övre moränen. Den täckande moränen är upp till 5 m mäktig. Den är en för trakten normal, pressad, lerig morän med låg blockhalt. Presstrukturen stupar mot N eller NO. En orienteringsanalys utförd på blockmaterialet i moränen visar ett utpräglat maximum i N 35°V (fig. 22).

Om blockmaterialet i moränen råder högst delade meningar. Att huvudmassan är kambrosilurbergarter råder inget tvivel om. Kulling (1945, s. 46) uppger 90 %. Asklund (1936, s. 4) betonade härav den grå ortocerkalken och gjorde följande kommentar: "Min förtrogenhet med ortocerkalkledets utbildningsformer i dessa trakter avgör med visshet, att den rikliga mängden av grå ortocerkalkblock i denna morän härstamma från Frösöns västra sida . . . Den rikliga

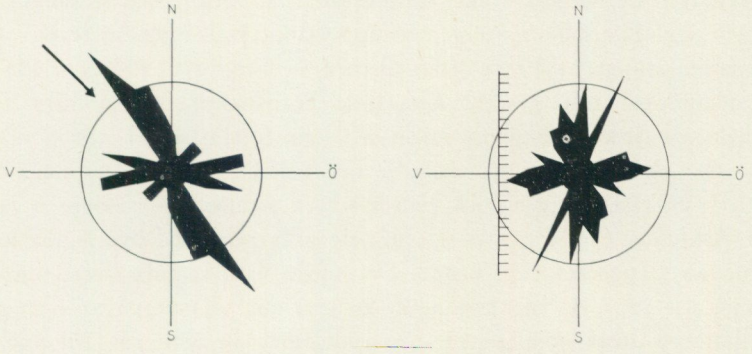


Fig. 22. Stenarnas orientering i övre moränen (t. v.) och gruset (t. h.) vid Östberget, Frösön. Pilen anger den yngsta, mycket svaga, och tillika äldsta isrörelseriktningen.

Orientation of stones in the upper till (left) and gravel (right) at Östberget, Frösön. The arrow indicates the direction of the youngest, very weak, and also the oldest ice movement.

förekomsten av ordoviciska skiffrar, mest Ogygiocarisskiffer, bestyrker materialets västliga ursprung". Thorslund (1939, s. 10), som väl får anses lika förtrogen med områdets berggrund, har beträffande skiffrarna "icke funnit paleontologiskt belägg för närvaron av material från ogygiocarisskiffer. Däremot har jag funnit grundad anledning påstå, att större delen av dem härröra från trinucleusskiffrar; sådana ha avsevärd utbredning N, NO, O, S och SV om Frösöns östra del." Han framhåller vidare, att eventuell ogygiocarisskiffer även kan ha kommit från NO. Ortocerkalk av ifrågavarande grå typ finns anstående även åt öster. Kyrkåskvartsiten utgör en betydande del av kambrosiluren, vilket betonades redan av Frödin (1925, s. 205).

Beträffande urbergsmaterial, vilket kommer österifrån, säger Frödin (1954, s. 168) att i moränen "äro östliga urbergsgraniter och gnejser mer än väntat fåtaliga". Denna uppgift bekräftas av Kulling (1945, s. 46), vilken uppger 5 % urbergsmaterial, varav dock 1 % är diabasporfyrit och 4 % Östbergsporfyr. Thorslund (1939, s. 11) däremot uppger att migmatiter från området O om Kyrkås förekommer "tämligen rikligt och även i större block". Dessutom förekommer andra bergarter österifrån, bl. a. Åsbydiabas.

Fjällbergarter från V och NV utgör enligt Kulling (1945, s. 46) 5 %. Thorslund (1939, s. 11) har dock endast iakttagit ett mindre block av kärvskiffer.

Beträffande den på platsen anstående Östbergsporfyren går uppgifterna isär, möjligen såsom Kulling (1945, s. 46) påpekat, därför att man ej strängt skilt mellan rasmaterial och morän. I vilket fall som helst är knappast denna bergart vittnesgill, då det gäller att bedöma materialets transportväg.

Kontentan av blockstudierna är, att moränen av Frödin anses härröra från NO, av Asklund från V eller NV, och av Thorslund från O eller NO.

Sedimentserien utgörs av grus och sand med tunnare inlagringar av finare material. Därjämte förekommer grovblockiga lager, vilka kan vara rasmaterial från Östbergets brant. Stratigrafien har utförligast studerats av Kulling (1945, fig. 21), vilken återger en upplysande profil genom serien.

Lagerserien stupar ca 30° ut från Östberget. Frödin (1954, s. 158) uppger att "växellagringar med gradvis avtagande kornstorlek från proximalt strandgrus till distala finsediment, mo, mjäla och lera, fortsätta ned mot sjön." Avlagringarna övergår alltså kontinuerligt i de finsediment som närmare beskrivs på s. 90. I stort sett ligger dock gruset på en stratigrafiskt högre nivå, vilket visas av Asklunds (1936, s. 4) uppgift att grus och sand överlagrar leran vid vägen mellan Östersund och Tanne. Det torde vara samma lokal som avses i Thorslunds (1939, s. 8) beskrivning av 2 m morän, vilande på 6—8 m grus och sand. I bottnen anstår mjälig lera. Denna lokal är belägen på Östbergets nordsluttning, 0,8 km NV om Bergvik.

Som redan nämnts, når gruset till en högsta höjd av ca 395 m ö. h. Därjämte har Frödin (1954, s. 166 ff.) beskrivit en i gruset utskuren lägre strandterrass,

vilken likaledes är moräntäckt. Nivån är 355 m ö. h. och terrassen tolkades av Frödin såsom tillhörande det senglaciala Näcktenstadiet.

Beträffande grusavlagringarnas genetiska ställning går meningarna isär. Kulling (1945, s. 47) känner sig efter en diskussion av struktur och blocksammansättning "frestad att söka tolka den submoräna lagerföljden som en lateral bildning av glacifluvial karaktär, avlagrad i ett vatten mellan Östberget och en landis i norr". Även Frödin (1925, s. 206) betraktade ursprungligen gruset som glacifluvialt, men frångick senare (1954, s. 159) denna uppfattning till förmån för en tolkning, som i detta avseende överensstämde med Asklunds (1936, s. 4) och Thorslunds (1939, s. 8). Denna tolkning innebär att gruset är ett normalt strandgrus, som distalt övergår i djupbottensediment. Frågan kan väl icke anses definitivt löst men orienteringsanalysen i fig. 22 ger möjligen ett visst stöd åt strandgrushypotesen. Den är dock även väl förenlig med den glacifluviala hypotesen.

Vissa lager i grusserien har karaktär av "openwork gravel", medan andra åter utgörs av diamikta sediment av sten och mo. Båda dessa typer är sådana som man främst finner bland fluviatila, inkl. glacifluviala, bildningar. Detta indicium får nog anses vara det starkaste och sedimenten betraktas därför i det följande, om än med stor tvekan, som glacifluviala.

Bergartsmaterialet i gruset har studerats av flera forskare. Endast Kulling har dock utfört systematiska blockräkningar. Bortsett från vissa lager, vilka kan vara rasmaterial, är halten av Östbergsporfyr låg. Kalkstenar dominerar helt med 72 resp. 74 % i två blockräkningar. Gråvackesandstenar av Föllinge—Holmsjö-facies från väster och norr förekommer till 9 resp. 7 %. Halten fjällskiffrar är "ringa". Thorslund (1939, s. 8) uppger utan procentangivelser följande bergarter: "kambrosilurbergarter (mörk kalksten, svarta, stundom sandiga skiffrar, gråvacka av Föllinge—Holmsjö facies, kvartsiter), fjällskiffrar, Offerdalskonglomerat, kvartsiter". Bland kvartsiter märks Kyrkåstyper. Med stöd av bergarterna har både Kulling och Thorslund antagit ett västligt ursprung av materialet. Frödin (1954, s. 168) uppger olika bergartsmaterial från olika delar av området. Enligt honom dominerar kambrosilurmaterialet helt, medan urbergsdetritus är sällsynt. I det s. k. Rosenhills grustag var "gnejser, grönsten och amfibolit från urberget dock mindre sällsynta än i det norra grustaget". Köliskiffrar från Tännforsområdet var allmänna 1914 men 1949—51 rätt sällsynta. Dessa uppgifter gör onekligen transportriktningen rätt oklar och visar att det är svårt att dra definitiva slutsatser endast ur enstaka observationer.

I Rosenhills grustag vid södra delen av Östbergets ostbrant har påträffats ett överarmsben av myskoxe. Detta beskrevs först av Thorslund (1939, s. 11) såsom mammutben, men uppgiften korrigerades av Kulling (1945, s. 45). Benet anträffades i utrasat material men både Thorslund och Kulling var av den uppfattningen att benet legat inbäddat i gruset. Enligt Thorslund har på samma lokal funnits mindre träfragment och tunna linser av svart, sotande material.

Asklund (1936, s. 6) har låtit utföra pollenanalys på en lerig mjälrand 7 m över bottnen i samma grustag. På 24 preparat anträffades 4 *Pinus*-pollen. Resultatet är alltså helt intetsägande. Pollenet kan vara långfluget eller redeponerat och säger i sig själv heller ingenting om en eventuell flora i trakten vid sedimentets avlagring.

Undre moränen. Om sedimentseriens underlag vid Östberget är uppgifterna mycket vaga. Kulling (1945, s. 50) säger direkt ifrån att det ej är blottat men lutar åt den åsikten, att lera underlagrar gruset. Frödin (1925, s. 205) yttrar dock, utan att ange varpå han stöder sitt uttalande, att "Das untere und obere Moränenbett haben in der Hauptsache dieselbe Zusammensetzung und den gleichen Ursprung . . . Beide geben einen Transport von Nordosten an . . .". 1954 (s. 169) gör han ett uttalande av samma karaktär nämligen att "en undre morän långa sträckor saknas vid Näcktennivån och även ovan densamma, så att strandgruset direkt vilar på berggrunden . . ." Det måste emellertid beaktas, att de faktiska uppgifter, som Frödin (t. ex. 1954, s. 162) anför, rör morän under icke moräntäckt strandgrus. Enligt hans uppfattning gör detta ingen skillnad, varför man kanske får vara något försiktig vid användningen av hans uppgifter.

Förutsatt att grusserien verkligen är strandgrus, bör grusets bergartsmaterial även avspegla den undre moränens. I så fall skulle enligt ovan (s. 86) denna morän snarast vara av västligt ursprung. Under förutsättning att Frödins ovan citerade uppgift är grundad på faktiska observationer skulle däremot den undre moränen ha samma transportriktning som den övre. Åsikterna om denna riktning går som nämnts vitt isär.

66. HORNSBERG. Med Hornsberg avses här området närmast nedan Östbergets ostbrant, dvs. det som intas av stadsbebyggelsen inom Frösö köping. Dit hör bl. a. Tegelviks tegelbruk och de lokaler som av Asklund (1936) beskrivits under namnet "Edvalls tomt". Lagerföljden i hela området utgörs av lera, täckt av en tunn moränbädd. Man kan med viss sannolikhet anta, att leran är förbunden med gruset vid Östberget (jfr ovan). Delvis torde den vara grusets distalsediment, delvis underlagrar den gruset. Lerans ungefärliga utbredning framgår av fig. 23.

Lerobservationerna är i regel gjorda på låg nivå nära Storsjöns strand. G. Frödin (1954, s. 182) har dock iakttagit leran längs Bergsgatan till en nivå av 300—305 m ö. h. Asklund (1936, s. 3) uppger att leran når 60 m över sjöns yta, dvs. ca 350 m ö. h. Delvis är hans uppgifter ej grundade på självsyn, varför Frödin (1954, s. 181) anser dem osäkra. Man bör dock beakta, att Thorslund (1939, s. 8) iakttagit mjälig lera på bottnen av ett grustag vid skidbacken. Höjden är icke exakt känd men överstiger i varje fall avsevärt den högsta av Frödin observerade.

Övre moränen. Den morän som täcker leran i Hornsberg syns ha en mäktighet av upp till 3 m (A. G. Högbom 1893, s. 9; G. Frödin 1954, s. 182). Den är en hård moränlera, som på senare tid ej tycks ha blivit närmare undersökt.

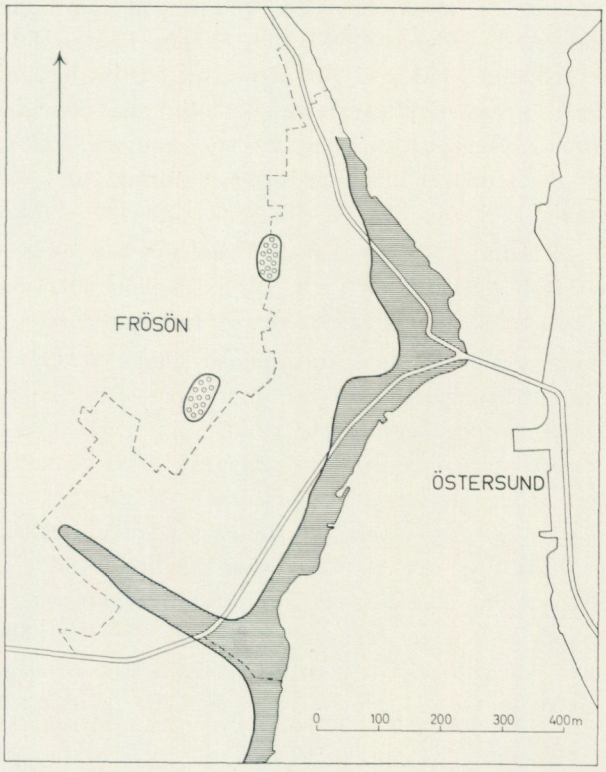


Fig. 23. Den kända utbredningen av submoränt grus (ringar) och lera (streckning) i Hornsberg, Frösön. Sammanställning av egna och äldre observationer samt uppgifter från Frösö köpings byggnadskontor. För spridning godkänd i rikets allmänna kartverk.
The known distribution of submorainic gravel (circles) and clay (lining) at Hornsberg, Frösön.

Man har allmänt gjort det rimliga antagandet, att det är samma morän som täcker Östbergets grus. De enda faktiska uppgifterna om blocksammansättningen är därför A. G. Högboms (1893, s. 9): Moränen utgörs "af en rostgul, fläckvis dock blågrå massa, i hvilken förutom siluriska bergarter träffades ögongranit och kvartsitsandsten från öster eller sydost. Derjemte iakttogs ett par stenar, som likna "Frösökvartsiten" men äfven kunna härstamma från trakten kring södra delen af Locknesjön, och en liten sten kärfskiffer (NV)." Den uppgivna sammansättningen stämmer ej helt överens med sammansättningen vid Östberget (jfr dock s. 87) och antyder snarast ett ostligt ursprung av moränen. Mot detta antagande talar endast den enstaka observationen av kärvskiffer. Det är dock ingalunda uteslutet, att denna enda lilla sten kan härröra från grus, ekvivalent med Östbergsgruset. Den kan också tyda på en äldre isrörelse från väster, som är yngre än sedimenten.

Här må även påpekas, att Högbom (1893, s. 12) bestämt avvisar tanken på att moränen skulle kommit att överlagra leran genom skred.

Sedimentserien utgörs huvudsakligen av lera, som uppåt ofta övergår i mjäla eller sand (A. G. Högbom 1893, s. 9; Kulling 1945, s. 50). Lerans mäktighet anges av Asklund (1936, s. 3) till upp till 20 m. Grävningar har nått 7—8 m ned i leran. Leran är till karaktären homogen eller visar ibland varvighet. Dess färg är närmast blågrå och påminner mycket om leran i Vålbacken (s. 116). Asklund (1936, s. 6) uppger att "den utgör en normal (in-?)sjölera jämförlig med Ancylusleran".

En varvserie på bortåt 150 varv genom Frösöleran har publicerats av G. De Geer (1940, s. 296 ff.). Denna har (a. a., pl. 85) konnekterats med andra varvserier i den svenska tidsskalan. Konnektionen är ej övertygande.

Spår och lämningar av organismer förekommer i leran. A. G. Högbom (1893, s. 10 ff.) har funnit krypspår av maskar, andra spår, som "kunna härröra från någon snäcka", "hinnartade flagor" som "torde vara fragment af animaliskt ursprung" samt vidare förmodade maskexkrementer. Bland växterna har identifierats *Andreæa petrophila, Amblystegium giganteum, A. fluitans, A. exannulatum, Dicranum scoparium och Hylocomium parietinum* (de båda sistnämnda osäkra). Vidare uppges *Marsilia* sp., vilket dock såsom Kulling (1945, s. 49) påpekat torde vara en felskrivning eller felbestämning. Samtliga mossarterna är utbredda över hela Skandinavien och ger föga upplysning om klimatförhållandena vid lerans bildning. Det bör tillfogas, att vissa av de nämnda observationerna kan härröra från lokalen Mjälle (s. 92). Högbom har nämligen ej strängt hållit isär dessa båda lokaler.

Asklund (1936, s. 4—5) uppger en rad iakttagelser av fossil från leran. I intet fall bygger dock uppgifterna på självsyn, varför de bör tas med viss reservation. Han anger dock följande lämningar: plattryckta "träpinnar" och barkflagor, som förmodas vara tall, vidare en hel fisk med bevarat skinn och små plattryckta "buskar". Odiskutabla är dock Asklunds uppgifter om pollen i leran. Från en lokal uppges 25 st. *Pinus,* 3 st. *Betula,* 1 st "Corylus-typ" samt 2 st. sporer (8 preparat). På en intilliggande lokal fanns 3 st. *Pinus* och 1 st. *Betula* (?) (5 preparat).

Undre moränen. Iakttagelser av en eventuell morän under leran saknas. A. G. Högbom (1893, s. 13) uppger dock, att vid Frösöbron en morän som sannolikt underlagrar leran är rikare på västligt material än den övre.

67. ÖNET. Med Önet avses den lokal vid sjukhuset, där mammut påträffats och vilken beskrivits av G. Frödin (1916). Den är alltså belägen på Frösöns sydostligaste del, ca 1,5 km SSV om Hornsberg-lokalerna. Höjden över Storsjöns yta är 23,5 m, dvs. 316 m ö. h. Då lokalen ej mer är tillgänglig för observation, bygger den följande lokalbeskrivningen helt på Frödins redogörelse, även där detta ej klart utsägs.

Övre moränen beskrevs av Frödin (1916, s. 70) som "en typisk silurisk bottenmorän af så fast och kompakt beskaffenhet, att den nätt och jämt

kunde sönderbrytas med korphacka". I såväl moränen som underliggande lera observerades skiffrighetsplan stupande medelbrant eller brant mot norr.

Beträffande moränens blockmaterial betonade Frödin (1916, s. 73) den "rikliga förekomsten af *nordliga* block . . . exempelvis kvartsiter från Ås och Kyrkås". På denna punkt har Frödin (1925, s. 205) korrigerat sig själv: Kvartsiterna anstår i Östbergets närhet och är ej vittnesgilla. Urbergsblocken från öster anges i förhållande till de nordliga blocken som fåtaliga. Procentvärden anges som vanligt ej men av skildringen torde framgå, att Revsundsgranitblocken ej är sällsynta, om än Frödin vill tolka dem som drivisblock. Block av fjällbergarter anges som "ej så alldeles ovanliga".

Blockmaterialet i förening med pressfenomenen gjorde, att Frödin (1916, s. 74) uppfattade moränen såsom avsatt vid "en ungefär nord—sydlig sista isrörelse".

I moränen påträffades de rester av en mammutbete, vilka var den närmaste anledningen till Frödins undersökning. Asklund (1936, s. 6) är "benägen tro, att mammutbeten ursprungligen legat i leran". Några direkta skäl för en sådan uppfattning anges ej, bortsett från att moränen är rik på lerklumpar, men antagande synes sannolikt.

Slutligen kan tillfogas, att moränens kontakt mot underliggande lera är starkt flikig (se Frödin 1916, fig. 6).

S e d i m e n t s e r i e n utgörs av "en nedåt fet, svartgrå, mycket kompakt lera med merendels otydlig skiktning" (Frödin 1916, s. 71). Med tilltagande kornstorlek uppges varvigheten bli tydligare. Vidare är sedimenten "starkt och oregelbundet veckade och hopskjutna samt ofta genomdragna av glidzoner och förskiffringsplan, hvarigenom utseendet stundom blir breccielikt". Ofta var kontakten mot överliggande morän knivskarp men i regel övergick leran uppåt i "mjäla och mo, hvilkas kontakt mot moränen ej sällan var rätt odeciderad, i det att den snarast utgjordes af en smalare eller bredare zon, där sedimenten innehöllo inpressade moränstenar och uppåt öfvergingo i moblandad morän".

I anslutning till leran uppträder även moräntäckt strandgrus. von Post (1915, s. 282) beskrev profilen sålunda, att "den hufvudsakligen af silurmaterial bestående moränbädd, på hvilken den ofvannämnda strandaflagringen uppkastades, längre ned täckte andra strandbildningar (de lägsta iakttagna 325 *m* ö. h.), hvilka delvis inknådats i moränen. Dessa strandbildningar hade befunnits vara samhörande med den af HÖGBOM beskrivna intramoräna leran". Såsom Frödin (1954, s. 172) påpekat, är det knappast troligt att gruset markerar en strandlinje — sannolikt är det distalt strandgrus.

U n d r e m o r ä n är ej observerad vid Önet.

68. MJÄLLE, TEGELBRUKET. Härmed avses den av A. G. Högbom (1893, s. 6 ff.) beskrivna profilen från ett numera nedlagt tegelbruk ca 600 m VSV om lokalen Önet. Den följande redogörelsen bygger helt på Högboms beskrivning.

Lokalen utgör en 15—20 m hög avsats på en sträcka av 300—400 m längs Frösöns södra strand.

Troligen fortsätter den submoräna leran upp mot Ändsjön. I schaktmassorna från grundgrävningar strax O om Ändsjön och vid Sidvallsvägen i Mjälle har nämligen iakttagits sedimentär lera av samma typ som i Hornsberg i ej obetydlig mängd. De schakt, som varit tillgängliga för observation efter det att grunderna gjutits, har dock endast visat moränlera ned till ca 2 m djup.

Övre moränen. Dennas mäktighet uppgick till 5 à 7 m. Den var hårt packad och bestod väsentligen av kambrosilurmaterial. Härutöver märktes "stenar från urbergsområdet i sydost (trakten kring Pilgrimstad)". Vidare sågs på ytan stora block av Revsundsgranit. Högbom (1893, s. 7) ansåg "att det icke kan lida något tvifvel om att moränen är af sydostligt ursprung".

Skred har tydligen ägt rum i senare tid inom den övre moränen. På en lokal, som troligen tillhör brinken inom f. d. tegelbruket eller möjligen det följande grustaget, iakttogs 1962 sandlager med kolrester av bl. a. tall under 1,5 m morän. Under den ca dm-tjocka sanden visade moränen en tydlig urlakningshorisont. En C14-datering av kolet (St-1090) gav dock endast 1450±100 BP, dvs. ca 500 e. Kr.

Sedimentserien består "öfverst af en fin, gråhvit, starkt kalkhaltig sand med något oregelbunden skiktning. I sanden sågos några sporadiskt inströdda små stenar, uteslutande kalksten med undantag af en liten rullsten granit af osäker härkomst" (Högbom 1893, s. 7). Kontakten mot moränen anges som "något ojemn, men mycket skarp". Vidare är sanden "genomsatt af otaliga små förkastningar". "Nedåt blir sanden mera lerig och öfvergår i en tydligt skiktad rostig sandlera, hvilken längre ned blir svart eller blågrå och sandfri. Denna lera har en fin skiktning, hvars lager vexla i tjocklek mellan 1 och 10 *mm*. I vissa skikt är den alldeles kalkfri, i andra har den deremot en högst betydlig kalkhalt (10—30 %)."

Lerans primära skiktning skärs av två förskiffringssystem. Ett grövre, något vågigt system är ungefär parallellt med stranden, ett skarpare bildar 50° vinkel däremot och löper i NO—SV.

Vidare innehåller leran marlekor, i regel av storleken 2 x 5 x 20 cm. Vid slamning av en sådan erhöll Högbom (1893, s. 12) *Picea*-pollen. Han betraktade dock själv observationen som tvivelaktig. Ett visst stöd har den dock möjligen erhållit i Asklunds observation av sådant pollen (se s. 83).

Även andra fossil torde förekomma i leran. Då Högbom icke strängt särskiljt denna lokal och Hornsberg, hänvisas emellertid till den senare (s. 90).

Undre moränen var ej blottad vid Högboms första undersökning av lokalen. Han ansåg dock (1893, s. 13), att moränen i strandplanet något längre västerut är den som underlagrar leran. Med stöd av något osäkra observationer av denna ansåg Högbom moränen vara rikare på västligt material än den övre.

En senare grävning (Högbom 1894, s. 83) bekräftade i viss mån den upp-

fattningen. Bland blocken fanns "2 eller 3 af bergarter från fjelltrakterna; hufvudmassan utgjordes dock af siluriska bergarter." Detta förhållande är värt att observera, enär Frödin flera gånger (t. ex. 1916, s. 73; 1925, s. 205; 1954, s. 178) betonat den stora likheten mellan den övre och undre moränen. Detta är alltså ej helt riktigt, även om erkännas bör, att Frödin (t. ex. 1916, s. 73) framhöll, att de västliga blocken "i stort sedt visa en tilltagande frekvens mot djupet". Det är emellertid tydligt, att A. G. Högbom vid den tidpunkt, då han utförde sina undersökningar, själv var av den åsikten, att den undre moränen var västlig och den övre ostlig.

69. MJÄLLE GRUSTAG. Denna lokal är belägen ca 600 m V om den föregående (enl. G. Frödin 1954, fig. 31). Den enda beskrivning av den som tycks existera är Frödins (1954, s. 172): "I ett mindre, numera raserat grustag befanns veckat och hopkört medelgrovt strandgrus och sand med i huvudsak distal stupning bilda ett terrassplan mot moränbranten. Det hela täckes med ojämn kontakt i sin tur av >1 m något vattenarbetat men annars tydlig moränkappa med en regenererad terrass på ungefär samma höjd 325 m ö. h." Några detaljstudier av vare sig morän eller sediment är således ej utförda.

Risk för att sedimenten skall ha överlagrats av morän genom skred föreligger utan tvivel. Så har redan ovan omtalats från Mjälle tegelbruk och vid Vallsundets norra färjeläge har Asklund observerat ett kolskikt under morän i till synes primärt läge. En C14-datering av kolet gav dock även här en låg ålder, nämligen 2820 ± 135 BP (St-324; Östlund 1959, s. 36). Senare dateringar (Engstrand 1965; St-1268, St-1269) har givit ännu lägre ålder, eller 1730 resp. 1925 BP. Åldern visar klart, att det är fråga om en skredlagerföljd. De leriga sedimenten under mäktigare morän vid Mjälle förefaller dock mera pålitliga med hänsyn till både läget i terrängen och sedimentens natur. Dock har Frödin själv framhållit, att "nedglidning av moränen är ej utesluten."

RÄFFELRIKTNINGAR. Den dominerande räffelriktningen på Frösön med omgivningar är från SO—O. Riktningen konvergerar något mot Storsjön, varför den blir allt sydligare mot söder och nordligare mot norr. Denna huvudriktning visar en tydlig högervridning till rörelse från ONO—NO.

En äldre räffelriktning från NV är ej observerad på Frösön men finns belagd i området strax SV därom.

NO-riktningen har i slutskedet ersatts av en rörelse som i det aktuella området varit från NV—VNV. Det är Frödins s. k. epiglaciala räffelriktning (jfr Frödin 1954, pl. 3). Även Asklund (1936, s. 4) har gjort samma iakttagelse N om Östberget. Denna isrörelse har dock varit ytterligt svag och sannolikt kortvarig. Den kan à priori knappast väntas ha påverkat moränsammansättningen så att moränen fått en rent västlig prägel. Detta så mycket mer som rörelsen utgått från en "isdelare" över Storsjösänkan och ej från fjällområdet. Sannolikt har isrörelsen haft en något nordligare riktning men lokalt påverkats av Östberget, varför den N om detta fått en onormalt västlig riktning.

Sammanfattningsvis finns alltså registrerade:

1. En äldsta isrörelse från NV.
2. En rörelse från O—SO, som vridit till NO.
3. En yngsta, mycket svag rörelse från NV—VNV.

TOLKNINGAR. Beträffande åldersställningen av Frösöns sediment har två motsatta uppfattningar framlagts. Då A. G. Högbom först diskuterade lokalerna, var han av den bestämda åsikten, att sedimenten var interglaciala (Högbom 1893; 1894, s. 81). Den äldre moräntransporten skedde från väster, den yngre från öster. Högbom anslöt sig därmed till den av G. De Geer (1888) framlagda uppfattningen. Under inflytande av den intensifierade issjöforskningen i Jämtland ändrade emellertid Högbom sin ståndpunkt (jfr även Högbom 1897 a, s. 323) och anslöt sig till den av G. Andersson (1897, s. 25; 1897 a, s. 489) framförda uppfattningen. I senare arbeten (Högbom 1910, s. 34; 1920, s. 106) betraktade han följaktligen de submoräna sedimenten som normala issjöbildningar, vilka överlagrats av morän vid oscillationer av isranden.

Till den interglaciala tolkningen har de flesta sentida forskare anslutit sig, t. ex. Asklund (1936), Thorslund (1939) och Kulling (1945).

G. Frödin intog först en mycket försiktig hållning i frågan. Vid undersökningen av Önetlokalen tycks han ha lutat åt den uppfattningen, att mammuten var interglacial, ehuru han nämner möjligheten, att djuret kunnat leva kvar under senglacial tid (Frödin 1916, s. 78). Resonemanget gällde dock mammuten, ej leran, vilket ej behöver vara samma sak. Senare anslöt sig Frödin (1925, s. 204 ff.) definitivt till tolkningen av sedimenten som senglaciala. Hypotesen utvecklades vidare 1954. Då betraktade han de submoräna sedimenten som avlagrade i de senglaciala stadierna av Centraljämtska issjön. Vid den s. k. epiglaciala isframstöten från norr blev de täckta av morän, vari sedan de epiglaciala issjöstadierna utbildade strandmärken. Enligt denna hypotes skall den undre moränen härröra från O—NO. Leran bör visa mot såväl bottnen som ytskiktet tilltagande kornstorlek. Vidare "bör någonstädes på djupet vara att vänta en tidslucka, markerad av diskordans och i lämpligt läge en vittrad landyta" (Frödin 1954, s. 181).

Även beträffande grusets natur vid Östberget har olika hypoteser framlagts. A. G. Högbom (1910, s. 36) betecknade det som glacifluvialt och även Frödin (1925, s. 206) beskrev det ursprungligen som "typisch glaziofluvialem Schotter". Senare (Frödin 1954, s. 158) frångick han denna uppfattning: "För min del synes karaktären av strandgrus fullt tydlig . . .". Enligt sin idéskiss (1954, fig. 34) betraktade Frödin gruset såsom utgörande ett flertal terrasser på skilda nivåer. Även gruset vid Mjälle ansåg han vara strandgrus tillhörande det senglaciala Brunflostadiet.

Till strandgrustolkningen har Asklund (1936) och Thorslund (1939) oreserverat anslutit sig, medan Kulling (1945) om än med stor försiktighet uttalar sig för en tolkning av gruset som glacifluvialt (jfr s. 87). Asklund (1936, s. 7)

anför ett möjligt tolkningsförslag: strandbildningarna förutsätter troligen "en interglacial baltisk kust inne i hjärtat av Jämtland, antydande baltiska nivåförändringar eller uppdämningsfenomen av så betydande mått, att till och med de finiglaciala och postglaciala förefalla ringa". Hypotesen är fascinerande men löst grundad. Den syns bygga enbart på lerans likhet med ancyluslera, strandbildningarnas storlek och lagerföljdens likhet med en normal regressionslagerföljd.

Tolkningen av leran har delvis bestämts av grusets tolkning. Har det senare uppfattats som strandgrus så har leran i varje fall delvis ansetts vara distalbildningar därtill. Om man däremot tytt gruset som glacifluvialt, har leran följaktligen blivit ett glacialt distalsediment.

En sammanfattning av alla data ter sig som följer. För en uppfattning av sedimenten som interglaciala talar följande fakta:

1. Den övre moränens blocksammansättning tyder på en transport dels från öster, dels från norr. I viss mån förenligt med en epiglacial eller annan sen- eller postglacial tolkning.

2. Den undre moränen härrör från NV. Ej förenligt med övriga tolkningar.

3. Lerans makrofossil tyder ej på glacialt klimat. Observationerna är dock i hög grad osäkra.

4. Lerans pollenflora med *Picea* pekar på ett tempererat klimat. Den påminner om övre delen av Pilgrimstaddiagrammet. Indiciet är svagt, men ej förenligt med övriga tolkningar. Pollenets frekvens och art gör det f. ö. sannolikt, att det är långfluget.

För en tolkning enligt Frödins hypotes talar:

1. Teorien om den sen—epiglaciala issjöutvecklingen har sitt starkaste stöd i Frösötraktens strandlinjer. De uppgivna strandnivåerna är ett stöd för den epiglaciala teorien överhuvudtaget, och det är onekligen något långsökt att på dem tillämpa en interglacialtolkning. Det är dock ej principiellt omöjligt att de moräntäckta sedimenten kan vara interglaciala, oavsett hur den senare utvecklingen skett.

2. Lokalen Mjälle grustag är svår att parallellisera med Östbergsgruset och med lerlokalerna utan antagande av skilda issjönivåer. Lokalen är dock något tvivelaktig och givetvis ej principiellt omöjlig att förena med en interglacialtolkning. Det är vidare ej klart att gruset där verkligen är strandgrus. Det kan vara glacifluvialt (jfr s. 87).

För grusets vid Östberget natur av strandgrus talar:

1. Blocksammansättningen, vilken åtminstone delvis överensstämmer med vad som är känt om underliggande morän. Troligen även förenligt med en glacifluvial uppkomst.

2. Skiktningen, med bl. a. inlagringar av möjligt rasmaterial. Även förenligt med en glacifluvial uppkomst.

3. Orienteringen av stenarna i gruset. Möjligen även förenlig med en glacifluvial bildning.

4. Grusets överlagring av leran. Förenligt med glacifluvial uppkomst, om sedimenten antas avsatta vid en framryckning av isen.

5. Grusets övergång till finare sediment av delvis icke utpräglat glacial karaktär.

För grusets glacifluviala natur talar:

1. Lerans varvighet i de övre lagren, vilken möjligen övergår i svag varvighet i den finare inlagringarna i gruset. Knappast förenligt med strandgrushypotesen.

2. Den ringa halten av Östbergsporfyr i gruset. Ej förenligt med strandgrushypotesen.

3. Inlagringar av morän och "openwork gravel" i gruset.

Som framgått av ovanstående är fakta beträffande Frösöns submoräna avlagringar ganska motstridiga. Vilken tolkning man än väljer blir man tvungen att bortförklara några av dem på ett sätt, som kanske kan förefalla konstlat. För en objektiv tolkning gäller det självfallet att inpassa mesta möjliga fakta i schemat utan att de resterande blir helt orimliga. Med denna utgångspunkt skulle man kanske kunna tänka sig följande utveckling:

Under en isutströmning från NV avsattes den undre moränen. Vid bortsmältandet av denna is avlagrades möjligen glacifluvialt grus såsom en lateralterrass utmed Östbergets ostsida, kanske i en nunatakksjö. På lägre nivåer avsattes här och var glacifluvialt grus. Möjligen kan gruset vid Mjälle vara sådant. Under ett följande insjöstadium avsattes lerorna. Om Storsjöns nuvarande avlopp tänkes blockerat, är det ej orimligt att sjöns nivå bestämdes av någon passpunkt i söder. Insjöns yta stod vid en icke känd nivå. Eventuellt kan den markeras av strandterrassen på 355 m ö. h., eventuellt stod den under åtminstone någon tid väsentligt lägre. Fossilinnehållet och lerans mäktighet antyder, att sjön existerade under en längre interstadial. Vid en senare nedisning täcktes sedimenten av morän vid en isrörelse från öster, vilken vred mot norr och slutligen lokalt VNV. Några säkra belägg för att isens rörelse ursprungligen skulle kommit från väster finns ej men tanken är rimlig och enstaka block från väster antyder detsamma. Vid isens framryckning över sedimenten kan även isälvsgrus ha deponerats på den framför isen avsatta varviga leran och på de äldre grusterrasserna. Säkra belägg därför saknas dock på de berörda lokalerna.

70. Bällsta

LOKALBESKRIVNING. Lokalen utgör ett grustag i en terrass vid bäcken 1 km NV om Bällsta, S om Vallsundet. Det är osäkert om sedimenten verkligen är submoräna men höjdläget, som barometerbestämts till ca 350 m ö. h., sammanfaller nära med nivån för lokalerna kring Östersund. Bällstalokalen förtjänar därför att beaktas i sammanhanget.

Övre moränen är tunn och saknas ställvis helt. Den är av den i Ös-

tersundstrakten vanliga, i ytan ljusa moränlerans typ. Gränsen mot underliggande grus är trots detta oskarp. Närmare undersökningar är ej utförda.

Sedimentserien är grus—grovsand med en skiktning, som stupar flackt mot norr. Gruset är svart av kambrosilurmaterial, varav det helt syns bestå. Närmare undersökningar har dock ej företagits.

Undre morän är ej observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR. Se under Frösön, s. 93.

TOLKNINGAR. Lokalen i sig själv tillåter inga tolkningsförsök. Då gruset är helt okonsoliderat och saknar störningar, ger det hela intryck av en normal, senglacial bildning. Som redan antytts, ligger det nära till hands att parallellisera lokalen med Östersundstraktens moräntäckta bildningar, främst lokalerna Östersund (s. 103) och Nifsåsen (nedan och s. 100). Den påminner f. ö. till utseendet mycket om den förstnämnda. Om parallelliseringen är riktig, innebär den att bildningen sannolikt är lateralt avsatt och till åldern senglacial. Dämningen invid det sönderfallande istäcket har i så fall ej endast omfattat det tidigare kända området i och invid Östersund.

Östersund

Under rubriken Östersund sammanfattas en rad lokaler med moräntäckt grus och sand i stadens norra utkant och på höjderna närmast N därom. Såsom framgår av G. Frödins (1954) fig. 31, hänför sig alla äldre observationer till en och samma nivå, 356 m ö. h., varför de med all sannolikhet är i viss mån likvärdiga. Detta antagande bekräftas av den likartade utbildningen av lagerföljden på alla observationspunkter. Trots detta framträder vissa särdrag i de olika grustag, vari lagerföljden kan studeras, varför observationspunkterna lämpligen beskrivs var för sig.

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Det första omnämnandet av moräntäckta sediment i Östersundstrakten gjordes av A. G. Högbom (1885, s. 35). Flera nya iakttagelser publicerades även av honom under de följande åren (Högbom 1893, s. 4; 1894, s. 80). Mera utförliga beskrivningar och iakttagelser av nya lokaler lämnades därefter av G. Frödin (1954, s. 153 ff.).

71. NIFSÅSENS NORRA GRUSTAG är beläget på Nifsåsens sydvästra sluttning, 1 km S om höjdens topp 439. Frödin (1954, s. 153) har även antagit en högre moräntäckt strandlinje på denna plats men några säkra belägg för en sådan har ej kunnat återfinnas.

Övre moränen. Frödin (1954, s. 155) beskriver den övre moränen kort och gott som "0,5—3,0 m typisk morän, som dock uppåt småningom övergår i en 0,5—2,0 m mäktig strandgrusmantel". Om moränens struktur sägs vidare (1954, s. 156) att den är en typisk bottenmorän och att "Inga iögonenfallande tryckpåverkningar eller ovanlig hårdhet iakttages . . ."

Vid länskarteringen har dock moränen visat sig ha en betydligt mer komplicerad karaktär (fig. 24). Ytligt svallgrus saknas i regel, i stället är lagerföljden



Fig. 24. Övre moränen i Nifsåsens norra grustag innehåller skikt och bankar av sorterat material. — Foto J. Lundqvist 1962.

The upper till at Nifsåsen contains layers and beds of apparently water-laid material.

denna: a) överst ½—1 m moränlera, b) ½ m grus, c) 40 cm moränlera, d) 10 cm mjäla, e) 1—1 ½ m moränlera, f) sannolikt mäktigt, välsorterat, grovt grus. Mer än ½ m av sistnämnda var dock ej synligt.

Den bristande överensstämmelsen mellan dessa iakttagelser och Frödins förklaras troligen av att de hänför sig till helt olika tidpunkter. Numera är grustaget till stor del utbrutet och endast den proximala delen av lagerföljden återstår. Frödin däremot torde ha studerat ett mera distalt och lägre parti. Proximalt har ej heller han (jfr 1954, fig. 33) iakttagit svallning. I den citerade figuren kan man

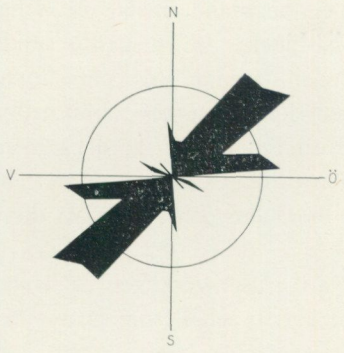


Fig. 25. Stenarnas orientering i övre moränen i Nifsåsens norra grustag.

Orientation of stones in the upper till at Nifsåsen.

f. ö. ana en struktur, som påminner om växellagringen morän/sediment. Frödin har dock tolkat allt material under den övre moränbädden som strandgrus. På bilden gör det också ett betydligt grusigare intryck än i den numera synliga skärningen. Antagandet att en förändring av materialet in mot höjden verkligen sker stöds av iakttagelser under senare år.

Moränens blockmaterial är att döma av Frödins (1954, s. 156 ff.) uppgifter i stort sett detsamma som i underliggande grus (mest skiffer och Kyrkåskvartsit, röda och grå urbergsgraniter, gnejser och diabas). I moränen tillkommer dock "en begränsad mängd av nordmoränens fjällskifferblock". Revsundsgranit tycks saknas. En bergartsbestämning i grusfraktionen har givit 80 % kambrosilur, huvudsakligen gråvackor och kalksten. 13 % är tydliga urbergarter, medan 7 % är kvartsiter och glimmerskiffrar av fjällkedjans metamorfa typ. Möjligen är en del därav Kyrkåskvartsit.

En orienteringsanalys (fig. 25) av stenarna i den entydiga moränen i lager e visar ett mycket tydligt maximum i NO—SV. Den antyder alltså transportriktning från NO. Ett mindre maximum i N 80°O finns dock även. Att döma av blockorientering och bergarter härrör moränen sannolikt från N eller NO, men osäkerheten är stor.

S e d i m e n t s e r i e n. Till sedimentserien räknas här endast det undre gruset, då det är osäkert hur de övre lagren skall tolkas. Gruset i fråga ligger flackt eller stupar ut mot dalen i SV. Av Frödin (1954, s. 155) har det utan vidare betecknats som strandgrus. Detta kan i förstone förefalla troligt men uteslutet är det ej, att gruset kan vara glacifluvialt. Mot djupet tycks materialet bli övervägande sandigt.

I grustagets proximala del tycks sedimenten försvinna, vilket framgår av senare blottade snitt. Skikten tunnar ut och i de innersta delarna mot höjden bildar sand och grus endast tunna skikt och sliror i en normal morän. Materialet skiljer sig ej nämnvärt från en normal linsmorän.

Vad blockmaterialet beträffar, är sedimentet enl. Frödin "ett typiskt kambrosilurgrus med de finare kornstorlekarna av mest svarta skifferfragment, men

rullstenarna däremot mest av Kyrkåskvartsit med ett betydande inslag av östliga röda och grå urbergsgraniter, gnejser och några diabasblock . . . Typiska Revsundsgranitblock eller fjällbergarter, sparagmiter o. d. har däremot icke påträffats." Uppgifterna verifieras i huvudsak av grusfraktionen. I denna utgör kambrosilurbergarter 79 % och granitiska bergarter 15 %. Resterande 6 % är dock metamorf skiffer, som kan komma från fjällen men även tillhöra urberget. Materialet är sålunda praktiskt taget identiskt med den övre moränens och av allt att döma ostligt, möjligen nordostligt.

Undre morän är ej observerad. Förutsatt att gruset verkligen är strandgrus, bör en eventuell sådan morän ha samma bergartsinnehåll som gruset och alltså vara av ostligt ursprung.

72. NIFSÅSENS SÖDRA GRUSTAG är beläget 900 m rakt SO om det norra grustaget. Nivån är densamma, 356 m ö. h. Frödin har helt jämställt denna och föregående lokal, varför ovanstående beskrivning är tillämplig även här. Vissa kompletteringar med anledning av senare iakttagelser skall dock göras.

Övre moränen är här en enkel, <1 m mäktig bädd av normal moränlera. Det är sannolikt denna lokal, som omnämnts av A. G. Högbom (1885, s. 35). Han uppger dock att moränen är mäktigare än i Haxäng, vilket innebär minst 1 m. Vidare nämner han, att moränen innehåller "smärre sandskikt och fragment af sådana", dvs. troligen linser.

I en del av skärningen fanns vedrester mellan moränen och underliggande grus. En C14-datering har dock visat, att veden är praktiskt taget recent. "Moränen" kan därför där ej vara en naturlig bädd. I en annan del av skärningen är dock moränkaraktären helt klar och till synes ostörd, varför där sannolikt en verklig moräntäckning finns. På förstnämnda punkten måste moränen placerats där på artificiell väg.

Lokalen utgör morfologiskt en flack kulle, varför raslagerföljd är utesluten. Trots C14-resultatet är det därför troligt, att här föreligger en verklig submorän sedimentlokal. Moränen har ej närmare undersökts men att döma av vad ovan sagts, torde den bestå av dels ostligt, dels nordligt material.

Sedimentserien utgörs väsentligen av ett mycket osorterat, grovt grus men blir distalt allt finare. A. G. Högbom (1885, s. 35), vilken förmodligen studerat en mera distal del av sedimenten, uppger också att de utgörs av skiktad sand. Observeras bör, att Högbom ej reservationslöst tolkat sedimenten som strandbildningar: "Det torde emellertid ej vara alldeles osannolikt att de skola befinnas vara rullstensgrus och sand . . ."

Här liksom i det norra grustaget försvinner sedimenten in mot höjden. Jordarten är en ganska normal linsmorän. Detta förhållande stöder utan tvivel Högboms antydning om glacifluvialt material.

Enligt vad ovan anförts torde blockmaterialet härröra från öster men säkra belägg saknas.

Undre morän är ej observerad.

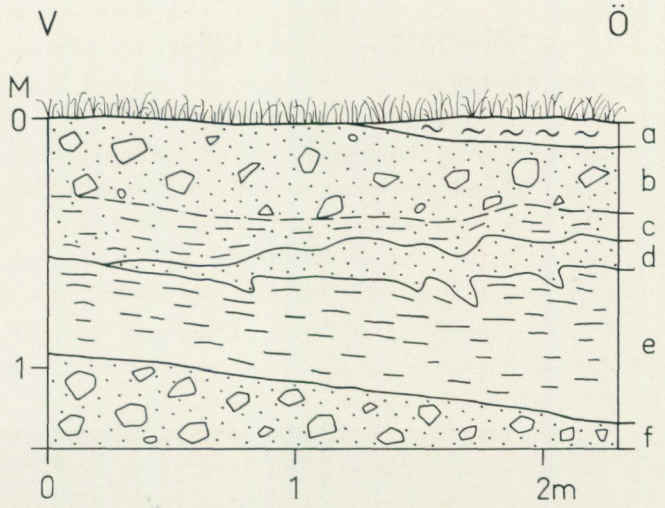


Fig. 26. Sektion genom submoräna sediment vid Rannåsens stenbrott, uppmätt av P. Thorslund 1949. a = torv; b = övre, moränartat material; c = ljus sand—mo; d = sand; e = varvig mjällera; f = morän.

Section through submorainic sediments at "Rannåsens stenbrott". a = peat; b = upper, till-like material; c = light fine sand; d = sand; e = varved, silty clay; f = till.

73. RANNÅSENS STENBROTT. På en nivå av ca 385 m ö. h. finns vid övre änden av stenbrottet i Rannåsen en lagerföljd av följande utseende bevarad i en svacka i bergytan (fig. 26):

Övre moränen är moig—lerig (fig. 27) och ganska lucker samt ca ½ m mäktig. Bergarterna i grusfraktionen är till 52 % typiska kambrosilurberg-

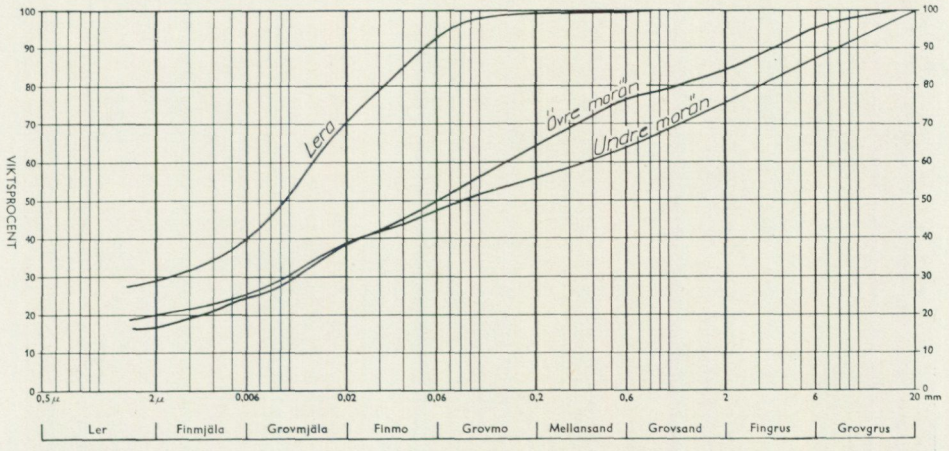


Fig. 27. Kornstorleksfördelningen i morän och sediment (lager b, e, f i fig. 26) vid Rannåsens stenbrott.

Cumulative-frequency curves for the beds b (övre moränen), *e* (leran) *and f* (undre moränen) *in Fig. 26.*

arter, vartill kommer 10 % av den på platsen anstående Kyrkåskvartsiten. 33 % är urberg, medan 5 % är metamorf skiffer från fjällen eller urberget. Materialet är snarast ostligt eller nordostligt.

Sedimentserien börjar i bottnen med brungrå mjälig lera (29 % ler, 41 % mjäla). Den visar tydlig graded bedding om än varvgränserna är svåra att definiera (fig. 28). De grövre skikten är moiga eller t. o. m. sandiga. Kontakten mot underliggande morän är skarp men något störd. Mäktigheten av leran är 40 cm. Den övergår uppåt i ett 40 cm mäktigt lager av mo, sand och fint grus med samma typ av skiktning. Mo dominerar i materialet.

Undre moränen är grusigare än den övre men eljest liksom denna starkt lerig (20 %). Materialet utgörs till 83 % av kambrosilurbergarter, varav



Fig. 28. Varvig lera under morän (ej synlig på bilden) vid Rannåsens stenbrott (lager e i fig. 26). — Foto J. Lundqvist 1962.
Varved clay at "Rannåsens stenbrott" (bed e in Fig. 26).

5 % kalksten, som saknas i övre moränen. Härtill kommer 6 % av den lokala Kyrkåskvartsiten. 8 % är granit och gnejs samt 2 % metamorf skiffer av okänt ursprung. Bergarterna är alltså i princip desamma som i övre moränen men materialet i sin helhet är mindre utpräglat ostligt. Det är ej otänkbart att det härrör från NV om än NO förefaller troligast. Otvetydigt NV-material finns dock: Thorslund, som uppmätt profilen i fig. 26, har observerat Offerdalskonglomerat. Möjligen kan de i gruset som granit eller gnejs bestämda bergarterna tillhöra konglomeratet.

74. RANNÅSEN. Enligt G. Frödin (1954, fig. 31) är ett par observationer gjorda av moräntäckta sediment i en terrass, som löper längs Rannåsens västsida från stora landsvägen i norr och åtminstone ned till Rannåsens by. Den norra av dessa, belägen invid stora landsvägen mot Lit, är ej närmare beskriven och numera ej tillgänglig för observation, varför det följande refererar till den södra lokalen. Denna ligger på Rannåsens sydvästsida nedan byn på en nivå av, enligt Frödin, ca 356 m ö. h. Den enda numera synliga skärningen ligger dock endast ca 330—335 m ö. h.

Övre moränen. Enligt Frödin (1954, s. 157) är den övre moränen i varje fall i bottnen moränlera. I den vid länskarteringen studerade skärningen var gränsen mot underliggande sediment bitvis diffus och moränkaraktären ej helt klar. Blockmaterialet är anmärkningsvärt genom "den relativa rikedomen dels på sandstensskiffrar av Holmsjötyp dels på väl rundade block av fjällskiffrar, mest sparagmitskiffrar norrifrån, jämte något Offerdalskonglomerat." Det är oklart dels vad "relativ rikedom" innebär, dels varav blocken i övrigt består, dels tyvärr om uppgifterna gäller moränen eller gruset. Man får väl tolka saken så, att här föreligger samma blockassociation som vid Nifsåsen + de ovannämnda bergarterna. Om så är, skulle moränens material härröra dels från O, dels utan tvivel från NV. Om uppgifterna ej gäller moränen torde riktningen NV vara mer osäker och böra utbytas mot N—NV.

Sedimentserien omnämns av Frödin endast som strandgrus. Förutsatt att de ovanämnda blockuppgifterna hänför sig till gruset, består detta av material från O till NV.

Undre morän är ej observerad.

75. ÖSTERSUND. Denna lokal är densamma som den av A. G. Högbom (1893) beskrivna vid vattencisternen i den dåvarande östra utkanten av staden. Enligt Frödin (1954, s. 157) fortsätter sedimenten norrut runt höjden med höjdsiffran 408 utanför staden. En lokal med "samma lagerföljd som vid Nifsåsen" finns även på höjdens nordostsida. Den följande beskrivningen hänför sig dock till den sydvästra lokalen, kompletterad med nya observationer vid Genvägen. Längs denna gata är sedimenten genom schaktningar kända från norra delen åtminstone fram till Stuguvägen. Nivån är i samtliga fall ca 356 m ö. h.

Det bör observeras, att sedimenten i Östersunds stad såvitt bekant är grus och

sand vid den nämnda nivån. Någon distal fortsättning i form av lera el. dyl. som på Frösön är ej känd. Högbom (1893, s. 4) anför i stället uttryckligen, att från den nedan beskrivna lokalen ned mot Stortorget sediment och skilda moränbäddar saknas. Grävningar under de senaste åren i stadens nedre delar, t. ex. vid Storgatan, har bekräftat detta förhållande.

Övre moränen beskrivs av A. G. Högbom (1893, s. 4) som grå, kompakt, 1,5—1,7 m mäktig och av utpräglat östlig härkomst. Högbom uppgav att "bland ett par hundra granskade stenar (med frånräkning af traktens) ingen vestlig anträffades." Bergarterna i grusfraktionen domineras helt av den lokala kambrosilur, som inklusive Kyrkåskvartsit utgör 93 %. 2 % är granit, troligen från öster, medan övriga 5 % är kvartsit och metamorf skiffer av okänt ursprung. Materialet talar sålunda snarast för ostlig eller nordostlig härkomst om än ej helt otvetydigt.

Sedimentserien beskrivs av Högbom som "skiktade bildningar af lerig sand med grusränder, hvilka stupade 10—20° åt SSV och upptill skarpt afskuros af den öfverliggande moränen." Mäktigheten uppgick till omkring 2,5 m.

Vid Genvägen (fig. 29) utgörs sedimentet av väl sorterat grus och sand. Bergarterna däri är till 89 % lokal kambrosilur, till 8 % troligen ostligt urberg, me-

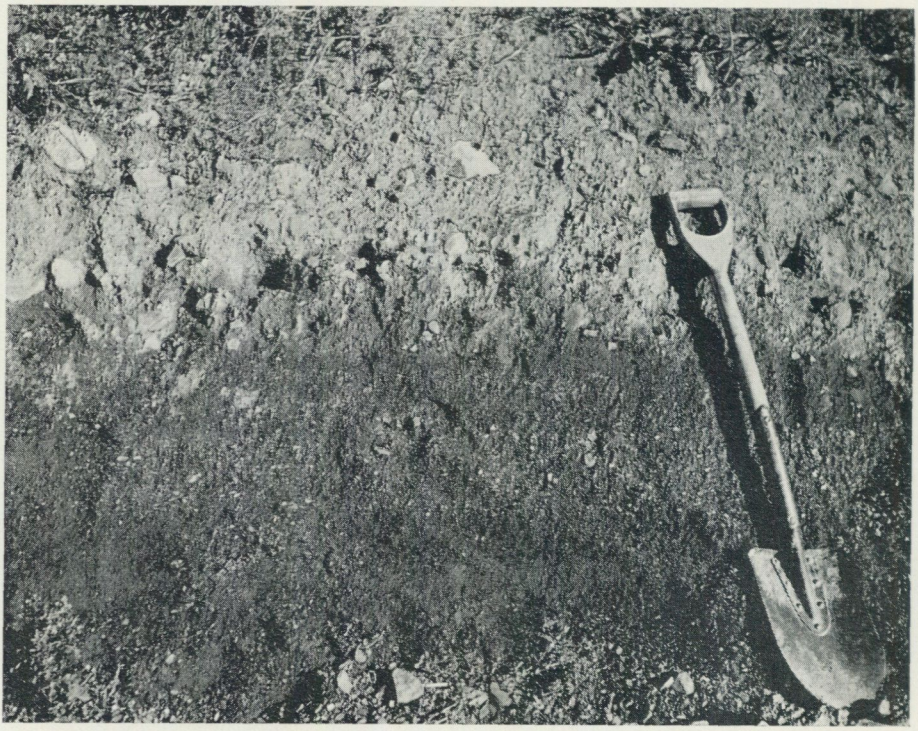


Fig. 29. Grusig sand (mörk) täckt av morän (ljus) vid Genvägen, Östersund. — Foto J. Lundqvist 1962.
Gravelly sand (dark) covered with till (light), Östersund.

dan 3 % är av okänt ursprung. Gruset är således något mer utpräglat ostligt än den övre moränen.

Undre moränen är en moränlera. Högbom (1893, s. 5) har utfört blockräkning i denna, vilken här återges in extenso:

"Hällskiffer från Offerdalstrakten	1
Mullfjellsporfyr	2
Åreskutans gnejs och skiffrar	3
Violettflammig sandsten (från norr?)	3
Gulgrå kvartsitsandsten (från öster)	17
Blågrå kvartsit (möjligen från Ås, NNV)	6
Grå granit (antagligen från nordost)	3
Summa	35"

Härtill kommer moränens huvudmassa av traktens kalkstenar och skiffrar. Till sitt ursprung är alltså den undre moränen "om också icke oblandat vestlig". Frödin (1954, s. 157), som såg räkningen från en annan utgångspunkt, sammanfattade den sålunda: "Av dess redovisade 35 undersökta block var blott 6 från fjälltrakterna i V, medan återstoden 29 st. är av nordligt eller östligt ursprung."

Frödin (1954, s. 158) kände sig frapperad av "den undre moränens höga frekvens (80—85 %) av *icke* västliga bergartstyper". Ser man emellertid neutralt på saken, så är nog bristen på ostliga bergarter mera påfallande, särskilt i jämförelse med övre delen av lagerföljden. Den enda bergart, som av Högbom angetts som utan tvekan ostlig, är den gulgrå kvartsitsandstenen. Härmed avses med all sannolikhet Kyrkåskvartsiten, vilken dock ej endast anstår i öster utan även rakt norrut (jfr Thorslund 1939, fig. 8). Det västliga inslaget är mera otvetydigt. Visserligen kan det självfallet vara redeponerat av en isrörelse från öster men detta förefaller osannolikt med hänsyn till den totala bristen på helt säkra urbergarter från öster. Blockmaterialet tolkas mot denna bakgrund naturligast som härrörande från sektorn VNV—NNO och avspeglar möjligen en isrörelse, som vridit inom sagda sektor.

Frödins bevisföring beträffande den undre moränens härkomst är influerad av hans grundsyn på den glaciala utvecklingen och förtjänar därför ett klarläggande. Då han delvis stöder sig på A. G. Högboms observationer och uttalanden tas lämpligen dessa som utgångspunkt. Högbom (1893, s. 5) var ursprungligen av den bestämda uppfattningen att den undre moränen "väsentligen skiljer sig från den öfre . . ." Han var visserligen mycket försiktig i sina uttalanden beträffande de båda moränbäddarnas åldersställning men kom ändå till den slutsatsen att de allmänna förhållandena "ger en viss grad af sannolikhet åt deras tolkning såsom bildade under tvenne af en interglacial tid skilda nedisningar." Beträffande sedimenten på Frösön var han definitivt av denna åsikt. Senare ändrade han visserligen ståndpunkt men det är av vikt att observera hans första intryck av förhållandena.

Trots Högboms klart utsagda uppfattning citerar Frödin (först 1925, s. 205) uppgifterna sålunda, att ingen större skillnad råder mellan moränbäddarna i blockhänseende. Han anför (Frödin 1954, s. 157 ff.) början av Högboms (1893, s. 5) diskussion, där denne betonar att "Förekomsten af dessa tvenne moränbäddar . . . kan emellertid icke i och för sig anföras såsom bevis för tvenne af en interglacial tid skilda nedisningar" och ytterligare några fraser, dock icke den ovan anförda slutsatsen.

I Frödins vidare diskussion utplånas skillnaden mellan moränbäddarna allt mer, delvis med stöd av hans (t. ex. 1954, s. 162) egna iakttagelser från morän under grus, som ej är moräntäckt men enligt hans uppfattning är av epiglacial ålder liksom det moräntäckta. Med stöd härav anför Frödin (1954, s. 178) att de båda moränbäddarna är "av snarliknande petrografisk karaktär och därför ofta svåra att hålla isär." Längre ner på samma sida har likheten blivit än större. Där framhålls "svårigheten för att ej säga omöjligheten att petrografiskt skilja de båda moränbäddarna åt . . ." Resonemanget syns delvis vara ett cirkelbevis. Att bringa reda i förhållandena går knappast utan att behandla varje lokal för sig, såsom i föreliggande arbete, med anförande av originaluppgifterna i de fall, där fältiakttagelser ej längre är möjliga. Frödins arbete är i detta avseende ett steg på vägen mot målet men tyvärr alltför färgat av hans motvilja mot interglaciala tolkningsförsök.

RÄFFELRIKTNINGAR. Östersundstraktens tydligast skönjbara räffelriktning är från O eller OSO. En svag men tydlig vridning till något nordligare utgångsriktning förekommer. De tydligaste räfflorna är de äldsta kända i Östersundstrakten men strax utanför denna finns på många håll äldre räfflor från NV. De ostliga räfflorna skärs av ytterligt svaga och fina (epiglaciala enligt Frödin 1954) från N eller NNV. Ut mot Frösön blir den västliga tendensen tydligare (jfr s. 93). Även bland dessa yngre räfflor märks en vänstervridning. Det är att märka, att mellanlägen mellan de ostliga och nordliga räfflorna ej är observerade i trakten i fråga.

TOLKNINGAR. A. G. Högbom (1893) var, som ovan nämnts, tveksam beträffande det submoräna grusets ålder. Han parallelliserade det dock med övriga moräntäckta sediment, t. ex. på Frösön, och var därför ursprungligen av den åsikten att det är interglacialt. Som också nämnts ändrade han senare uppfattning i frågan och anslöt sig till G. Anderssons (1897, s. 25; 1897 a, s. 489) framlagda tolkning. Denne betraktade bildningarna som senglaciala och lagerföljden såsom orsakad av en isoscillation.

G. Frödin (1954, s. 153 ff.) har tolkat den undre moränen såsom avsatt vid den ostliga isrörelsen. De västliga blocken är omlagrat material från den äldre, s. k. paleoskandiska isrörelsen från NV. Sedimenten utgör enligt Frödin strandbildningar tillhörande det senglaciala Näcktenstadiet av Centraljämtska issjön. Vid den epiglaciala isframstöten har dessa överskridits av is från norr, varvid den övre moränen avsatts.

En sammanfattning av alla uppgifter rörande lokalgruppen Östersund visar, att dessa i många fall är synnerligen vaga och motstridiga. Förutsatt att lokalerna — med undantag för Rannåsens stenbrott — är analoga till sitt bildningssätt, för vilket utan tvivel höjdläget talar, är det kanske nödvändigt att tillgripa något långsökta förklaringar, oavsett för vilken tolkning man stannar.

Följande fakta torde vara odiskutabla:

1. Den övre moränen utgörs av material från öster och norr.
2. Sedimenten består vid Nifsåsen väsentligen av ostligt material. Vid Rannåsen kan därtill komma västligt och eventuellt kan det ostliga saknas. Omständigheterna är osäkra. Vid Östersund är materialet av ostligt ursprung.
3. Någon exakt åldersbestämning av sedimenten är ej möjlig.
4. Där undre moränen verkligen är observerad är dess material västligt och nordligt.
5. Påståendet att den ej direkt observerade undre moränen vid Nifsåsen och Rannåsen utgörs av ostligt material bygger helt på antagandet att gruset är svallgrus. Riktigheten av detta antagande är ej bevisad.
6. Lokalernas enhetliga nivå antyder, att sedimenten har avlagrats vid en vattenyta på samma nivå. De behöver dock därför ej vara samtidiga.
7. Sagda nivå sammanfaller med det epiglaciala Näcktenstadiets.

För en epiglacial tolkning eller en oscillationshypotes talar punkt 2. Även punkterna 1 och 7 har av Frödin betraktats som ett stöd men så behöver ej vara fallet. Förhållandena visar endast dels, att sista isrörelsen kommit från norr, varom numera intet tvivel råder, dels att en och samma pasströskel bestämt vattenytorna.

För en interglacial ålder av sedimenten talar punkt 4.

Punkterna 1 och 6 är förenliga med båda hypoteserna och punkt 3 är självfallet indifferent.

Då återstår punkt 5, vilken i den form Frödin framställt saken stöder hans tolkning men däremot är oförenlig med punkt 4. Visserligen är det riktigt, som Frödin (t. ex. 1954, s. 169) framhållit, att materialet kan växla från plats till plats, men man bör dock ej bortförklara så diametralt motstridiga fakta (punkt 4) som tillfälliga avvikelser. Med sådana metoder ligger fältet helt fritt för lösa spekulationer.

En möjlighet — till synes den enda — att sammanjämka punkterna 4 och 5 är att anta, att gruset icke är strandgrus. Möjligheten har, som redan nämnts, anförts av A. G. Högbom (1885, s. 35). Även Gunnar Andersson (1897, s. 65) har tolkat gruset på nordostsidan av höjden 408 vid Östersund som en rullstensås. Frödin (1954, s. 157) avfärdade dock denna hans tolkning. Med tanke på att Andersson såg lokalen innan sannolikt grustäkten fortskridit så långt som när Frödin besökte den, erhålls här onekligen ett visst stöd för att avlagringen är glacifluvial. Ytterligare ett stöd är den södra lokalen vid Nifsåsen. Som nämnts är den ej terrassformad, utan bildar en flack kulle vid mynningen av bäckdalar

från öster. Observeras bör, att även den norra lokalen vid Nifsåsen är belägen där en bäckdal från NO mynnar vid nivån 356 m.

Därmed erbjuds en rimlig förklaring till den ovannämnda diskrepansen: Grusförekomsterna vid Nifsåsen och den norra Östersundslokalen är närmast glacifluviala och har avsatts lateralt invid en iskropp, som intagit Storsjösänkan. Deras lägen har bestämts av en vattenyta i och invid isen, om man så vill grundvattenytan i isen. Dennas nivå, 356 m ö. h., har inom ett större område bestämts av en och samma passpunkt. Likheten mellan bergartsmaterialet i sedimenten och den övre moränen blir då helt naturlig, medan en eventuell undre morän blir utan betydelse för tolkningen. Den kan vara ostlig lika väl som västlig. Sedimentlagrens uttunnande i moränen blir även helt naturligt med en sådan hypotes. Bildningarna i sin helhet påminner nämligen i detta avseende om israndbildningar från andra håll, även invid nutida glaciärer.

Sedimenten på de ovannämnda lokalerna har alltså enligt anförda tolkning karaktär av israndbildningar. De tydligare strandbildningarna vid Östersund och möjligen Rannåsen kan ha avsatts analogt i något öppnare vatten, eventuellt smala randsjöar. Av vikt är emellertid att inga större isoscillationer, allra minst av typen skilda nedisningar, behöver tillgripas för att tolka dessa sediment. De låter sig visserligen ej åldersbestämma men ingenting talar emot att de tillhör isens avsmältningsskede.

Lokalen Rannåsens stenbrott är av avvikande karaktär, dels genom sedimentets art, dels genom höjdläget. Den tarvar säkerligen en annan förklaring. Redan den omständigheten, att dess djupbottensediment ligger högre än strandbildningarna i samma sluttning, antyder att något direkt samband ej finns. Lokalen i sig själv tillåter dock inga säkra tolkningsförsök. En förklaring analog med ovan skisserade är tänkbar. Dock talar ingenting emot att leran skulle tillhöra ett isfritt skede mellan en isrörelse från N eller NV och en från O eller NO.

76. Torvalla

LOKALBESKRIVNING. I backen ovan Torvalla, SO om Östersund, utbreder sig ett kulligt åslandskap. Åsgruset är ej klart moräntäckt, men vissa omständigheter talar för att bildningen är jämförbar med övriga lokaler i Östersundstrakten (ovan) och med Bällsta (s. 96). En sådan faktor är höjdläget, mellan 350 och 360 m ö. h.

Övre morän saknas i stor utsträckning. Här och var finns dock kompakt, pressat, moränartat material i ytan. Kontakten mot underliggande sediment är oskarp och det är ej helt uteslutet, att det moränartade materialet kan vara en speciell utbildningsform av dem, sannolikt subglacialt utbildad.

Sedimentserien utgörs av normalt, starkt växlande åsmaterial, från sand till grus, bl. a. "openwork gravel". Den utgörs väsentligen av kambrosilurbergarter.

En omständighet, som talar för att gruset bör jämställas med de submoräna

sedimenten är, att det verkar hårt packat och konsoliderat, vilket ej är fallet med traktens normala grusförekomster. Tryckdeformationer i form av veckningar förekommer ej, däremot är förkastningar och sprickfyllnader påminnande om iskilar vanliga. De senare kan nå ett djup av ca 3 m. I vissa partier av åskomplexet förekommer en växellagring med morän, särskilt proximalt in mot dalsidan. Därigenom påminner materialet om lokalerna kring Nifsåsen (s. 97 och 100).

Undre morän är ej iakttagen. Eventuella observationer av morän under gruset behöver ej tolkas som en verklig undre morän. De kan med stor sannolikhet antas vara inlagringar av ovannämnda typ.

RÄFFELRIKTNINGAR. Se under Östersund (s. 106).

TOLKNINGAR. Bristen på tryckdeformationer och den oklara skillnaden mellan sediment och morän gör en interglacial eller interstadial ålder av sedimenten osannolik. Även åskomplexets väl bevarade ytformer talar mot både en sådan tolkning och en oscillationshypotes.

Såväl växellagringar mellan morän och sediment som sättningar och sprickfyllnader pekar i stället klart mot en subglacial avsättning eller snarare en sedimentation invid och under en uppsprickande dödis. En sådan tolkning ter sig även naturlig vid jämförelse med lokalerna vid Nifsåsen.

77. Överbyn

LOKALBESKRIVNING. Lokalen utgör en flackt välvd, vidsträckt terrass i Överbyn, NV om Vålbackens tegelbruk. Terrassens yta ligger i stort sett på 350 m ö. h. Lagerföljden är synlig i flera stora grustag.

Övre moränen är ½—1 m mäktig moränlera. Blockmaterialet häri är 82 % kambrosilurbergarter, 8 % Kyrkåskvartsit och 10 % urbergarter, huvudsakligen grov granit. Ursprunget är närmast nordostligt.

En orienteringsanalys av blocken i moränen visar ingen distinkt orientering. En viss sådan i en riktning mellan VNV—OSO och VSV—ONO märks dock (fig. 30). Orienteringen stämmer alltså väl överens med bergartsmaterialet.

Sedimentserien. Huvuddelen av sedimenten är åsgrus och sand. I

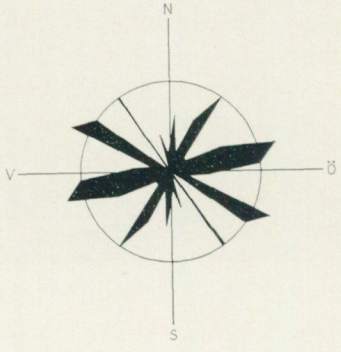


Fig. 30. Stenarnas orientering i övre moränen, Överbyn.

Orientation of stones in the upper till at Överbyn.

västra delen av förekomsten utgörs ytlagret (under moränen) av mo och mjäla. En spad- och sondborrning har visat, att åsen underlagras av finare sediment. Grustagets botten består delvis av mo. Mot djupet blir denna finare och övergår i mjäla. Längre än 3,5 m under botten förmådde dock borren inte tränga. Den fastnade i den hårda mjälan och finmon. En jämförelse med Vålbacken, särskilt observationerna i lertagets omgivningar (s. 119) gör det dock sannolikt, att mäktig mjäla underlagrar gruset.

En blockräkning i gruset visade 74 % kambrosilur och 12 % kvartsit, som till största delen torde vara av Kyrkåstyp. 6 % är granit och gnejs från öster, medan 6 % är säkra fjällbergarter. Återstående 2 % är amfibolit av okänt ursprung. Bergarterna anger alltså ingen distinkt transportriktning. Om emellertid fjällbergarterna antas härröra från en undre morän (jfr s. 120), så skulle ursprunget närmast vara nordostligt.

Slutligen förekommer i sedimenten mycket kraftiga veckningar (fig. 31). Under flera år observerade skärningar antyder tillsammans veckaxlar i N 30°—70°V. De mest exakta mätningarna, gjorda i horisontalsnitt och mellan motstående väggar, har givit N 30°V. Överskjutningar och lutande veck anger tryckriktning från NO.



Fig. 31. Veckning i åsgrus med tunt moränlager på ytan, Överbyn. — Foto J. Lundqvist 1962.
Fold in till-covered esker at Överbyn.

Undre morän är ej observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR. Se under Vålbacken, s. 120.

TOLKNINGAR. Den naturligaste tolkningen av lokalen med hänsyn till de kända fakta är att sedimenten avlagrats från norr, framför en från norr framryckande is.

Någon åldersbestämning tillåter ej lokalen i sig själv. Det faller sig dock naturligt att jämföra de finkorniga sedimenten i bottnen med leran i Vålbacken. Är en sådan parallellisering riktig innebär den, att sedimenten är interglaciala eller interstadiala (s. 122).

78. Vålbackens grustag

LOKALBESKRIVNING. Lokalen utgör ett mindre grustag strax NV om det stora lertaget i Vålbacken och beläget ca 600 m VNV om det norra tegelbruket. Morfologiskt utgör den en flack åskulle, täckt av morän. Nivån är ungefär 310 m ö. h.

Övre moränen är ½—1 m mäktig och av traktens vanliga leriga och blockfattiga typ. Blockmaterialet utgörs till 76 % av kambrosilurbergarter, mest kalksten. 8 % är Kyrkåskvartsit. Bland längre transporterade bergarter märks 12 % urbergarter, delvis Revsundsgranit, och 4 % som sannolikt härrör från fjällen (mörk kvartsit och mylonit). Någon distinkt transportriktning framkommer sålunda ej. Moränen måste vara bildad av material, som förts med vid mer än en isrörelse.

Sedimentserien utgörs enbart av sandigt isälvsgrus. Karaktären av åskulle är tämligen klar. Bergartsmaterialet i gruset förefaller av vara praktiskt taget uteslutande kambrosilur. Transportriktningen är alltså troligen från N eller NV.

Undre morän är ej observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR. Se under Vålbacken, s. 120.

TOLKNINGAR. Lokalen tillåter inga andra tolkningar än att åsen avlagrats från N eller NV och att den överskridits av en is från okänd riktning. Vid jämförelse med lokalen Överbyn (ovan) faller det sig dock naturligt, att tänka sig gruset såsom en översta del av lagerserien vid Vålbacken (jfr s. 119). Under den förutsättningen skulle gruset vara interglacialt eller interstadialt.

79. Vålbacken

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Att moräntäckta sediment förekommer kring Brunfloviken, varvid troligen avses bl. a. Vålbacken, är sedan länge bekant (se A. G. Högbom 1920, s. 106). En noggrannare beskrivning av lokalen gavs dock först av Thorslund (1938, 1939). På grund av tegelbrukets brytningsmetoder var förhållandena tidigare långt gynnsammare för studier av lagerföljder o. dyl. än vad de numera är. Den kännedom vi f. n. har om lokalen är därför till stor

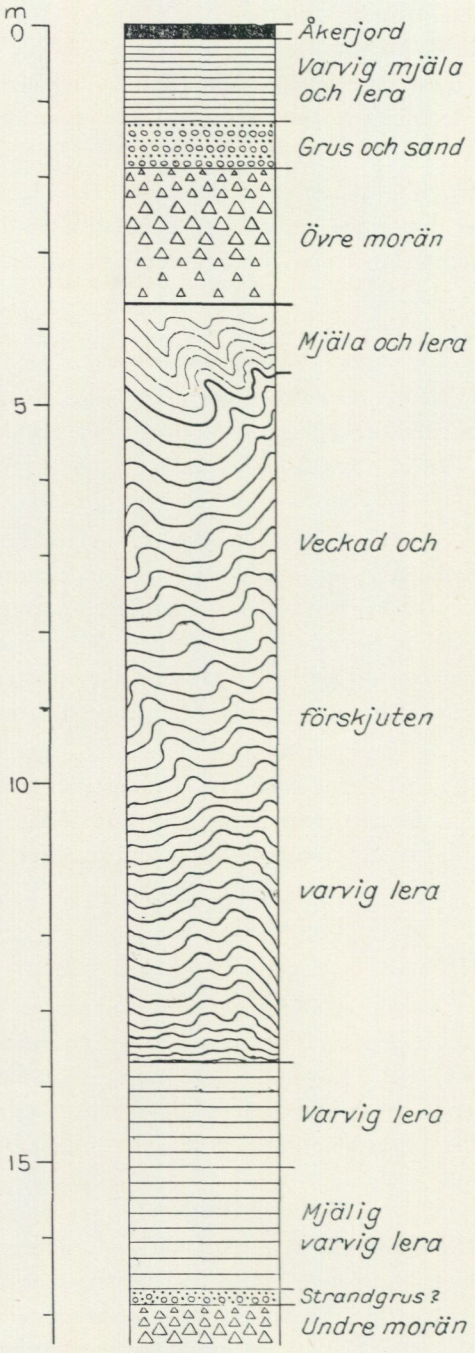


Fig. 32. Profil genom den submoräna leran vid Vålbacken. — Från Thorslund (1939, fig. 6).
Profile through the submorainic clay at Vålbacken.

del grundad på Thorslunds och därjämte G. Frödins (1954, s. 184) beskrivningar. Vissa kompletteringar har kunnat ske under åren 1956—1966.

LOKALBESKRIVNING. Med Vålbacken avses den stora tegelgraven vid Vålbackens tegelbruk på västra sidan av Brunfloviken. Lagerföljden framgår bäst av den av Thorslund (1939, fig. 6) uppmätta profilen, här återgiven som fig. 32. Det är alltså en lera, som vilar på morän av okänd mäktighet och täcks av en tunnare moränbädd. Den senare är svallad och övergår uppåt i issjösediment, vilka i föreliggande sammanhang lämnas därhän.

Topografiskt är förekomsten belägen i den tämligen branta sluttningen ned mot Brunfloviken och något över Storsjöns yta. Lerans botten i den av Thorslund (1938, s. 636) studerade profilen ligger ca 300 m ö. h. Det finns emellertid tecken som tyder på, att leran även når ut under Storsjöns yta (enligt uppgifter lämnade av Indalsälvens Regleringsförening). Lerans övre yta, dvs. kontakten mot överliggande morän, är belägen ca 313 m ö. h.

Övre moränen. Dennas mäktighet uppgår till ca 2 m. Nedåt är moränen starkt lerig och övergår — i varje fall i vissa delar av området — i den submoräna leran (jfr s. 124). Uppåt blir den stenigare, sannolikt svallad och övergår i svallgrus. Genomsnittligt är den en moränlera med 19 % ler och 25 % grus (fig. 33). Lagret är med all säkerhet en verklig moränbädd och ej en sekundär skredföreteelse.

Om den övre moränens blockmaterial säger Thorslund (1939, s. 5) att huvudmassan består "av bergarter med *ostlig* klyftort; särskilt iögonenfallande är den rikliga förekomsten av block av revsundsgranit, och därjämte igenfinnas lätt de olika typerna av ortocerkalk, som finnas anstående i Brunflo-trakten." Frödin (1954, s. 187) betonar främst förekomsten av Kyrkåskvartsit, vilken enligt honom måste ha sin klyftort norrut. "Block av sevetypen, metamorfa kvartsiter,

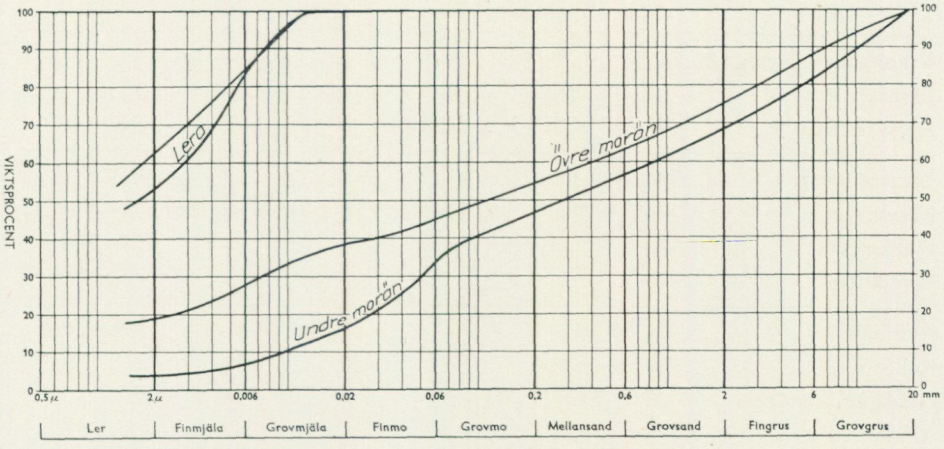


Fig. 33. Kornstorleksfördelningen i moräner och lera vid Vålbacken.
Cumulative-frequency curves for the upper till (övre moränen), *lower till* (undre moränen) *and clay* (lera) *at Vålbacken.*

sparagmiter, porfyrer och graniter från N. Jämtland äro ej heller ovanliga i den övre moränbädden, jämte som vanligt ett och annat köliskifferblock från V. Jämtland."

Varken Thorslund eller Frödin har dock utfört systematiska blockräkningar. Vid länskarteringen har sådana gjorts såväl på blockmaterialet som på grusfraktionen. Resultatet därav framgår av tabell 3. Man ser direkt, att i både block och grus 52 % av materialet är av klart ostligt—nordligt ursprung. Endast i gruset har 1 % västligt material anträffats. Detta var dock en kvartsit av tämligen intetsägande typ, vars ursprung strängt taget är ganska oklart. Den övriga delen av materialet är sådana bergarter som anstår i trakten och därför ej ger någon upplysning om transportriktningen. Det är att märka, att lättkrossade bergarter, såsom skiffrar och gråvackor, uppträder rikligare i grusfraktionen än bland blocken.

Tabellen visar klart, att Frödin överbetonat Kyrkåskvartsitens betydelse. Det är visserligen helt riktigt, att man ofta ser den bland blocken, men procentuellt utgör den en så ringa andel, att den ej alls kommit med bland blocken i blockräkningen (50 st.) och endast till 1 % i gruset (226 räknade korn). Det intryck man får i lertaget är emellertid, att kvartsiten inom vissa områden är vanligare, medan den saknas i andra. Det förefaller icke uteslutet, att den övre moränen i själva verket kan utgöras av flera bäddar med olika material, ehuru skärningen

TABELL 3.
BEGARTSMATERIALET I OLIKA FRAKTIONER AV MORÄN OCH SEDIMENT VID VÅLBACKEN
Rock types in boulders (block) *and gravel fraction* (grus) *of upper* (övre) *and lower* (undre) *till and the clay* (leran) *at Vålbacken*

	Övre moränen		Leran	Undre moränen		Transport från
	Block	Grus	Block	Block	Grus	
Granit, mest Revsunds	52 %	50 %	—	—	—	O
Diabas	—	1	—	—	—	O
Kyrkåskvartsit	—	1	2 %	5 %	2 %	NO—NV
Östbergsporfyr	—	—	—	—	2	NV
Kärvskiffer	—	—	8	—	—	V—NV
Fjällkvartsit	—	1	—	—	1	V—NV
Seveskiffer	—	—	2	—	1	V—NV
Amfibolit	6	—	—	—	—	Obestämd
Kalkstenar	36	26	64	95	66	„
Gråvacka, sandsten	4	17	20	—	8	„
Alunskiffer	—	1	—	—	2	„
Övrig skiffer	2	1	4	—	17	„
Obestämt	—	2	—	—	1	„

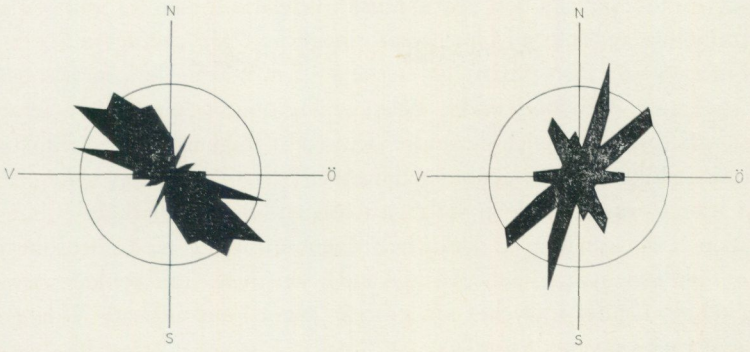


Fig. 34. Orienteringen av finmaterialet i två skilda partier av övre moränen vid Vålbacken. Uppmätt i mikroskop.

Orientation of the grains in two different parts of the upper till at Vålbacken. Determined under microscope.

numera inte är tillräckligt ren för att detta förhållande tydligt skall kunna urskiljas.

Två orienteringsanalyser (i mikroskop) av kornen i moränen har utförts. Resultatet av dessa visas i fig. 34. De båda analyserna visar diametralt motsatt orientering, trots att de båda proverna tagits i samma del av skärningen ehuru under olika år. Det ena provet visar maxima i N 15° och 50°O, det andra ett utbrett maximum i NV—SO. I en normal morän är orienteringen i regel parallell med isrörelseriktningen, någon gång vinkelrät däremot (G. Lundqvist 1948). De båda analyserna kan därför tyda på, att antingen endera eller båda av traktens isrörelser (jfr nedan) bestämt kornorienteringen. I senare fallet erhålls onekligen ytterligare ett stöd för tanken, att den övre moränen i själva verket består av mer än en bädd.

I ett område med så komplicerade isrörelseförhållanden som Storsjöbäckenet kan aldrig blocksammansättning eller struktur bli helt entydiga. Blockmaterialet kan i varje fall teoretiskt tänkas ha förflyttats med mer än en isrörelse och blockassociationerna kan därför bli komplexa. Det är därför i princip ganska olyckligt att resonera med utgångspunkt från blockassociationerna endast på enstaka lokaler. Blockspridningen måste studeras regionalt med hjälp av exakta blockräkningar, åskådliggjorda i kartform. Vaga uppgifter såsom att en viss bergart förekommer i den eller den trakten är av ringa värde.

Mot bakgrunden av den allmänna blockspridningen i Centraljämtland kan sammanfattningsvis om övre moränens transportriktning sägas, att den naturligaste tolkningen är, att moränen avlastats av en is, som rört sig dels från SO mot NV, dels från NO eller N mot SV eller S. Denna förklaring synes vara den enklaste, vare sig moränen utgörs av en eller flera bäddar. Något som helst belägg för en epiglacial isframstöt ger blocksammansättningen i Vålbackens ytmorän ej. Tvärtom antyder den stora mängden ostligt material klart, att samtliga isrörel-

ser från de mesoskandiska och neoskandiska isdelarna enligt Frödins (1914 a, s. 544) terminologi ägt rum e f t e r avsättningen av Vålbackenleran.

S e d i m e n t s e r i e n utgörs av en 12 à 15 m mäktig lera, mörkt blågrå till färgen och i sina övre och undre delar mjälig. Huvudmassan av leran håller 52 % ler och resten mjäla. I de undre delarna är mjälan framför allt koncentrerad till tunna skiktplan, varigenom sedimentet lätt spjälkas upp i skivor. I dessa mjälskikt i lerans understa delar ser man vanligen böljslagsmärken.

Trots den höga lerhalten är leran helt ogenomtränglig med kärnfolieborr och sondborr, vilket är synnerligen överraskande. En dylik lera brukar vara mycket lättborrad. Man får det intrycket att leran är något konsoliderad. Vidare ger den intryck av att vara mycket "torr".

Thorslund har beskrivit kraftiga veckningar och överskjutningar i hela sedimentserien med undantag av den understa, mjäliga delen. Dessa förekommer troligen endast i en del av området, ty Frödin har ej observerat sådana. I den lera, som varit blottad under länskarteringens gång, var skikten vanligen helt ostörda

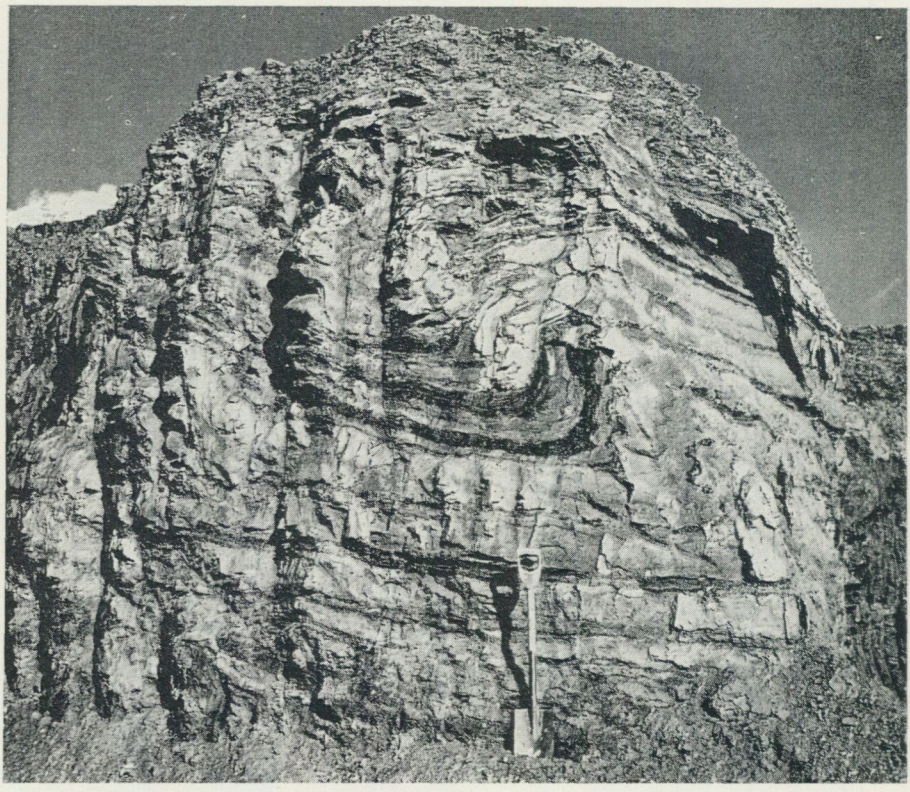


Fig. 35. Veckning i den submoräna lerans övre, mäktiga varv vid Vålbacken anger tryck från NO (höger). — Foto J. Lundqvist 1963.
Fold in the upper, thick varves of the submorainic clay at Vålbacken indicates pressure from the NE (right).

men lokalt uppresta och kraftigt veckade (fig. 35). Thorslund (1939, s. 8) anser ingen tvekan råda om att veckningarna illustrerar ett mot V eller NV riktat tryck. Noggrann uppmätning av 1963 blottade veckaxlar i lerans övre del har givit N 40°V, med tryckriktningen tveklöst från NO. Frödin (1954, s. 187) ansåg att veckningen av sedimenten kan "vara att tillskriva en markförskjutning och utglidning i den övre och västra delen av lermassan". Detta bestyrks av "påfallande stark flytjordsbenägenhet i lertaget, säkerligen betingad av varvytornas konstanta beläggning av mjäla inom sedimentpackens mittparti, dels anrikningen därav i de undre delarna, allt i föreningen med en svag allmän skiktstupning nedåt Storsjön." Härtill kan genmälas, att jordflytningstendensen tvärtom är påfallande svag, bortsett från de tunna ytlager, som påverkas av regn och smältvatten. Detta står i samklang med lerans allmänna karaktär (se nedan). Vidare antyder veckstrukturen rörelse åt motsatt håll och skiljer sig fullständigt från vanliga flytjordsstrukturer. Bl. a. har rörelsen varit starkast i de undre delarna, om rörelse mot öster förutsättes. Frödins förklaring torde helt kunna avfärdas.

Leran har alltid betraktats såsom en vanlig glaciallera och G. De Geer (se 1940) har även uppmätt varvserier häri. Sådan som leran tett sig under länskarteringens år, är det emellertid tveksamt, om skiktningen alltigenom representerar varv i egentlig mening. "Graded bedding" saknas i delar av leran, och att urskilja varvgränser bland de tunna mjälskikten är synnerligen vanskligt. Den påminner närmast om en postglacial skivlera (fig. 36). Asklund (1936, s. 6) har på andra grunder jämfört Frösöns submoräna lera med "en normal (in-?)sjölera jämförlig med Ancyluslera". Detta uttalande är i viss mån tillämpligt även på Vålbackenleran. De övre och undre delarna är däremot en klart varvig lera. I undre delen är varven tunna, endast några mm eller cm. I lerans övre del däremot föreligger halvmetertjocka varv med moiga, ljusa sommarskikt och vinterskikt av styv, svart lera (fig. 35).

I den understa leran, ca 30 cm från botten, har anträffats växtrester, enligt Thorslund (1938, s. 636) rikligt med *Salix polaris* och därjämte dess hybrid med *S. herbacea*. Fil. kand. Folke Björbäck, som granskat prov av växtresterna, uppger att *Saxifraga oppositifolia* förekommer ymnigt. Därjämte har han identifierat, utöver obestämbara *Salix*-blad, *Betula nana* och bladrester av gräs. I fält har observerats ett litet men relativt långsträckt björklöv till typen likt *Betula pubescens*. Mossrester uppträder vidare talrikt. Fru Elsa Nyholm har identifierat *Distichium* sp., *Encalypta* sp., *Bryum* sp., *Caligeron turgescens* och *Myurella* sp. *Encalypta* och *Caligeron* indicerar båda kalk-skiffergrund, den förstnämnda torr miljö, den senare fuktig. Ur klimatsynpunkt är mossorna relativt intetsägande. De övriga växtresterna antyder ett arktiskt till subarktiskt klimat. En C14-datering har givit >37.000 BP (G. Lundqvist 1957, s. 9). Växtresterna är således med säkerhet ej postglaciala. Även leran torde få tillskrivas den höga åldern. Emellertid bör det observeras, att växtresterna är tydligt omlagrade. De bildar en tunn, utkilande lins i en f. ö. homogen varvig lera. Utanför linsen finner

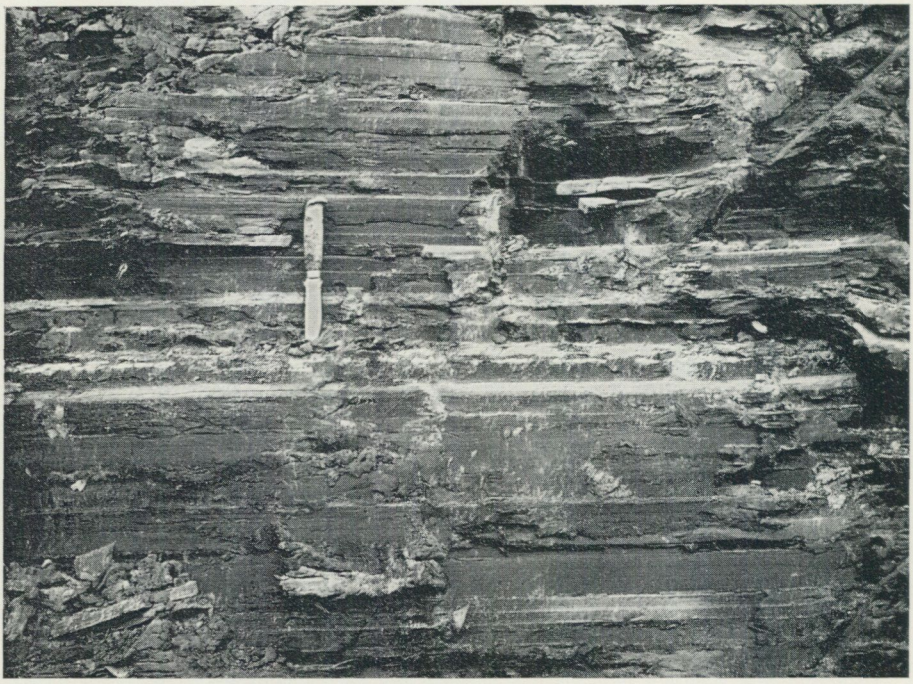


Fig. 36. Vålbackenlerans normala utseende. — Foto J. Lundqvist 1962.
The common appearance of the clay at Vålbacken.

man sporadiska blad etc. Lerans utseende visar klart, att växterna ej kan ha grott där de nu anträffats. En total avsaknad av pollen utgör likaså ett indicium. Skilda prover har undersökts av fil. lic. E. Magnusson och fil. lic. Urve Miller utan att mer än några få delvis förstörda *Betula*-pollen påträffats. Diatoméer saknas helt enligt vad docent Maj-Britt Florin funnit.

Block är vanliga särskilt i lerans övre delar. De är ofta glacialrepade men förekommer i den helt ostörda leran, varför de väl får betraktas som drivisblock. Frödin (1954, s. 186) uppger att blocken utgörs av "i medeltal 10 urbergsblock (granit, gnejs och diabas), 2 köliskiffer- och 2 seveblock, resten bestod av kambrosilur därav ett av röd ortocerkalk". Han stöder sig på tre blockräkningar, utförda i hopsamlade blockhögar på lertagets botten. Räkningarna utgör ett skolexempel på hur blockräkningar ej får utföras. Men stöd av både Thorslunds (1939, s. 6) uppgifter och vid länskarteringen utförda blockräkningar kan med till visshet gränsande sannolikhet sägas, att urbergsblocken härrör från lerans översta del, där den blandats med den ostliga övre moränen. Såsom ovan nämndes är gränsen morän/lera oftast helt flytande. Thorslunds uppgift om blocken i leran är, att de mestadels utgörs "av fjällbergarter (granatglimmerskiffer, kärvskiffer, Oviksfjällens kvartsit), men även smärre block av mörk, silurisk kalksten äro icke sällsynta". Den bestyrks helt av blockräkningen i tabell 3, vilken utförts

helt på i lerväggen fastsittande block eller i några fall även sådana som anträffats i intakta lerklumpar eller på annat sätt visar att de ej härrör från moränen. Till tabellen kan vidare anmärkas, att 16 % är mörk silurkalk. Fjällskiffern är mestadels typiska kölibergarter. Av blockmaterialet kan därför upp till 28 % vara av västligt till nordvästligt ursprung, medan resten är indifferent. Intet klart ostligt material finns.

Att döma av uppgifter som lämnats av Indalsälvens Regleringsförening har tidigare kunnat iakttas gruspackar i övre delen av leran. Sannolikt var dessa inpressade i leran och låg ej in situ. De kan dock tyda på, att grövre sediment avslutat lagerserien uppåt, ehuru de av isen till största delen borteroderats. På samma sak tyder den omständigheten, att det vid infarten till lertaget, dvs. ca 500 m S om detta, förekommer sand under ½ m moränlera. Sanden hänger med säkerhet ihop med sand och grus, som förekommer något hundratal meter högre upp efter landsvägen mot NV. Denna har genom borrning konstaterats vila på 13 m mjäla, som bör kunna parallelliseras med lertagets lera.

Med utgångspunkt från lerans mäktighet och ändringarna i dess mekaniska sammansättning samt från böljslagsmärken och grusskikt i de undre delarna har (Thorslund 1939, fig. 1 och 2) synes den sistnämnda möjligheten sannolikast. vatten, vars djup gradvis tilltagit. Frödin (1954, s. 188) anser att denna förklaring "bör kompletteras med, att vattenståndshöjningen mot slutet kan ha övergått till en motsvarande vattenståndsminskning". Han anförde ytterligare ett alternativ, nämligen att mjälahaltens växlingar avspeglar närheten till en iskant, och framhöll vidare, att kombinationer mellan de båda alternativen är tänkbara.

Bl. a. med hänsyn till böljslagsmärkena och tunna grusskikt nära bottnen, den underliggande moränytans karaktär (nedan) och varvigheten i de övre delarna (Thorslund 1939, fig. 1 och 2) synes den sistnämnda möjligheten sannolikast. Det innebär alltså, att leran avsatts på minskande avstånd från isranden vid ett stigande vattenstånd. Vattenytan stod ursprungligen nedanför lertagets botten, dvs. troligen i närheten av Storsjöns nuvarande yta. Dess slutliga läge framgår ej av Vålbackenprofilen. Sedimenten överskreds sedermera av en framryckande iskant, utan att någon sänkning av vattenståndet dessförinnan inträffat. Isranden ryckte sannolikt fram från den norra sektorn. Blockmaterialet i leran antyder NV medan den ytliga moränen och tryckdeformationerna i leran snarare pekar mot öster. Troligt är att isen först kom från NV. Sedermera har leran tryckdeformerats vid de yngre isrörelserna från SO och NO.

Undre moränen har endast till en ringa del varit blottad och har därför ej så grundligt kunnat undersökas. Enligt Thorslund (1938, s. 635) är den lerig och tämligen hård. Den under senare år blottade moränen var emellertid i ytan svallad och täckt av ren sand. På 3 à 4 dm djup var karaktären grusig—moig. Moränen är relativt rik på stora block av traktens ortocerkalk.

Om blockmaterialet i övrigt säger Thorslund (1938, s. 635—636), att det ut-

görs "huvudsakligen av grå och mörkgrå kalksten, kvartsit av Kyrkås-typ och mörk, delvis gråvackeartad skiffer av Föllinge-Holmsjö facies. Några otvetydiga urbergsbergarter har hittills icke kunnat observeras. Med kännedom om berggrundens sammansättning inom Storsjöområdet kan man med visshet säga, att moränmaterialet närmast under leran har *västligt* eller *nordvästligt* ursprung". Detta förhållande bestyrks av de i tabell 3 redovisade bergartsbestämningarna i block och grus. De visar, att 5 à 6 % av materialet är av nordligt till västligt ursprung, medan resten är indifferent.

Om moränens ursprung från NV-sektorn råder knappast någon tvekan. Därigenom skiljer sig moränen i bergartshänseende från all normal morän i trakten.

RÄFFELRIKTNINGAR. Vid Storsjöns strand invid Vålbackens tegelbruk finns hällar av Revsundsgranit med räfflor från S 50°O. Därjämte visar hällarna goda fasetter, som vetter mot NV. På dessa ser man dock endast räfflor, som förefaller att vara de normala, sydostliga.

Inom ett något vidsträcktare område kring Brunfloviken visar talrika lokaler, att den äldsta med räfflor belagda isrörelsen kommit från SO. Den har ersatts av en yngre rörelse från NO, vilken successivt vridit till nästan nordlig.

TOLKNINGAR. Åsikterna om de moräntäckta sedimentens ålder har växlat så länge dessa avlagringar varit bekanta. Diskussionen har främst gällt Frösöförekomsterna (s. 94) och uppfattningarna om Vålbacken får ses mot denna bakgrund.

Det första omnämnandet i litteraturen av Vålbackenlokalen [A. G. Högbom 1920, s. 106: "Sådana moräntäckta issjösediment ses flerstädes i Storsjöns omgivningar (exempelvis på Frösön, vid Brunflo- och Bergsvikarna) . . ."] ägde rum vid en tidpunkt då Högbom lämnat sin ursprungliga interglaciala ståndpunkt och betraktade sedimenten ifråga såsom normala issjöbildningar, täckta av morän vid en oscillation av isranden. Till denna åsikt anslöt sig G. Frödin (1925, s. 204), vilken därnäst omnämnde lokalen. Även G. De Geer (1940) betraktade Vålbackenleran som finiglacial, en åsikt som stöddes av hans konnektion av varvserien med varv från normala issjö- och ishavssediment. G Frödin (1954), som var en svuren motståndare till interglacialhypotesen i allmänhet, har senare med iver förfäktat samma uppfattning. Moräntäckningen har enligt honom avlastats vid den epiglaciala isframstöten. Lagerföljden representerar enligt denna uppfattning (Frödin 1954, s. 189) den "till sitt ursprung centraljämtska (mesoskandiska) bottenmoränen, följd av en senglacial—epiglacial issjösedimentpacke, denna i sin tur täckt av den epiglaciala moränbädden och uppåt avslutad av de yngsta epiglaciala issjösedimenten".

Till en helt annan uppfattning kom Thorslund (1938, 1939), vilken är den som bäst känner lokalen och utfört de noggrannaste undersökningarna där — dessutom under de ur observationssynpunkt gynnsammaste omständigheterna. Thorslunds uppfattning är denna (1939, s. 12): "1. Vi ha tvenne nedisningar registrerade genom moräner av olika sammansättning, tydande på motsatta

transportriktningar. 2. Vi ha redovisade sjösediment från vardera av perioderna efter nedisningarna". Till denna åsikt har även Kulling (1945, s. 51) och J. Lundqvist (1964 a, s. 177) anslutit sig.

Ljungner (1945, s. 238), som även tolkat Vålbackenleran såsom tillhörande tiden före sista nedisningen, preciserade lerans avsättning till en återgång av isen mot väster under början av nedisningsperioden.

G. Lundqvist har uttryckt sig mera försiktigt i frågan. Han säger härom (1943, s. 119): "Den 13 m mäktiga sedimentpacken tyder på, att tidsskedet mellan de båda isrörelserna är relativt långt. Om man kan benämna skedet interglacialt torde däremot icke få anses avgjort." T. o. m. efter det att den ovannämnda C14-dateringen givit den interglaciala tolkningen ett starkt stöd, säger G. Lundqvist (1957, s. 10) endast att "Hittills synes interglacialisterna ha fått ett övertag".

En sammanfattning av Vålbackens bidrag till de submoräna sedimentens tolkning ter sig som följer. Faktorer som talar för att sedimenten bildats före den sista nedisningsperioden är följande:

1. Den övre moränens sammansättning med klart ostligt material. Knappast förenlig med en senglacial tolkning.

2. Materialets orientering i övre moränen. Även förenlig med en senglacial tolkning.

3. Den undre moränens blocksammansättning med rent nordvästligt material. Ej förenlig med en senglacial tolkning.

4. Den submoräna lerans mäktighet jämfört med traktens normala issjösediment. De senare uppnår endast sällan 1 m, i regel endast några dm eller cm. Knappast förenlig med en senglacial tolkning.

5. Den totala frånvaron av uttorkningshorisont eller diskordans i lerans mellersta del (påpekad även av Frödin 1954, s. 189). Frödins bortförklaring av detta faktum är helt osannolik för den som närmare studerat leran men ändock kan denna punkt möjligen även vara förenlig med en senglacial tolkning.

6. Lerans typ av skiktning, vilken framgår av varvdiagrammen (De Geer 1940, pl. 85) i jämförelse med varvdiagram från normala issjösediment. De Geers konnektion är ej övertygande. Knappast förenligt med en senglacial tolkning.

7. Variationerna i lerans mekaniska sammansättning. Väl förenliga med en senglacial tolkning.

8. Lerans konsoliderade och uttorkade karaktär. Möjligen förenlig med en senglacial tolkning.

9. C14-dateringen av växtresterna. Med tvekan förenlig med senglacial tolkning.

10. Växternas arktiska karaktär. Enligt G. Lundqvists (1959) dateringar av tallstubbar från fjällen kan man ej vänta sig en så utpräglat arktisk eller subarktisk flora vid den tidpunkt som Frödins epiglaciala tolkning innebär.

Som framgått av ovanstående talar många fakta för en interglacial tolkning, medan en del även är förenliga med en senglacial. Slutsatsen beträffande Vålbacken sedd som en isolerad företeelse måste därför bli, att leran verkligen är äldre än den sista nedisningsperioden. Beträffande en möjlig närmare inpassning i tidsskalan hänvisas till s. 225.

80. Grytan

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Lokalen är beskriven av Kulling (1945, s. 53). Av någon anledning är den dock ej omnämnd av Frödin (1954).

LOKALBESKRIVNING. Lokalen utgör ett stort och ett mindre grustag i en flackt välvd terrass på sluttningen ned mot Storsjön 2 km NV om Brunflo stn och 400 m V om landsvägen. Nivån är ca 320—330 m ö. h.

Övre moränen är av traktens normala hårda, leriga typ. Mäktigheten kan uppgå till ca 1 m men ställvis kan moränen saknas. Kulling beskriver den som "spridda partier". Bergartsmaterialet är ej närmare undersökt men domineras av kambrosilurbergarter. Därjämte förekommer talrika block av Revsundsgranit.

Sedimentserien utgörs av ett normalt byggt åsparti med minst 15 m av växlande lager av sand, grus och sten. Fig. 37 visar en typsektion. Stenlager

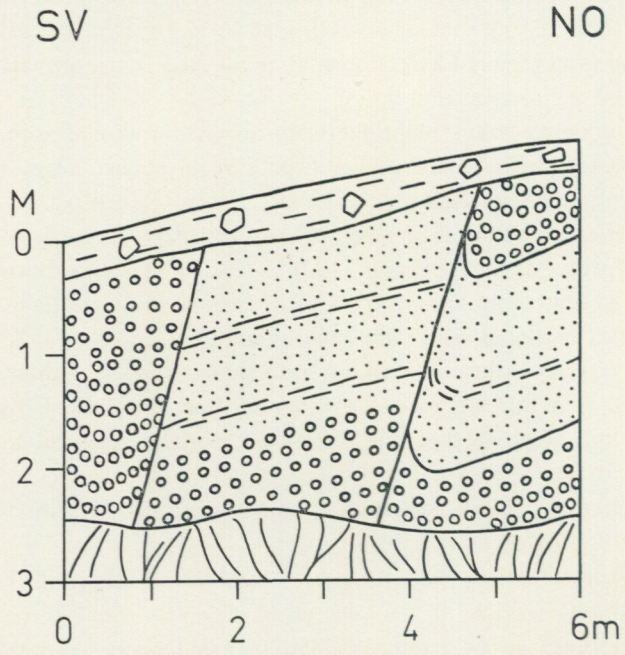


Fig. 37. Typsektion från Grytans moräntäckta grusterrass. Ytlagret är pressad morän. Ringar, prickar och streck symboliserar grus, sand och mo. Streckningen nederst markerar rasmaterial.

Typical section from the till-covered kame terrace at Grytan. The surficial bed is a schistous till. Circles, dots and lines represent gravel, sand and fine sand. The lowermost lining is slumped material.

finns huvudsakligen i de övre delarna (jfr Kulling 1945, fig. 22). En spadborrning till 3,5 m under den lägst belägna delen av det södra grustagets botten har endast visat ren sand. På nämnda djup stoppades borrningen av sten. Om denna hör till grusserien eller till en underliggande morän kunde ej avgöras. Sedimentens bergartsmaterial domineras helt av kambrosilurbergarter.

Kraftiga, men flacka veck med en våglängd av flera 10-tals m förekommer i sedimenten. Veckaxlarna tycks gå i ungefär N—S eller NO—SV, men har ej kunnat uppmätas exakt.

Linser av grå eller blågrå lera förekommer i det stora grustagets östra del. Talrika klumpar av sådan lera på grustagets nuvarande (1963) botten visar, att linserna ej kan vara obetydliga eller möjligen att lera anstår under grusserien. Leran ansågs av Kulling "ligga i sitt primära förband och . . . avsatts under ett tidsskede, då sedimentationen fluktuerat inom rätt vida gränser". Den totala avsaknaden av diskordans eller andra oregelbundenheter kring lerkörtlarna stöder denna uppfattning. Leran visar ingen varvighet men påminner i övrigt något om mellersta delen av leran vid Vålbacken (s. 117). Några växtrester har ej anträffats.

Inlagrat i de grövre sedimenten har vidare observerats ett dm-tjockt lager av mjäla, som direkt övergår i moränlera. Detta kan tolkas antingen så, att mjälan skridit och därvid blandats med grövre material, eller så att lagret i sin helhet uppkommit genom skred el. dyl., alltså ett diamikt sediment (Ferrians 1963).

Undre morän är ej observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR. Se under Vålbacken s. 120.

TOLKNINGAR. Leran och de diskordant avskurna gruslagren gör en subglacial bildning mindre sannolik. De tänkbara tolkningarna är därför, att sedimenten är interglaciala (-stadiala) eller uppkommit vid en oscillation, eventuellt Frödins epiglaciala isframstöt.

Det obetydliga moräntäcket kan tyckas tala emot en interglacial ålder av sedimenten. Så är dock knappast fallet, ty moräntäcket är ofta tunt i trakten. Någon direkt överensstämmelse med Frödins (1954, t. ex. pl. 2) epiglaciala nivåer märks ej heller. Nivån motsvarar närmast men är lägre än den epiglaciala Brunflonivån (>327 m ö. h.). Å andra sidan är gruset i Grytan en klar åsbildning och behöver därför ingalunda markera en issjönivå.

Sedimentens lagerföljd antyder, att de är en glacifluvial bildning avsatt framför en framryckande iskant. De skulle därför vara jämförbara med avlagringarna på Brunflovikens västra sida (s. 109). Isranden har av blockmaterialet att döma ryckt fram från N eller NV, sannolikt ej från O. Att döma av veckningarna har dock även huvudisen från O—NO överskridit sedimenten, vilken hypotes stöds av Revsundsgraniten i övre moränen. Troligen får lokalen sättas i samband med traktens övriga submoräna sediment. Dessa indicier tillsammans placerar sedimentserien före den sista nedisningen, dvs. i en interglacial eller tidig interstadial.

81. Brunflo

LOKALBESKRIVNING. Kulling (1945, s. 53) uppger följande lagerföljd 7—800 m NV om Brunflo station: "Överst 6 m grus och sten, så en flat stenhälla (tydligen ett flyttblock) 0,6—0,7 m tjock, under denna 0,8 m blålera samt så 4,2 m småstenig, lerig jordart, tydligen morän".

En vid länskarteringen observerad grundgrävning ca 400 m NV om stationen visar att moränen på ca 3 m djup blir allt lerigare och påminner om Vålbackens lera med någon inblandning av sten. Detta kan tyda på, att moränen utgörs av en delvis omlagrad lera. Enligt uppgift av arbetare på platsen övergår den dock aldrig på detta ställe i ren lera utan jordarten vilar på berg. Även något längre söderut anstår med säkerhet ingen lera (se G. Frödin 1954, s. 189 ff.).

Emellertid har flera iakttagelser av submoräna sediment i Brunflo samhälle gjorts av professor Per Thorslund. Den följande beskrivningen bygger helt på personliga meddelanden från honom.

Sedimenten i samhället tycks nå upp till en nivå av 320 à 330 m ö. h.

Övre moränen är en moränlera, som innehåller såväl stora kalkblock som säkert ostliga bergarter. Mäktigheten uppgår 200 m NV om avtagsvägen till kyrkan till 6 m.

Sedimentserien domineras av lera, vars mäktighet på den nämnda lokalen dock endast uppgår till 0,8 m. 350 m NO om järnvägsövergången N om stationen var dock leran 16 m mäktig. Den är troligen av samma typ som vid Vålbacken och vilar på 2 m sand.

Undre moränen saknas på sistnämnda lokal. På lokalen NV om vägen mot kyrkan däremot vilar leran på 5 m morän. Den är dock föga känd och beskrivs av Thorslund som "hård morän (måste sprängas)".

RÄFFELRIKTNINGAR. Se under Vålbacken, s. 120.

TOLKNINGAR. Någon tolkning tillåter lokalen i sig själv knappast. All sannolikhet talar dock för en parallellisering med Vålbacken (se s. 122). Den övre moränen visar klart, att leran tillhör ett skede före den nedisning, under vilken den ostliga isdelaren var i funktion. En senglacial bildning förefaller däremot utesluten. Likaså torde en subglacial sedimentavsättning vara helt osannolik.

Den sannolikt starka bearbetningen av is i åtminstone de ytliga delarna samt den relativt höga nivån kan tyda på, att leran i Brunflo är avsevärt mera omarbetad av isen, kanske t. o. m. i sin helhet förskjuten ur sitt ursprungliga läge. Thorslund uppger dock, att leran förekommer huvudsakligen i rännor i bergytan, i vilka den alltså skulle legat skyddad mot isens verkningar.

82. Ede

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Lokalen är i korthet beskriven av G. Frödin (1954, s. 203)

LOKALBESKRIVNING. Med Ede avses här hela edet mellan Brunfloviken och Locknesjön, dvs. NV—NO—SO om Ede by. Lokalerna Brunflo och Haxäng

behandlas separat. Här avses området mellan dem, vilket ej direkt konstaterats ha samband med dem, ehuru så med all sannolikhet är fallet. Mot NV når sedimenten åtminstone till Sörviken vid Brunflovikens sydligaste spets, varför ett samband även med Vålbacken är tänkbart. Nivån kan ej anges exakt, men högsta punkten på edet är enligt Frödin (1925; 1954, s. 107) 330 m ö. h. Möjligen når sedimenten ned ända till Storsjöns nivå (291,9 m ö. h.).

Övre moränen beskrivs av Frödin (1954, s. 203) som 0,8—2,0 m mäktig och till karaktären "epiglacial". Detta innebär, att Frödin betraktar blockmaterialet som nordligt. Så torde till stor del också vara fallet, men även den på platsen anstående Revsundsgraniten förekommer i ej obetydlig mängd. Exakta blockräkningar föreligger ej. Materialet kan möjligen delvis vara ostligt, men säkert torde detta ej kunna bevisas.

På högre nivåer uppges moräntäcket vara svallat. Frödin anför vidare, att ytlagret i trakten på vissa sträckor utgörs av mjäla eller lera med drivisblock och förmodar att detta är den yngre, epiglaciala leran. Mot bakgrunden av moränens ringa mäktighet i området och bristen på sediment i övrigt är det dock kanske sannolikare, att moräntäcket delvis saknas. Detta behöver inte innebära någon "rätt djupgående erosion med bortskaffande av det epiglaciala moräntäcket", så som Frödin (1954, s. 203) antagit.

Sedimentserien utgörs enligt Frödin av "glacifluvialt grus, sand, mo och lera, på vissa lokaler veckade men okända till sin mäktighet." Mjälan och leran uppges ställvis saknas men ibland förekomma direkt under moränen. Någon klar uppfattning om lagerföljden ger ej Frödins beskrivning.

Undre morän är ej observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR. Se under Vålbacken, s. 120.

TOLKNINGAR. Någon detaljerad tolkning av lagerföljden har ej framlagts men Frödin betraktade givetvis denna lokal liksom traktens övriga som epiglacial.

De kända fakta tillåter varken revision eller bekräftelse av Frödins tolkning. Det är emellertid, som redan antytts, högst sannolikt att lokalen har samband med deltat i Haxäng och eventuellt även med leran i Vålbacken och Brunflo.

83. Haxäng

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Lokalen omnämndes först i korthet av A. G. Högbom (1885, s. 34). Därefter har G. Frödin (1925, s. 198; 1954, s. 199) givit utförligare beskrivningar.

LOKALBESKRIVNING. Med Haxäng avses den moräntäckta, 10—15 m höga grusplatå vid norra änden av Locknesjön, på vilken Haxängs by delvis är belägen. Platån når upp till en ursprunglig nivå av 350 m ö. h. Dess inre har kunnat studeras i stora grustag.

Haxängsgruset fortsätter mot norr över landsvägen och upp mot Storsjön. Det har med all sannolikhet direkt samband med de ovan under Ede beskrivna avlagringarna.

Övre moränen är i regel mycket tunn, 0,5—1 m, men undantagsvis kan mäktigheten uppgå till 2 m. Särskilt i komplexets norra del saknas täckmorän ofta helt. Av Frödins (1954, s. 201) uppgifter framgår, att bergartsmaterialet domineras av kambrosilurbergarter. Därjämte förekommer kantiga block av fjällskiffrar och Kyrkåskvartsit och "inströdda väldiga gnejs- och granitblock". Vidare finns på moränytan skarpkantiga, stora block av Östbergsporfyr, vilka Frödin (1954, s. 203) tolkat som drivisblock. En blockräkning i moränens grusfraktion har givit 55 % granit och gnejs samt 44 % kambrosilur, mest skiffer. Grönsten, diabas och kvartsit utgör tillsammans 1 %. Till härkomsten är alltså moränen delvis nordlig, delvis lokal eller ostlig.

Sedimentserien utgörs av grovt glacifluvialt grus. Inlagringar av morän förekommer häri, liksom skikt av finkorniga sediment. Inom nordvästra delen av området är lagringen ofta flack eller stupande mot NO. I områdets huvuddel är den dock genomgående en 30°—45° mot O—SO stupande deltaskiktning (fig 38). I deltats västra del förekommer mycket kraftiga störningar i form av veckningar och hopskjutningar från N eller NV. Veckaxlarna går i stort sett i NO—SV. I deltat i övrigt är störningar obetydliga.

Karakteristiskt för gruset är vidare järnutfällning i mäktiga, djupt gående lager, samt dess allmänna hårdhet. Enligt Frödin (1954, s. 200) är det "så hårt packat, att t. o. m. korp blott med svårighet kan användas".



Fig. 38. Deltat vid Haxäng täcks av en mycket tunn moränkappa, vilken knappast framträder på bilden. Bildens lager stupar mot S å SO. — Foto J. Lundqvist 1958.
The delta at Haxäng is covered with a very thin till bed. The bedding in this part dips towards the S or SE.

Bergartsmaterialet består enligt Frödin "till mer än hälften av kambrosilurbergarter och resten urbergsmaterial . . . Bland bergarterna förekomma blott sällsynt fjällskiffrar och Kyrkåskvartsit i olika varianter". Uppgifterna verifieras av en bestämning av bergarterna i grusfraktionen. 49 % är kambrosilurbergarter, varav 1 % är Kyrkåskvartsit. 48 % är granit medan återstående 3 % är diabas och porfyr.

Grusserien är upptill diskordant avskuren av morän. Sålunda förekommer ingen ytbädd. Eventuellt är den delen av lagerföljden borteroderad av isen.

Frödin (1954, s. 204) har även omnämnt en moränkappa på åsen ca 1 km N om själva deltat. Han har därför betraktat denna som "feeding esker" till deltat. Vid länskarteringen har aldrig iakttagits spår av morän på åsen ifråga. Det är dock möjligt, att moräntäcket ställvis saknas (jfr s. 123) och att åsen hör direkt samman med Haxängsdeltat och de submoräna sedimenten vid Ede. Om så är fallet, är Frödins tolkning av åsen mycket plausibel — bortsett från det faktum att skiktningen i deltat snarare anger transport från NV än från N. Bergartsmaterialet i åsen härrör, liksom i deltat, klart från NV.

Undre morän är ej observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR. Se under Vålbacken, s. 120.

TOLKNINGAR. Beträffande A. G. Högboms uppfattning om de submoräna sedimenten i allmänhet hänvisas till s. 94 och 106. G. Frödin (1925, s. 199) tolkade ursprungligen gruset i Haxäng såsom avlagrat vid en subglacial dränering från NV av Centraljämtska issjöns Näcktenstadium. Moräntäcket skulle då härröra från istunnelns tak. Senare frångick Frödin (1954, s. 111) denna uppfattning och betraktade avlagringen som en normal deltabildning i Locknesjön. Deltat är avsatt utanför avloppet från de yngre senglaciala stadierna av Centraljämtska issjön, förmodligen Näckten- och Brunflostadierna. Nivån bestämdes av att Locknesjön skulle "åtminstone tidvis ha avsevärt stigit på grund av avloppets trånga profil och de hitdirigerade vattenmassorna." Vattenståndet måste ha höjts med ett tjugotal meter.

Gentemot Frödins uppfattning kan följande anföras:

1. Den stora mängden urbergarter i moränen tyder närmast på transport från öster. Man kan givetvis alltid tolka den som en redeponerad, äldre morän men halten urbergarter verkar väl hög därför. Naturligare är att tolka moränen som avlagrad av en is som först kommit från öster och därefter vridit till norr eller NV — eller omvänt.

2. Nivåskillnaden mellan Näcktenstadiet och den höjda Locknesjön är liten — särskilt med hänsyn till en borteroderad ytbädd. Det syns osäkert om det är dynamiskt möjligt för en isälv av sådana dimensioner, att den förmått höja Locknesjön över 20 m, att avlagra ett delta ända upp till sin egen yta. Dalen från Locknesjön mot SSO är mycket betydande. Vidare förefaller, mot bakgrunden av den ringa nivåskillnaden, lokaliseringen av deltat högst omotiverad. Vid tiden för Näcktenstadiet var Locknesjöns sänka f. ö. enligt Frödins (1954, pl. 2,

fig. 3) principskiss isfylld. Det är även att märka, att Frödin ej anger någon motsvarande nivå i Locknesjöns sänka. Tyvärr meddelar han ingen principskiss av förloppet, varför det ej klart framgår hur han tänkt sig deltats bildning. Förklaringen verkar emellertid rätt dunkel.

3. Med anledning av Frödins (1954, s. 203) yttrande bör tilläggas, att moränens ringa mäktighet ingalunda bevisar att den deponerats av "ett svagt aktivt istäcke av ringa mäktighet".

För en interglacial tolkning talar inga starka indicier. Ett par sådana är täckmoränens blockmaterial och grusets konsolidering. Intetdera är dock avgörande utan även förenligt med en epiglacial tolkning. Å andra sidan finns fakta som snarast talar mot en interglacial tolkning. Det är framför allt den relativt väl bevarade ytformen.

Sammanfattningsvis tillåter alltså de kända fakta såväl en epiglacial som en interglacial tolkning — och givetvis även ett antagande av en mindre oscillation. Vad bildningsprincipen beträffar är det dock sannolikt, att deltat avlagrats från NV eller V. Det har sedan överskridits av is från såväl O som N, troligen även ursprungligen från NV. Tecken därpå är fjällbergartsblocken och tryckdeformationerna — ehuru de även kan förklaras av isrörelsen från N.

Sättes deltat i samband med övriga submoräna sediment kring Brunfloviken (s. 109—125), vilket syns högst rimligt, erhålls dock en plausibel tolkning: Framför en från NV framryckande is avsattes först finkorniga sediment, därpå, då isen ryckt närmare, isälvsavlagringar av skilda typer. Haxängsdeltat markerar möjligen ett randläge av denna iskant. Sedimenten överskreds sedan troligen av isen från NV, men i varje fall av den från O kommande huvudisen. Rörelsen i denna vred sedermera mot NO och senare N, vilket satte sin prägel på täckmoränen. Den omständigheten att isen från O överskred deltat tidsbestämmer deltats bildning till en interglacial eller tidig interstadial — en bestämning som dock är svagt belagd. Men avgörande är leran i Vålbacken — om parallelliseringen mellan de båda lokalerna är riktig.

84. Bulägden

LOKALBESKRIVNING. Lokalen är en moräntäckt grusterrass på 331 m ö. h. vid Bulägden på Storsjöns östra sida, NO om Oviken.

Övre moränen är upp till 1 m mäktig men kan lokalt saknas. Den är lerig och starkt pressad, delvis med tärningsstruktur. I blockmaterialet märks mest ortocerkalk och gråvackor men även mycket Revsundsgranit. I varje fall en del av materialet kommer alltså från SO. I grusfraktionen utgör det sydostliga granitmaterialet 25 %, medan 74 % är de i trakten anstående kambrosilurbergarterna.

Sedimentserien är huvudsakligen sand. I ytan övergår denna ibland i grus. Morfologiskt bildar sedimenten en väl utbildad strandterrass (fig. 39).

Undre morän är ej observerad.



Fig. 39. Moräntäckt sandterrass vid Bulägden. — Foto J. Lundqvist 1961.
Till-covered sand terrace at Bulägden.

RÄFFELRIKTNINGAR. Den enda säkert belagda räffelriktningen i trakten är från SSO. Någon mil längre norrut har dock denna isrörelse vridit över till O, NO, N och slutligen VNV. V om Storsjön har även en äldre räffelriktning från V iakttagits.

TOLKNINGAR. Lokalen tillåter ingen annan tolkning än att här föreligger en strandterrass, som överskridits av en isrörelse från SSO. Om sedimenten är interglaciala eller täckts av morän vid en oscillation låter sig ej avgöra.

85. Kårgärde

Av Hägg (1913) har omnämnts en lokal med submorän lera belägen "omedelbart öster om landsvägen något norr om Kårgärde gästgivaregård". "Den ligger på obetydlig höjd öfver Storsjöns yta". Lagerföljden var tillfälligt blottad och är ej vidare omtalad eller observerad. Av Hägg beskrevs den sålunda:

"Kulturlager ..... 0,20 m
Moränlera, stenig ..... 2,00 »
Lera, mörk, stenfri ..... 1,38 » +"

Något ytterligare bidrag till frågan om de moräntäckta sedimenten ger ej denna lokal. Hägg parallelliserade den emellertid med Frösöns submoräna lera, vilket förefaller mycket rimligt. Till typen tycks Kårgärdeleran likna såväl Frösöleran som Vålbackens och förekomsterna kring Storsjöns södra del. Det förefaller sannolikt, att den sistnämnda leran mer eller mindre sammanhängande nått åtminstone så långt norrut som Kårgärde.

Isrörelseriktningarna vid Kårgärde har i princip varit desamma som i området S om Storsjön (s. 139).

86. Myrviken

LOKALBESKRIVNING. Lokalen utgör en mindre kulle med ett grustag 400 m NNV om stora vägskälet i Myrviken, Oviken. Nivån är barometeravvägd till 329 m ö. h.

Kärnan i kullen är alunskiffer och rösberg därav. På kärnan vilar sediment, som uppåt utkilar. Det hela täcks av morän.

Övre moränen är ca ½ m pressad moränlera. Den håller block av bl. a. granit, ortocerkalk och gråvackor. En räkning av bergarterna i grusfraktionen gav 83 % gråvackor och skiffrar, 5 % kvartsit av okänd typ, 8 % granit och gnejs samt 1 % porfyr, som möjligen kan vara Östbergstyp. Återstående 3 % var metamorfa bergarter, säkerligen från fjällen. Någon distinkt transportriktning framkommer alltså icke.

Sedimentserien består av sand och grovt grus. Detta har närmast karaktär av svallsediment, som kilar ut mot kullens övre del. Delvis är den täckande moränen inpressad i sedimenten.

Undre morän saknas. Den ersätts i viss mån av rösberg av skiffer.

RÄFFELRIKTNINGAR. Traktens huvudsakliga räffelriktning är från SSO. Dessutom finns spår av en äldre riktning från väster.

TOLKNINGAR. Sedimenten förefaller närmast att vara svallsediment. Dessa har överskridits av is, som sannolikt kommit från SSO. Om även isen från väster överskridit sedimenten låter sig ej avgöra. Det förefaller troligt och de eventuellt västliga bergarterna i moränen låter förmoda att så är fallet. Någon åldersbestämning av sedimenten är dock ej möjlig.

Om den observerade porfyren verkligen är Östbergsporfyr, skulle detta betyda, att den yngsta isrörelsen från Östersundstrakten nått ända ned mot Oviken. Motsvarande räfflor har dock ej iakttagits, varför det får anses högst osäkert om verkligen de obetydliga porfyrfragmenten tillåter en sådan tolkning.

Storsjöns sydände

I detta avsnitt sammanfattas en rad lokaler kring Storsjöns sydligaste del, från Åsarna i söder till Myrviken—Hackås i norr. De flesta lokalerna är ganska likartade och förefaller att ha nära samband även med lokalerna av avvikande typ. Det är därför ej lämpligt att behandla dem helt separat.

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Förekomsten av moräntäckta sediment S om Storsjön observerades tidigt men tycks vara omnämnd i litteraturen först av A. G. Högbom (1885, s. 34), som beskrev ett antal lokaler. Utan att ytterligare detaljbeskrivningar lämnades omnämndes sedermera lokalerna i samband med diskussionen av issjöutvecklingen (A. G. Högbom 1894, s. 80; 1897 a, s. 319;

1920, s. 106). En utförligare diskussion och de mest detaljerade beskrivningarna gav G. Frödin (1954, s. 135 ff.).

87. HÄGGEN. Lokalen är en ca 10 m hög åskulle med flackt krön, belägen 1 km V om Häggen S om Myrviken. En något osäker barometeravvägning har givit 327 m ö. h. för krönet.

Övre moränen är en blå moränlera, som dock till största delen genom oxidation förlorat den blå färgen. Mäktigheten växlar men kan uppgå till 3 ½ m. Kontakten mot underliggande sediment är skarp.

Bergarterna i grusfraktionen framgår av tabell 4. De domineras av de lokala kambrosilurbergarterna. 9 % är av klart västligt ursprung, medan urbergsmaterial från SO helt saknas.

Sedimentserien utgörs överst av ca 1 m sand och mo med grusinlagringar och tunna skikt av mjäla. Lagringen förefaller något störd men tydliga veck el. dyl. har ej observerats.

Under dessa relativt fina sediment följer minst 4 m skiktat grus med svag lagerstupning mot norr. Bergartssammansättningen är densamma som i moränen, med undantag för en viss avvikelse i kambrosilurbergarternas inbördes fördelning. Även gruset är alltså av klart nordvästligt ursprung.

Undre morän är ej observerad.

88. GISSELÅSEN. Lokalen är en flack åskulle, med en diameter av närmare 1 km, belägen i Gisselåsens by 6,5 km SSV om Myrvikens nordände. Generalstabskartan anger höjden 359 m ö. h. för platsen.

TABELL 4.

BERGARTER I GRUSFRAKTIONEN AV SEDIMENT OCH MORÄNBÄDDAR KRING STORSJÖNS SYDÄNDE

Rock types in the gravel fraction of tills and sediments at localities around the southern end of Lake Storsjön

	Vikbäcken		Sunds tegelbr	Häggen	
	Övre morän	Undre morän	Ytlager	Övre morän	Åsgrus
Granit, gnejs	92 %	5 %	51 %	—	1 % (?)
Gråvacka, skiffer	5	50	13	56[1]) %	86[2])
Kalksten	—	38	—	33	2
Kyrkåskvartsit	—	1	—	—	—
Övr. kvartsit	2	2	10	2	4
Fjällskiffer	—	3	23	8	6
Amfibolit	—	1	—	1	—
Porfyr	1	—	1,5	—	—
Diabas	—	—	1,5	—	1

[1]) 12 % alunskiffer
[2]) 14 % „

Övre moränen blir ej över ½ m mäktig. Den är tämligen lerig men syns bestå till stor del av omlagrat grus av underliggande typ. Stenmaterialet är nämligen väl rundat och delvis av samma kambrosilurbergarter som i gruset. Därtill kommer dock urbergets graniter samt kvartsiter. Delvis härrör säkerligen moränmaterialet från söder.

Sedimentserien utgörs av en åskulle med skiktning stupande konformt med ytan. Materialet är grovt, stenigt grus med bankar av sand. Nära kontakten mot överliggande morän har flikar av den senare pressats ned i gruset. Bergartsmaterialet domineras helt av den i trakten anstående kambrosiluren.

Undre morän är ej känd.

89. KVARNBODARNA. Lokalen är en flack terrass vid Tväråns utflöde i Hovermoån. Kvarnbodarna är delvis belägna på terrassen, ehuru den numera till stor del är bortschaktad genom ett stort grustag. Vid terrassens fot har Generalstabskartan höjdsiffran 448,8, varöver krönet höjer sig 5 à 10 m.

Övre moränen är 1—2 m mäktig. Bergartsmaterialet lämnar inget klart bidrag till problemet om moränens härstamning. 44 % är sparagmiter av den i trakten anstående typen och 24 % är kambrosilurbergarter, som kan härröra från N, O eller S. 11 % är urberg från S. 18 % är metamorfa skiffrar av fjälltyp och även en del av den förskiffrade sparagmiten skulle kunna komma från V. Detta är osäkert men det får ändå anses mest sannolikt, att moränen är dels av sydligt, dels av västligt ursprung.

Sedimentserien är glacifluvialt, stenigt grus med inlagringar av sand och sten. Skiktningen stupar mot O eller NO, dvs. ut mot Storsjösänkan. Bergartsmaterialet domineras helt av kambrosilur av ovannämnda typ.

Bortsett från moräntäckningen ger lokalen intryck av ett normalt litet delta avsatt från väster av ett vattendrag i Tväråns dal.

Undre morän är ej känd.

90. HOVERMO. Lokalen är ett brett terrassplan ca ½ km S om landsvägsbron över Hovermoån i Hovermo. Sannolikt utgör terrassen en fortsättning på de likartade bildningarna från området Vigge—Berg.

Övre moränen är tunn, i regel endast ett par dm. Den är dessutom delvis sedimentlik och utgörs troligen av omlagrat sediment. Endast närheten till de säkrare lokalerna längre söderut gör moränkaraktären trolig.

Sedimentserien utgörs troligen av grus och sand i de ytligare delarna men är ej närmare känd.

Undre morän är ej känd.

91. TRÅNG, NORRA. Hela den terrass, varpå vägen mellan Vigge och Trång går fram, tycks utgöras av sediment, täckta av moränkappa. Lagerföljden finns blottad utmed den väg, som N om Trång går över dalen mot Hoverberget. Översta terrassytan torde markeras av Generalstabskartans höjdsiffra 352,7 men lokalen i fråga motsvarar bättre G. Frödins (1954, s. 140) plan på 339 m.

Övre moränen har i skärningen en mäktighet av ca 1 m. Kontakten mot sedimentet är skarp men något vågig. Moränen är lerig och pressad och dess moränkaraktär helt otvetydig. Den är ej närmare undersökt.

Sedimentserien utgörs av sand och grus av nästan enbart mörkt kambrosilurmaterial. Särskilt i de undre delarna, ca 7 m under moränen, är gruset dels hårt vittrat, dels sammankittat av limonit till en betonghård massa.

Undre morän är ej känd.

92. TRÅNG, SÖDRA. Vägen från Bergsbyn mot Mårdåsberget passerar S om Trång ett brett plan, vilket i stort sett täcks av morän, ibland med svallgrusförekomster i ytan. En skärning 1,5 km V om vägskälet i Bergsbyn antyder, att planet är en fortsättning av den moräntäckta terrassen "Trång norra". Nivån är ej avvägd men torde vara ungefär densamma som för den nordliga lokalen, eller ca 353 m ö. h. G. Frödin (1954, s. 140) anger 350 m.

Övre moränen är tunn och ej närmare undersökt. Den är dock av traktens normala moig-leriga typ.

Sedimentserien utgörs på det enda ställe, där den observerats, endast av grovt grus av okänd natur.

Undre morän är ej känd.

93. GALHAMMAR. Kring Galhammar, på västra sidan av Storsjöns sydligaste spets, utbreder sig breda terrassplan utmed västra dalsidan. Lagerföljden är blottad i flera större och mindre skärningar men någon sammanhängande profil finns ej synlig. G. Frödin (1954, s. 138), som beskrivit lokalen, har uppenbarligen antagit, att lagerställningen är någorlunda horisontell, så att de olika blottningarna är brottstycken ur en och samma lagerföljd. Frödins beskrivning är oklar men uppenbarligen tänker han sig en lagerföljd med "minst 3 moränbäddar och minst 2 av isälvsmaterial". Morän utgör det översta och understa lagret, vilka mellanlagras av sediment. Några bevis för en dylik upprepad lagerföljd finns ej, varför i det följande serien behandlas som en sedimentserie bildande flera terrasser, som är täckta av en moränbädd. Ytmoränen skulle alltså vara densamma, om än den ligger på skilda nivåer.

Det översta terrassplanet ligger på 350 à 355 m ö. h. Där nedan följer ett plan på 337 m och ett på 326. G. Frödin (1954, s. 140) anger ett plan på 310 m. Åtminstone de båda översta består av moräntäckta sediment. I den nedersta har endast morän observerats men troligt är, att sedimenten även uppbygger dennas huvudmassa. Samtliga plan är mycket breda — upp till ett par hundra meter — och skiljer sig i det avseendet markant från de senglaciala issjöstrandlinjerna i Centraljämtland. Det får anses helt uteslutet att de är analoga med de sistnämnda och att de överhuvudtaget är strandbildningar.

Övre moränen bildar 350-metersterrassens yta men torde vara tunn, då man ej ser mycket av den i skärning. I 337-metersterrassen är den inemot dalsidan ca ½ m mäktig men kilar mot öster snabbt ut. Delar av terrassen är

därför ej moräntäckta. Å andra sidan är den ställvis mäktigare. Strax S om Galhammar ser man endast morän i ytan, medan flytjordsraviner antyder att mjäliga—finmoiga sediment anstår på djupet (G. Frödin 1954, s. 138).

En viss tveksamhet har tidigare rått om materialets moränkaraktär. Det har även tolkats som strandgrus (härom se A. G. Högbom 1897 a, s. 319—320) men de under senare år blottade profilerna ger entydigt vid handen, att en övre morän existerar. Detta utesluter givetvis ej att även strandgrus kan förekomma lokalt.

Bergartsmaterialet i moränen (grusfraktionen ur prov från 337-metersterrassen) domineras av urbergarter från söder (46 %). Kambrosilurbergarter väsentligen från norr utgör 13 %, medan 41 % är av osäkert ursprung. Bergarterna visar klart, att en del av moränmaterialet härrör från söder. En del därav är å andra sidan troligen västligt, ehuru bergarterna ej med säkerhet kunnat bestämmas.

Sedimentserien. I den översta terrassen har endast iakttagits grus och sand under moränen. G. Frödin (1954, s. 138) beskriver det som ">4 m grovt och fint isälvsgrus och sand med kraftiga diskordanser".

I terrassen på 337 m är sedimenten finkorniga, väsentligen mo och mjäla. Överst ligger ca 2 m finmo med järnutfällning och mjälaskikt. Materialet är tämligen hårt konsoliderat. Därunder följer mörkblå lerig moig mjäla (20 % ler, 53 % mjäla, 24 % finmo), som i de djupaste blottade delarna lokalt närmar sig grovmo. På större djup följer åter finare sediment. En folieborrning på bottnen av en i sedimenten ca 10 m djupt nedskuren ravin har visat, att den totala mäktigheten överstiger 13 m. Bottnen nåddes dock ej. I sedimenten syns tydlig varvighet.

Undre moränen. G. Frödin (1954, s. 138) anger en undre morän av minst 3 m mäktighet men den är ej närmare undersökt.

94. VIKBÄCKEN. Härmed avses moräntäckt grus, som är blottat i tre grustag kring Vikbäckens hpl på östra sidan av Storsjöns södra del. En liten skärning finns vid gamla landsvägen strax SO om hållplatsen och 1 km N därom finns ett större grustag på vardera sidan av vägen. Vidare var vid landsvägens ombyggnad 1963 en vacker profil genom hela lagerföljden invid det södra grustaget blottad (fig. 40). Sedimenten bildar i de norra grustagen möjligen flacka åskullar men ytformen är oklar. Nivån kan uppskattas till 320 à 330 m ö. h. men är ej närmare bestämd.

Övre moränen är 1 à 2 m mäktig samt pressad, närmast skiffrig. I dess understa del förekommer utdragna skivor av underliggande sediment. Kontakten mot detta är dock skarp. Blockmaterialet utgörs till 95 % av bergarter från SO eller på platsen anstående. 5 % är kambrosilurbergarter, som kan komma antingen från S eller NV (tabell 4).

Sedimentserien utgörs enbart av glacifluvialt grus och sand. Veckningar och slirighet förekommer (se A. G. Högbom 1885, fig. 13) liksom kalk-



Fig. 40. Morän (ljus), som med skarp kontakt vilar på grus (mörkt), vid Vikbäcken. Det på bilden synliga materialet därunder är rasmaterial, varunder följer den på bilden ej synliga undre moränen samt hällar med glacialskulptur och räfflor från NV. — Foto J. Lundqvist 1963.

Till (light) with a sharp contact covers gravel (dark) at Vikbäcken. Below the slumped material there is a lower till (not seen on the picture) and rocks, striated from the NW.

fyllda sprickor, men i huvudsak är den numera blottade lagringen ostörd. Däremot förekommer sönderslitna, tunna mjällager. Bergartsmaterialet är nästan uteslutande kambrosilur från norr eller väster.

På den södra lokalen bildar gruset en smal terrasshylla på en mot väster brant stupande bergssida. Den totala grusmäktigheten där uppgår till max. 8 m.

Undre moränen var blottad på sistnämnda lokal. Till karaktären var den grusig och dess mäktighet uppgick till ½ à 1 m. Bergartssammansättningen av dess grusfraktion visas i tabell 4. Materialet är klart nordvästligt. Endast 5 % är de på platsen anstående bergarterna och säkert SO-material saknas.

Denna moränbädd vilar direkt på från N à NV vackert slipad och räfflad häll. På grund av hällens stupning erhölls ingen exakt räffelriktning, men stötsidan från norr var ovedersäglig. Av de normala SO-räfflorna syntes inga spår.

95. SKANDERÅSEN. 150 m O om vägkorset SO om Skanderåsens stn finns ett grustag av samma typ som de vid Vikbäcken. Nivån är 340 m ö. h.

Övre moränen är upp till 1 m mäktig.

Sedimentserien beskrivs av A. G. Högbom (1885, s. 34) sålunda:

"strid skiktad sand, sand och rullad småsten, sandig lera och strid grå sand. Lagren äro ej rubbade men ojemnt denuderade. Ingen kalkhalt observerades." Skärningen är numera helt igenrasad och har ej närmare undersökts. Dock torde bergartsmaterialet vara övervägande kambrosilur och mäktigheten minst 4 m.

Undre morän är ej känd.

96. ÖSTBERG. G. Frödin (1954, s. 138 o. pl. 3) anger submoräna sediment på ett par ställen i Östberg på östsidan av Storsjöns sydände. Den övre lokalen är belägen uppe i byn på en nivå, som sannolikt är över 400 m ö. h. Den nedre lokalen ligger på dalens östsida nedan byn på 338 m ö. h. (G. Frödin 1954, s. 140). Utöver dessa har vid schaktningar för den nya länsvägen blottats moräntäckta sediment på flera ställen kring Östberg, från vägen mot Gillhov i norr ända ned till Svenstavik. Nivån för dessa lokaler stiger från ca 320 m ö. h. i söder till ca 354 m i norr.

Övre moränen är traktens normala med bergarter från såväl NV som S. Mäktigheten växlar mellan ca 1 ½ m och 0.

Sedimentserien utgörs på högre nivå av grus av samma typ som på angränsande lokaler. Frödin (1954, s. 138) omnämner från grusserien "en lokal 0,5—1,0 m mäktig inlagring och växellagring av uttorkad, mjälig, hård massformig lera, sekundärt färgad grågul och med ancyluslerans förklyftning och mussliga brottyta". På lägre nivå, dvs. mot Svenstavik, tar finare material överhand, och sand dominerar.

Undre morän är ej känd.

97. SVENSTAVIK. Thorslund omnämner i sin dagbok (SGU:s arkiv) från 1949 en schaktning på mejeriets gårdsplan ovan järnvägsstationen. Däri fanns morän på sandlager och enligt arbetarna på platsen därunder "liksom ett pinnmolager o. därunder blålera". Lagerföljden är oklar men sannolikt är blåleran samma lera, som förekommer under moränen något längre söderut (s. 138). Därpå tyder även observationer vid länskarteringen i stora schaktningar vid avtagsvägen mot Bergsviken. Den normala, blå moränleran blev där på ca 3 m djup allt stenfriare och påminde mycket om en omlagrad Vålbackenlera. Även strax V om bron vid Svenstavik har grundgrävningar visat mellanformer mellan sådan sedimentär lera och moränlera. Lagringsförhållandena var dock där helt oklara. Någon tendens till renare lera på djupet märktes inte.

98. BERGSVIKEN. I Bergsvikens by finns två stora grustag i flacka åskullar. Nivån uppges av G. Frödin (1954, s. 140) till 346 m ö. h.

Övre moränen växlar i mäktighet från någon dm till 1 m. Den är ganska lerrik men består i övrigt till så stor del av sand och mo att den ger intryck av omarbetat sediment. Moränkaraktären är dock helt klar, vilket även antyds av en skarp kontakt mot sedimenten samt en hög blockhalt. Blocken domineras av Revsundsgranit. Urbergsgranit utgör 93 % av bergarterna i grusfraktionen. 6 % är hårt vittrade kambrosilurbergarter. Moränen är alltså närmast sydlig om än med ett inslag av nordligt material.

Sedimentserien utgörs av typiskt åsgrus (fig. 41), som stupar mot V och S, dvs. utåt dalen. Mot bottnen blir materialet finare med mjälaskikt, vilka ger en grov varvighet åt materialet. En spadborrning i det norra grustagets botten har dock endast givit ytterligare 2 m sand och grus. Bergartsmaterialet domineras i grusfraktionen av urbergsgraniter (80 %), vilka dock är sällsynta bland blocken. 19 % är kambrosilurbergarter. Inslaget av bergarter från norr är således större än i moränen.

Undre morän är ej känd.

99. RÖRÖN. Lokalen är ett stort grustag i sluttningen NV intill Röröns by, strax ovan järnvägen vid sågen. Krönet har av Thorslund spegelavvägts till 355 m ö. h. Därjämte anger G. Frödin (1954, pl. 3) ytterligare en lokal högre upp i byn men den har ej kunnat återfinnas.

Övre moränen är i regel mindre än ½ m mäktig. Den är av den för

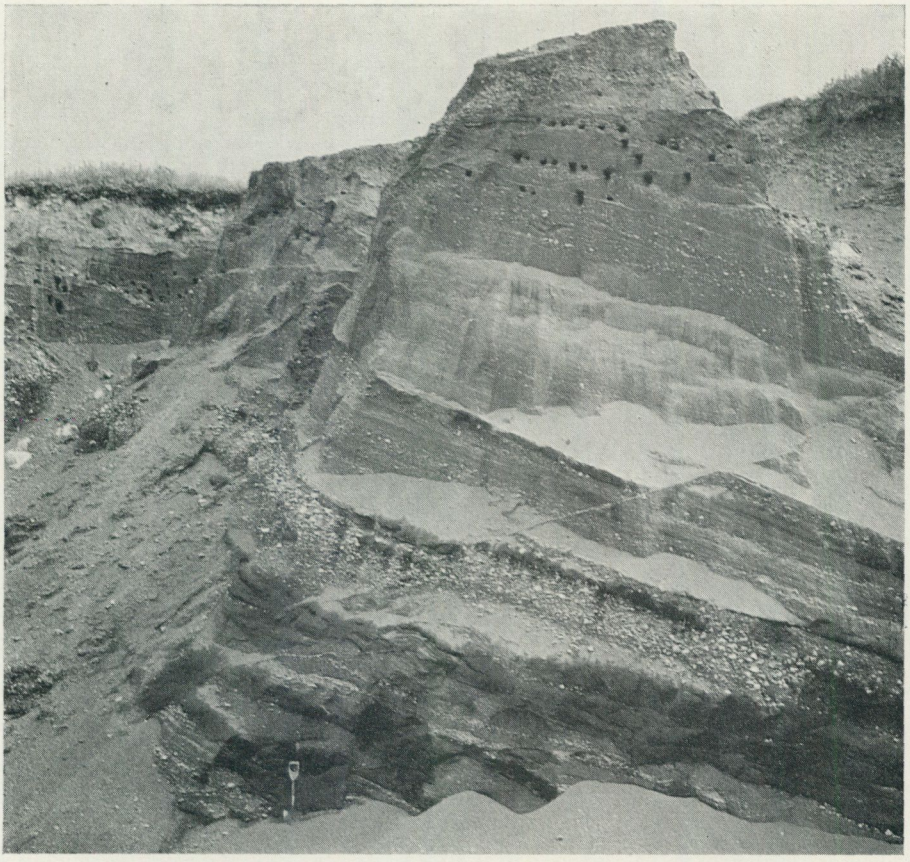


Fig. 41. Moräntäckt grus i Bergsviken. Moränlagret framträder överst till vänster. — Foto J. Lundqvist 1962.
Till-covered gravel at Bergsviken.

traktens morän vanliga smutsgula färgen och bland dess block dominerar Revsundsgranit och andra bergarter från SO. I moränen ingår även knådad lera.

Sedimentserien domineras i på senare år blottade delar av grus. A. G. Högbom (1885, s. 34 och fig. 12) anger dessutom inlagringar av "en hård gråbrun något hoptofvad lera mycket lik svämlera". Thorslund återger i sin dagbok från 1949 ett par profiler med uppveckad lera. Tryckpåverkan har varit mycket kraftig och synbarligen riktad från SO. Stratigrafiskt underlagrar leran gruset, ehuru den genom omböjningen delvis kommit att vila ovanpå detta. I ytligare lager är leran gulgrå, på djupet blå. Den är säkerligen glacial men endast helt lokalt är varvighet synlig.

Bergartsmaterialet i gruset domineras helt av västliga bergarter, bland dem främst fjällgraniter, glimmerskiffrar och andra fjällbergarter, samt mycket kambrosilur. Revsundsgranit förekommer men den är starkt vittrad och faller lätt sönder.

Undre morän är ej känd.

100. SUNDS TEGELBRUK. Vid tegelbruket N om Rörösjön anstår en lera, som ej är säkert moräntäckt. Leran kan följas utmed ån från Rörösjön och är där sträckvis täckt av en ganska blockrik morän. Det är därför sannolikt, att den tillhör de submoräna sedimenten. Mycket talar för att en del av de leravlagringar, som täcker dalbottnen mellan Storsjön och Hålen, är av samma art. Något moräntäcke ses dock aldrig och utan mycket omfattande skärningar och borrningar låter sig förhållandet ej säkert utreda. Enstaka observationer kan f. ö. ej tillmätas avgörande betydelse. Morän avlagrad från drivis eller genom skred kan lokalt täcka även en normal, senglacial lera. Omvänt kan en äldre lera självfallet sakna moräntäcke eller ställvis vara omlagrad och därför icke moräntäckt. Att moräntäcket saknas ute i dalen står i god samklang med moränens allmänna uttunnande utåt dalen (s. 133). G. Frödin (1954, s. 137) anför visserligen att moränen tunnar ut i omvänd riktning, dvs. är mäktigast ute i dalen, men nya, goda skärningar motsäger detta påstående.

Frödin (1954, s. 144) anger lerans överyta till 315—320 m ö. h.

Övre moränen saknas som nämnts ofta. Lerans ytligaste del är dock stenrik och förefaller omlagrad av isen. Det vill synas som om isen glidit över leran utan att nämnvärt ha förmått omlagra den. Bergarterna i denna del av leran (tabell 4) kan tänkas komma från både NV och SO men 23 % är metamorf skiffer, som förefaller att vara en typisk fjällbergart. Tämligen säkert är därför åtminstone en del av materialet nordvästligt.

Sedimentserien är i tegelgraven blottad som minst 8 m styv mellanlera (46 % ler, 49 % mjäla). Den är mörkt blågrå, oskiktad och enligt Frödin (1954, s. 144) "är dess allmänna habitus ancyluslerans". Leran är till typen ganska lik Vålbackens (s. 116). I dess översta del är den som nämnts omlagrad av is.

Vid grävningar för tegelfabriken har leran befunnits ligga på grus, vars

natur dock ej är klarlagd. Omedelbart utanför tegelgraven har dock en folieborrning givit ytterligare minst 8 m lera. Den visar otydlig varvighet och är i motsats till tegelgravens lera helt okonsoliderad. Om den underlagrar tegelleran eller ligger vid sidan om denna har ej kunnat utredas.

Undre moräns är ej känd.

101. BRÅNAN. G. Frödin (1954, s. 136 och pl. 3) anger en lokal med submoräna sediment, sannolikt grus, från Bränan (av Frödin benämnt Brännan) N om Åsarna. Den är ej närmare beskriven. Enligt Frödin är lokalen iakttagen av lektor Sven Svensson. Vid förfrågan har denne uppgivit, att lokalen utgjordes av en grusförekomst med tunt moräntäcke och av samma typ som förekomsterna vid Bergsviken m. fl. Vidare uppgifter saknas dock. Nivån torde emellertid vara ca 355 m ö. h.

RÄFFELRIKTNINGAR. Områdets isrörelser har behandlats av G. Frödin (1925, 1954). Han urskilde en äldre isrörelse från NV eller VNV och en yngre från SSO. I motsats till vad Frödin (1954, s. 147) anför, är den sydliga riktningen dominerande. Den markeras av mängder av tydliga räfflor och kraftig glacialskulptur. Den äldre rörelsen representeras av smärre fasettytor med sva gare räfflor.

I nedisningens slutskede har istäcket över trakten troligen delats upp i smärre dödisar. Svaga rörelser inom de större av dessa kan ha förekommit. Sålunda finns något S om det aktuella området belägg för en yngsta isrörelse från NV. Vidare tycks den yngsta isrörelsen från NO, vilken berört Östersundstrakten, även ha nått så långt som till östra sidan av Storsjöns sydligaste del.

TOLKNINGAR. I den äldre litteraturen har ibland lokalerna kring Storsjöns södra del parallelliserats med andra moräntäckta bildningar i Jämtland. Tolkningen av dem har blivit beroende av författarnas uppfattning om dessa bildningar i allmänhet. En speciell tolkning av de här aktuella lokalerna har enbart givits av G. Frödin (1954). Hans skildring innehåller emellertid flera direkt felaktiga och vilseledande uppgifter, kanske beroende på tidigare brist på goda blottningar. För att dessa uppgifter ej skall påverka tolkningen i felaktig riktning kan det vara befogat att här lämna en del korrigeringar.

Frödin (1954, s. 136) säger att moränen på sedimenten är "mer eller mindre svallad och urvaskad i linser och bankar, ofta övergående i skiktat grus och sand närmare markytan". Sådan svallning kan kanske förekomma, men torde vara sällsynt. De sedimentskikt, som sporadiskt förekommer i moränen, kan vara linsbildningar men har i regel konstaterats vara utpressade från underliggande sediment.

På s. 137 säger Frödin att moräntäcket är mäktigast i dalens mitt och tunnar ut mot dalsidorna. Som ovan anförts är motsatsen emellertid i regel fallet.

På samma sida säger Frödin vidare om täckmoränen att "Konsistensen är alltid lös och lucker, och tryckföreteelser saknas. Karaktär av bottenmorän är utesluten." Detta är visserligen ofta fallet men lika vanligt är att moränen är

kompakt och pressad. Den ibland luckra konsistensen kan vara en följd av moränens karaktär av omlagrade väl sorterade sediment. Bilden i stort ger vid handen att moränen är en bottenmorän.

Om sedimenten säger Frödin (s. 137) att de ofta är dåligt ursköljda och materialet ofullständigt rundat. Så är ofta fallet, men väl rundat material och sorterade sediment är lika vanliga. Bristen på rundning och sortering kan i någon mån bero på den stora mängden skiffer och gråvackor, vilka faller sönder till kantigare stenar och mycket finjord.

Bergartsmaterialet i morän och sediment är enligt Frödin (s. 139) identiskt. Detta är en överdrift — likhet finns men en klar skillnad föreligger dock i regel.

På s. 141 uppger Frödin att på ungefär halva antalet lokaler "de submoräna lagerföljderna befunnit sig vid mynningen av en ofta svag och flack uppåt högslätten löpande sänka eller fåra" som skall ha använts av det senglaciala smältvattnet. Med lite god vilja kan man självfallet alltid finna någon svacka i närheten av lokalerna i fråga men förhållandet är ingalunda utpräglat. Av 19 undersökta lokaler ligger endast 6 i påtagligt sådant läge, vilket väl är ungefär vad man skulle vänta, om lokalerna vore helt slumpvis fördelade.

Den tolkning Frödin i anförda arbete kommer fram till innebär i korthet, att de submoräna sedimenten avsatts i anslutning till områdets sista dödisrest. Smältvattnet har sökt sig ned i hålrum under och utmed denna och avlagrat sedimenten, som vid isens bortsmältande blivit täckta med morän. På pl. 3 betecknar Frödin också företeelserna som "dödislagerföljd".

Sedan förhållandena nu visat sig ej helt överensstämma med Frödins skildring och f. ö. flera lokaler med sediment av helt avvikande typ blivit kända, blir tolkningen av lagerföljderna såsom dödisbetingade ej lika uppenbar. Man bör även räkna med möjligheten av en isoscillation eller att sedimenten är interglaciala eller interstadiala.

Mot teorin om dödislagerföljd talar följande fakta:

1. Förekomsten av mäktig, tämligen styv lera bland de submoräna sedimenten. Leran är av normal marin eller lakustrin typ.

2. Mycket kraftig tryckpåverkan och veckningsfenomen i sedimenten på några lokaler.

3. En viss olikhet i bergartsmaterialet i morän och sediment. Framför allt Revsundsgranitens uppträdande torde vara utslagsgivande.

4. O m leran mellan Storsjön och Hålen i sin helhet tillhör de moräntäckta sedimenten utesluter den fullständigt Frödins tolkning, enär den täcker större delen av dalbottnen.

5. Likheten till både typ och läge mellan här aktuella lokaler och Jämtlands övriga, t. ex. kring Brunfloviken och i övriga större dalgångar. Det förefaller orimligt att, såsom Frödin gjort, tillämpa helt olika tolkningar för analoga lagerföljder.

6. Ytformer och läge i terrängen är ej typiska för ablationsbildningar, utan i stället de för vanliga vattenavsatta sediment normala.

Mot en tolkning innebärande en isoscillation talar det faktum, att ingen sådan oscillation är känd från dessa trakter. Inte ens Frödin har velat utsträcka den epiglaciala isframstöten till detta område. De allra sista resterna av istäcket har ej varit avlägsna och det är tämligen osannolikt, att så kraftiga rörelser ägt rum i dem, att en oscillation över hela det berörda området kunnat ske. Sedimentens mäktighet visar också, att en eventuell oscillation måste varit av betydande storleksordning. Den yngsta isrörelsen från NO kan visserligen ha nått trakten, men inga belägg finns för att den berört hela området eller att den utgjort annat än en rörelseändring inom istäcket. F. ö. tyder alla tecken på, att den is som avlagrat den övre moränen på de flesta lokalerna rört sig från SO.

Mot en interglacial tolkning talar främst sedimentens ofta väl bevarade ytformer och stora mäktighet även i det starkt utsatta läget på dalbottnen och dalsidorna.

För en tolkning enligt Frödin talar endast det faktum, att sådana dödisar som Frödin tänkt sig med all sannolikhet verkligen existerat i trakten. Detta är dock inget positivt indicium och uppvägs helt av de starka skäl, som talar emot tolkningen. Vidare förekommer lagerföljder, som uppenbart bildats i enlighet med Frödins hypotes, i anslutning till torrdalar, t. ex. vid Lövänget NV om Brånan. Sådana otvetydiga bildningar upptas dock ej till behandling i detta arbete.

För en oscillationshypotes talar inga andra fakta än möjligen svårigheten att tillämpa andra tolkningar. Hypotesen måste betraktas som alltför spekulativ. De skäl, som anförts mot en interglacial ålder av sedimenten (varmed jämställs en äldre interstadial), är ej bärande. Läget nära isdelarna gör, att sedimenten trots allt ej legat särskilt utsatta för glacialerosionen (jfr Wienberg Rasmussen 1963). För tolkningen talar även täckmoränens bergartssammansättning, som antyder att isströmmen både från NV och SO passerat över sedimenten. Dock är givetvis en återtransport av äldre morän ej utesluten, varför inte heller detta indicium är helt avgörande.

Sammanfattas ovanstående synpunkter, ter det sig sannolikast, att de moräntäckta sedimenten kring Storsjöns södra del tillhör en interglacial eller en interstadial vid nedisningens början. Alla bildningarna, möjligen med undantag av en del av leran, är klart glacigena och måste ha avsatts nära eller intill istäcket. Det syns då mest troligt, att de avlagrats framför och i anslutning till den is, som i nedisningens inledningsskede ryckte fram från NV. Framför denna is bör, då Storsjöns avlopp i N var blockerat, en uppdämning ha ägt rum i sjöns södra del. Dämningsgränsen var i slutskedet bestämd av passpunkten mot Ljungans dal mellan Åsarna och Storsjön. Passnivån var sannolikt betingad av äldre avlagringar i dalen men överensstämmelsen mellan den översta moräntäckta terrassen och nuvarande passnivå (ca 355 m ö. h.) gör det troligt, att förhållandena varit

i princip likartade med nutidens. Lokalen vid Brånan kan tyda på, att den dåtida passpunkten var belägen längre söderut eller tolkas som bildad i anslutning till avloppet från det dämda området.

Inom dämningsområdet uppkom smärre åsbildningar i eller invid isen. På öppet vatten avsattes finsediment, medan de bredа terrasserna delvis får tolkas som lateralbildningar. De lägre planen kan, i den mån de består av finsediment, utgöra rester av den forna sjöbottnen eller vara strandplan, vilkas nivå bestämts av passpunkter längre mot NO, t. ex. vid Brunfloviken. Det förstnämnda alternativet syns, bl. a. vid jämförelse med Brunfloområdets moräntäckta sediment, vida sannolikare.

Det må framhållas, att denna generella tolkning av områdets submoräna bildningar givetvis ej utesluter, att de på enskilda lokaler kan vara bildade på annat sätt. Sålunda kan främst vissa mer oklara åsbildningar och de ovan 355 m belägna avlagringarna tänkas vara dödislagerföljder, bildade i enlighet med Frödins uppfattning.

102. Svedje

LOKALBESKRIVNING. Lokalen utgör en terrassartad åskulle med ett mindre grustag mellan landsvägen och järnvägen 2 km NV om Pilgrimstad station. Nivån har ej avvägts men skiljer sig ej mycket från den närbelägna fixpunkten 304,39. Med ögonmått kan lokalen även uppskattas till att ligga på ungefär samma nivå som grustaget vid Pilgrimstad, ca 310 m ö. h., på andra sidan dalen (s. 143).

Övre moränen är tunn och saknas ställvis. Vidare är den tydligt svallad och då täckt av tunn, grusig sand. Bergartsmaterialet domineras av Revsundsgranit, i regel hårt vittrad, men därjämte förekommer rikligt med gråvackor, skiffrar och kvartsiter från NV.

Sedimentserien utgörs av grus och sand av klart glacifluvial typ. I dess övre del förekommer även hård glacial mjäla i tunna skikt. Växellagring med morän förekommer likaså. Bergartsmaterialet har ej närmare undersökts men förefaller att vara i stort sett samma som i täckmoränen.

Bitvis ter sig sedimenten störda men entydiga sådana strukturer saknas. De är något hårdare packade än normalt — vilket dock kan vara endast skenbart och orsakat av kalkutfällning.

Undre morän saknas. Sedimenten vilar direkt på häll av Revsundsgranit.

RÄFFELRIKTNINGAR. Den nämnda hällen är formad och räfflad från N 50°V och S 40°O. Det förstnämnda systemet är klart äldre. Enligt G. Frödin (1954, pl. 3) har även en yngsta isrörelse från norr berört trakten.

TOLKNINGAR. De sydostliga räfflorna under gruset antyder, att detta är avsatt efter den yngre isrörelsen från SO och därigenom klart senglacialt. Lika tydligt förefaller emellertid täckmoränen visa, att även den äldre isrörelsen överskridit sedimenten. Det blir alltså nödvändigt att under alla omständigheter till-

gripa en annan förklaring än den närmast till hands liggande. Antingen måste täckmoränen var redeponerad av den yngre isströmmen från SO eller har sedimentpacken, kanske i fruset tillstånd, skjutits över den underliggande hällen.

En teoretisk möjlighet är även, att moränen kan härröra från den allra yngsta, nordliga isrörelsen, i vilket fall lokalen närmast stöder Frödins epiglaciala hypotes. Dock är spåren efter en sådan isström ytterst svaga eller helt obefintliga, varför det förefaller osannolikt, att en så helt av nordvästliga bergarter präglad morän kunnat transporteras så långt från dessa bergarters fasta anstående. Vidare talar den i och för sig sannolika parallelliseringen med Pilgrimstad emot en tolkning enligt den epiglaciala hypotesen (s. 158). En parallellisering med lokalerna kring Revsund (s. 159) och Åltjärnsbäcken ter sig lika naturlig. Om trots allt den epiglaciala förklaringen tillgrips, innebär detta att Frödins (1954, pl. 3) epiglaciala israndläge måste korrigeras.

103. Pilgrimstad

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Den enda utförliga undersökningen av Pilgrimstadlokalen har gjorts av Kulling (1945, se även 1967). Därjämte har Thorslund företagit vissa undersökningar, som i huvudsak är inarbetade i Kullings beskrivning. De föreligger även i en opublicerad rapport i SGU:s arkiv, daterad 25 okt. 1944. Kompletterande iakttagelser har publicerats av G. Frödin (1954, s. 193 ff.).

LOKALBESKRIVNING. Pilgrimstadlokalen är ett mycket stort, numera dock nedlagt och delvis igenrasat grustag ca 1 km V om Pilgrimstad station. Det är beläget på den östra—nordöstra sluttningen av en mindre höjd ned mot ån mellan Svänglingen och Anvikssjön. Beträffande höjden över havet anger Frödin (1954, s. 197) nivån 309—311 m ö. h. för sedimentseriens observerade överyta.

Lagerföljden börjar upptill med tunna issjösediment, vilka här ej närmare skall behandlas. Därefter följer en moränbädd, som täcker en mäktig sedimentserie av växlande karaktär. Någon undre morän från själva grustaget är ej känd, men en tänkbar motsvarighet är den som nedan beskrivs på s. 156.

Övre moränen. Mäktigheten av den täckande moränen varierar mellan ½ och 4 m. Enl. Kulling (1945, s. 21) tilltar den inåt höjden. Kontakten mot underliggande sediment är skarp. Vidare visar moränen en tydlig presstruktur.

Bergartsmaterialet framgår av tabell 5. Det utgörs alltså till 93 % av traktens berggrund. Något bidrag till frågan om moränens transportriktning lämnar dessa bergarter således ej. De kan ha kommit från vilket väderstreck som helst. Däremot utgörs de återstående 7 procenten av kambrosilurens gråvackor och sandstenar, alltså material av klart nordvästligt ursprung. Totalsammansättningen ansluter sig väl till den i området i stort normala ytliga moränens (jfr även Kulling 1945, s. 42).

Sedimentserien. Enligt Kullings beskrivning utgörs sedimentserien av två distinkt skilda sand- och grusserier, den övre av dessa med inlagrade finse-

TABELL 5.

BERGARTER I GRUSFRAKTIONEN AV MORÄN OCH SEDIMENT VID PILGRIMSTAD

Rock types in the gravel fraction of till (left) and submorainic gravel (right) and derivation of transport at Pilgrimstad

	Övre moränen	Grus under den pollenanalyserade sedimentserien	Transport från
Granit, gnejs	92 %	53 %	?
Diabas	1	—	?
Porfyr	—	1	NV ?
Kvartsit(Kyrkås?)	—	1	NV ?
Gråvacka, sandsten	7	14	NV
Lerskiffer	—	2	NV
Alunskiffer	—	2	NV
Kalksten	—	27	NV

diment av växlande karaktär. Den understa serien, av Kulling (1945, s. 22) benämnd granitsandserien, utgörs av väl skiktad sand med grusinlagringar. Mot SO tar grus alltmer överhand. I sanden är talrika stora block av Revsundsgranit inlagrade. Sandskikten omsluter blocken konformt. Enligt Kulling måste blocken vara transporterade av isberg, medan G. Frödin (1954, s. 196) anser att de härstammar från sidorna eller taket av en iskanal, vari sanden avsatts. Orsaken till att Frödin (1954, s. 194) ej accepterar isbergsteorien är närmast, att denna "förutsätter ett ej ringa vattendjup" samt att man då skulle vänta sig starkt växlande blockstorlekar. Häremot kan invändas, att det sistnämnda argumentet kan anföras även mot Frödins åsikt. Vidare ger en enkel överslagsberäkning vid handen, att ett vattendjup på 5—6 m är fullt tillräckligt för transport av de största blocken t. o. m. med kubiska isberg. Mera flakformade isblock tillåter ett ännu mindre djup. Även sandens i stort sett horisontella lagerställning gör, att man har svårt att tänka sig lagren avsatta i en öppen eller sluten iskanal. Vidare antyder sandens skiktning med tunna lerränder, vilka ger en viss varvighet åt det finare materialet, avsättning i lugnt, öppet vatten. Fältiakttagelserna stöder sålunda Kullings uppfattning.

Även beträffande lagerställningen i granitsanden går Kullings och Frödins åsikter isär. Kulling (1945, s. 22) säger härom att strukturerna visar "att sand- och grusmassorna transporterats till avlagringsområdet från sydöstlig riktning". Frödin (1954, s. 194) däremot är av den uppfattningen att "stupningarna i olika delar av grustaget äro alldeles övervägande 20—30° SO, vilket bör vara normalt för mittbädden i ett glacifluvialt delta, ackumulerat från NV och ej från SO eller O". Då skiktningen som nämnts i stort sett är mycket flack, får man nog anse, att den ej ger något entydigt bidrag till frågan om transportriktningen.

Skiktstupningar i gruset i områdets sydöstra del samt orienteringen av vissa

kvicksandsfenomen och ripples i sanden i NV pekar alla på en sedimentation från SO och ej NV.

Bergartsmaterialet i granitsandserien är praktiskt taget uteslutande Revsundsgranit. För de stora blocken gäller detta hundraprocentigt. För ett stenigt skikt i sanden uppger Kulling (1945, s. 23) 99 % Revsundsgranit och 1 % kambrosilurkalk, medan "sand- och grusskikten ej ha något observerbart inslag av kambrosilurmaterial". Följaktligen anser Kulling, att materialet är av sydostligt ursprung, medan Frödin (1954, s. 195) däremot i enlighet med sin allmänna uppfattning om utvecklingen anser det härröra från NV, ehuru endast transporterat en kort sträcka. Särskilt beträffande grusfraktionerna gäller, att materialet är skarpkantigt och har klar karaktär av vittringsgrus. Det är mycket likt det vittringsgrus av Revsundsgranit, som ofta anträffas i Revsundstrakten och torde helt säkert utgöra omlagrat sådant material.

Under senare år har i grustagets södra del mellan granitblocken observerats betydande hålrum inklädda med kalkkrustor. De skulle möjligen kunna tydas som resultat av en stark vittring av granitsanden, varvid bergartssammansättningen ändrats. Den allmänt ovittrade karaktären samt frånvaron av andra kambrosilurbergarter än kalksten antyder dock, att så ej är fallet. Kalken härrör med all sannolikhet från ovanliggande kalkstensrika, vittrade serie. Hålrummen får följaktligen betraktas som primära bildningar uppkomna vid sedimentationen. Eventuellt kan de representera inbäddade och senare bortsmälta isblock.

Granitsandseriens kontakt mot överliggande sediment har enligt Kullings beskrivning (1945, t. ex. fig. 6) karaktären av diskordans. Detta har föranlett honom (1945, s. 42) att räkna med möjligheten att de båda serierna "ej blott stamma från olika nedisningscentra utan även från olika nedisningsepoker". Muntligen har dock Kulling påpekat, att han senare iakttagit mer kontinuerliga övergångar mellan sedimenten. Även G. Frödin (1954, s. 194 ff.) har på vissa ställen funnit sådana övergångar och vidare framhållit, att inte ens en diskordans av stora mått berättigar till antagandet av en så betydande tidsskillnad. På den sistnämnda punkten måste man nog instämma med Frödin. Dock är det även uppenbart, att den glidande övergången mellan sedimenttyperna kan vara orsakad av en omlagring och därför ej heller utesluter möjligheten av en hiatus. Beträffande åldersrelationen mellan sedimentserierna kan därför f. n. intet bestämt utläsas ur lagerföljden utan fältet är fritt för spekulationer.

Den övre sedimentserien, vars kontaktförhållanden mot granitsandserien ovan berörts, har av Kulling (1945, s. 23) benämnts den kalkstensrika, steniga grusserien. Denna är ett mörkfärgat grus, med otydlig eller starkt störd lagring. Bergartsmaterialet framgår av tab. 5. 45 % är alltså kambrosilurmaterial av klart nordvästligt ursprung, medan de övriga 55 % ej lämnar något entydigt bidrag till frågan om transportriktningen.

Enligt Kulling (1945, s. 23) saknas stora flyttblock i denna sedimentserie. Frödin (1954, s. 195), som vill utsudda skillnaden mellan sedimentserierna,

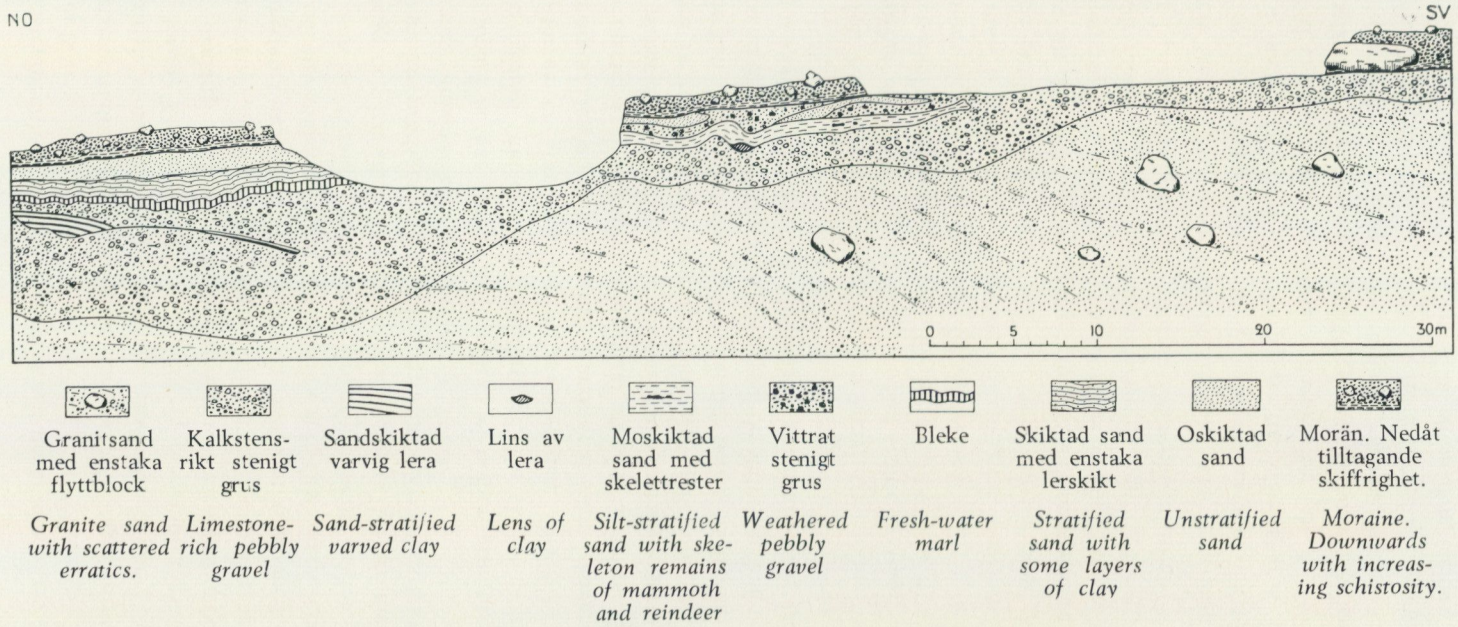


Fig. 42. Sektion genom södra delen av grustaget vid Pilgrimstad. — Från Kulling (1945, fig. 6).
Section through the southern part of the gravel pit at Pilgrimstad.

uppger däremot att mycket stora flyttblock förekommer även i det övre gruset.

I det kalkstensförande gruset har av Kulling (1945, s. 25 ff.) iakttagits en inlagring av ett varvigt, sandigt—lerigt sediment. Tektoniska störningar förekommer och det är ej uteslutet, att sedimentet blivit inlagrat i gruset genom en överskjutning, i vilket fall det skulle kunna tänkas ekvivalera en del av den högre upp belägna sedimentserien (jfr nedan). Kulling är dock av den uppfattningen att det varviga sedimentet är en verklig inlagring i gruset.

I det varviga sedimentet förekommer talrika småstenar. Kambrosilurkalk utgör ungefär ⅔ av bergartsmaterialet och tillsammans med lerskiffer m. m. visar denna på ett klart västligt ursprung.

Växtrester förekommer på skiktytorna i det varviga sedimentet. Kulling uppger att följande arter identifierats:

Dryas octopetala
Betula nana
Salix cfr *glauca* (eller *phylicaefolia)*
S. cfr *herbacea*

Pollen, sporer eller diatoméer har ej påträffats.

Det varviga sedimentet överlagras åter av grus av kambrosilurbergarter, på vilket i grustagets sydöstra del följer en intressant lagerserie (fig. 42). Denna, som är 1 à 1 ½ m mäktig i de observerade snitten, börjar i bottnen med ett kalkigt sediment. Kulling (1945, s. 34) beskriver detta som bleke med en $CaCO_3$-halt av ca 70 %. Det förefaller dock som om bleket (mot söder?) skulle övergå i ett minerogent sediment av finmo—mjäla. Vid länskarteringen har ett gulaktigt



Fig. 43. Breccia av gyttjig mo i matrix av sand närmast ovan bleket i Pilgrimstad. — Foto J. Lundqvist 1959.
Breccia of muddy fine sand in a sandy matrix close above the calcareous ooze at Pilgrimstad.

lager av sådant material funnits i sedimentens undre del ovan ett tunt, svart bottenskikt av dy. Mäktigheten av blekelagret uppgick till 15 à 25 cm. Kalkhalten var endast ca 15 %, med den till synes största halten i övre delen av skiktet.

På det kalkiga sedimentet följer ¾ à 1 ½ m av sandiga—moiga, lerskiktade, särskilt mot bottnen gyttjiga sediment. De understa ca 40 cm härav utgörs av en ren breccia (fig. 43) av sand med talrika, riktningslöst liggande brottstycken av ett lerigt och gyttjigt sediment. Sanden är även ställvis kilformigt inpressad i det underliggande bleket. Växtfragment är mycket allmänna på skiktytorna i de gyttjiga lagren. Framför allt tycks mossor dominera bland dem; *Drepanocladus* och *Cinclidium* (båda rikkärrmossor) har identifierats av fil. kand. Folke Björkbäck. Hur breccian skall tolkas är ej helt klart, men troligen har en inlagring av lera i lucker sand sönderbrutits vid den kraftiga tektonisering, som orsakats av isens framryckning över lokalen.

Ovan breccian följer en gyttjig mo, som i de översta skikten är starkt rostig. Med relativt skarp kontakt överlagras denna av ren sand, delvis strömskiktad, men med tunna lerinlagringar som antyder en viss varvighet. Sanden är lokalt starkt veckad och störd och avskärs uppåt diskordant och med skarp kontakt av moränen (fig. 44). Veckningarna och småförkastningarna (fig. 45) antyder, att tryckriktningen varit från NV. Genom hela moserien kan man flerstädes på skiktytorna finna växtrester. Bland dessa har Kulling identifierat *Betula nana* och *Salix* cfr *herbacea*. Björkbäck har därutöver anträffat blad av *Salix lapponum*. Av grustagets ägare har hopsamlats en mängd vedfragment, vilka välvilligt ställts till förfogande. Bland dessa dominerar *Juniperus* helt. Av ing. Eric Åberg har utöver *Juniperus* identifierats *Betula* ("troligen ej *nana*") samt *Salix* sp.



Fig. 44. Veckningar och förskjutningar, som anger tryck från NV (vänster), i sanden närmast under den tunna täckmoränen (överst till höger), Pilgrimstad. — Foto J. Lundqvist 1959.

Folds and faults showing pressure from the NW (left) in the sand close below the thin, upper till (right) at Pilgrimstad.

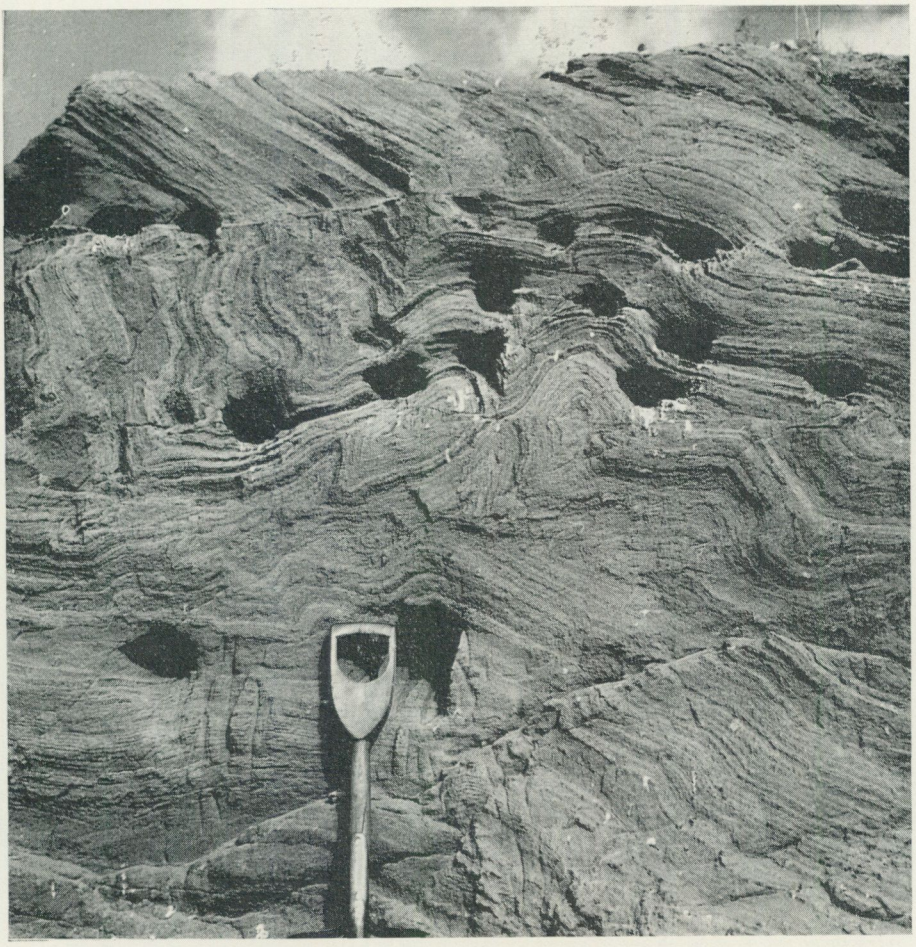


Fig. 45. Detalj av veckningarna i fig. 44. — Foto J. Lundqvist 1959.
Detail of the folds in Fig. 44.

Hela den finkorniga sedimentserien är tämligen rik på pollen. På en provserie genom densamma, som ställts till förfogande av docent A. Martinsson, har pollenanalys utförts av fil. kand. Ann-Marie Robertsson och i några prover även av professor G. Erdtman och fil. lic. J. Praglowski. Resultatet framgår av pollendiagrammet fig. 46. Till detta må fogas några kompletterande upplysningar beträffande örtpollen och sporer. Enligt Kulling (1945, s. 38) har följande arter identifierats. Bland örterna är säkert bestämda *Polygonum viviparum, Filipendula Ulmaria, Thalictrum alpinum* och *Epilobium* sp. Vidare nämns "Composit-pollen", "Ranunculace-pollen (cf *Pulsatilla* eller möjligen *Anemone*-art)" samt "Ericiné-tetrad (cf *Empetrum hermaphroditum*)". På spormaterialet är följande arter bestämda: *Lycopodium annotinum, L. clavatum, L. Selago, Selaginella selaginoides* och *Athyrium Filix-femina.*

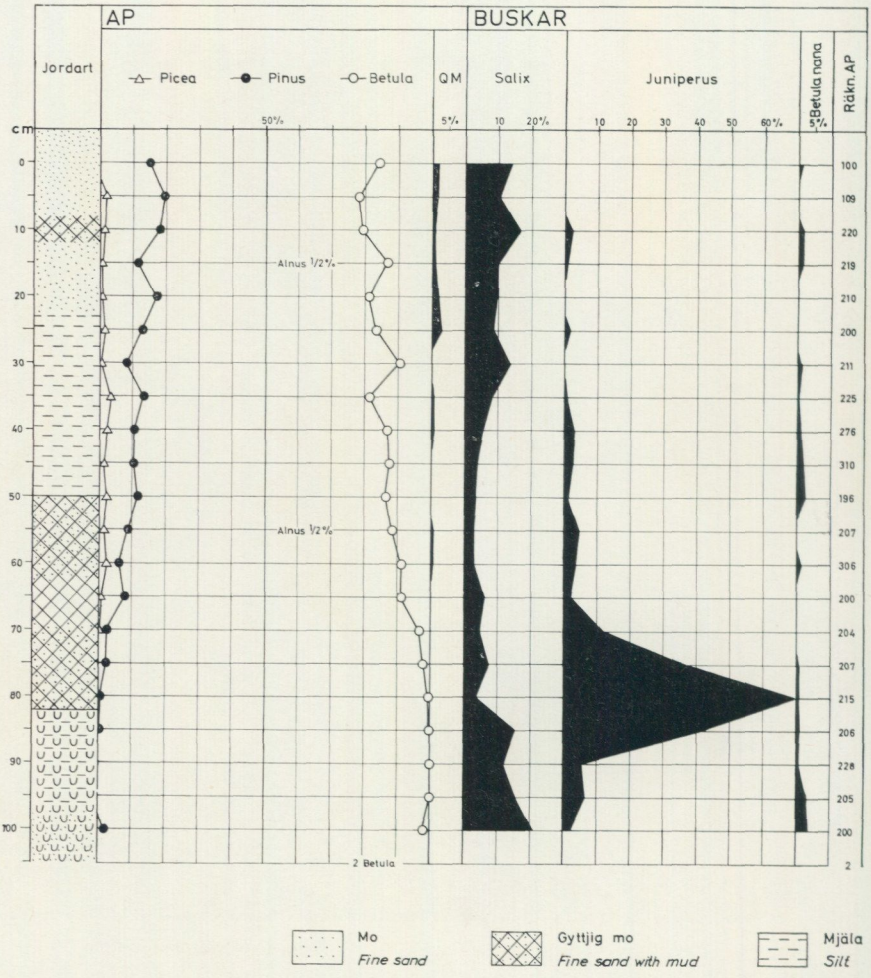
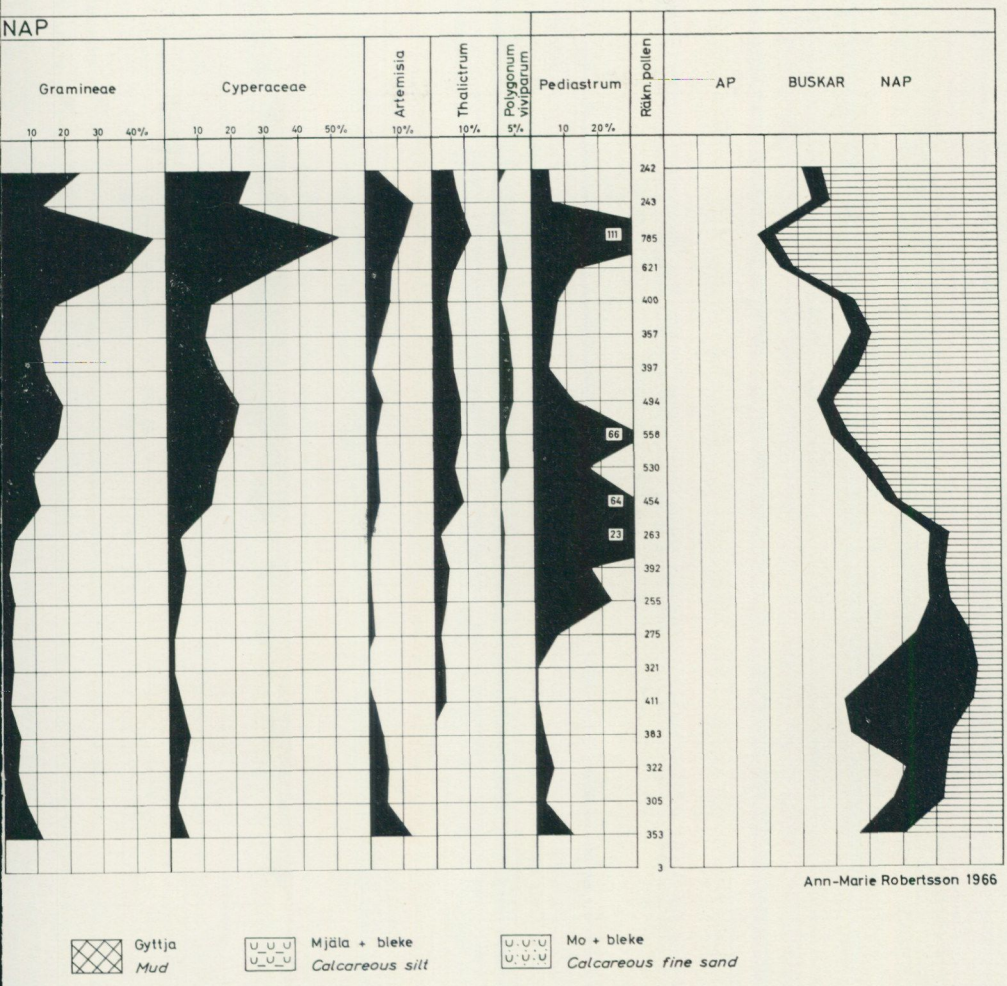


Fig. 46. Pollendiagram genom de växtförande sedimenten vid Pilgrimstad. Närmare förklaring se texten s. 220.

Pollendiagrammet uppvisar flera intressanta drag. Trädpollenfrekvensen avtar uppåt och nedåt, medan örtpollenet tilltar. Gräs och sporbärande växter visar en tydlig ökning uppåt, och även cyperacéerna tilltar plötsligt uppåt i mitten av lagerserien. Detsamma gäller ljungväxterna.

Diagrammets AP-del domineras helt av *Betula.* Detta är normalt även för postglaciala pollendiagram men för att vara så långt ned i skogslandet är frekvensen av björkpollen ändock anmärkningsvärt hög (jfr fig. 47 samt Fries 1956, pl. 1, vilken visar pollendiagram från det relativt närbelägna Bensjöområdet). *Betula*-frekvensen avtar emellertid distinkt uppåt. *Pinus,* vilken är diagrammets andra huvudkomponent, ökar däremot uppåt. Jämte *Picea,* vilken inkommer i övre delen av de kalkiga sedimenten, ersätter *Pinus* till en del *Betula.*



Pollen diagram through the fossil-bearing sediments at Pilgrimstad. For explanation see the text, p. 260.

Jämfört med postglaciala pollendiagram (fig. 47) från angränsande trakter företer Pilgrimstad-diagrammet obetydliga likheter. Det är dock alltför komprimerat för att tillåta närmare jämförelser. En iögonenfallande skillnad är dock *Picea*-kurvans förlopp. Den bildar ett sammanhängande lågt parti i diagrammets mellersta del.

Bortsett från de nämnda avvikelserna visar diagrammets variationer en viss principiell likhet med pollendiagram från interglaciala och postglaciala lagerföljder. Sådana visar, vad beträffar trädpollenet, följande förlopp i stort: Relativt köldhärdiga trädslag (protokraterna) ersätts av mera värmekrävande mesokrater, vilka i sin tur träder tillbaka för delvis andra, mera köldhärdiga telokrater (vilka motsvarar vår nuvarande vegetation). Beträffande dessa termer och diagramtyper

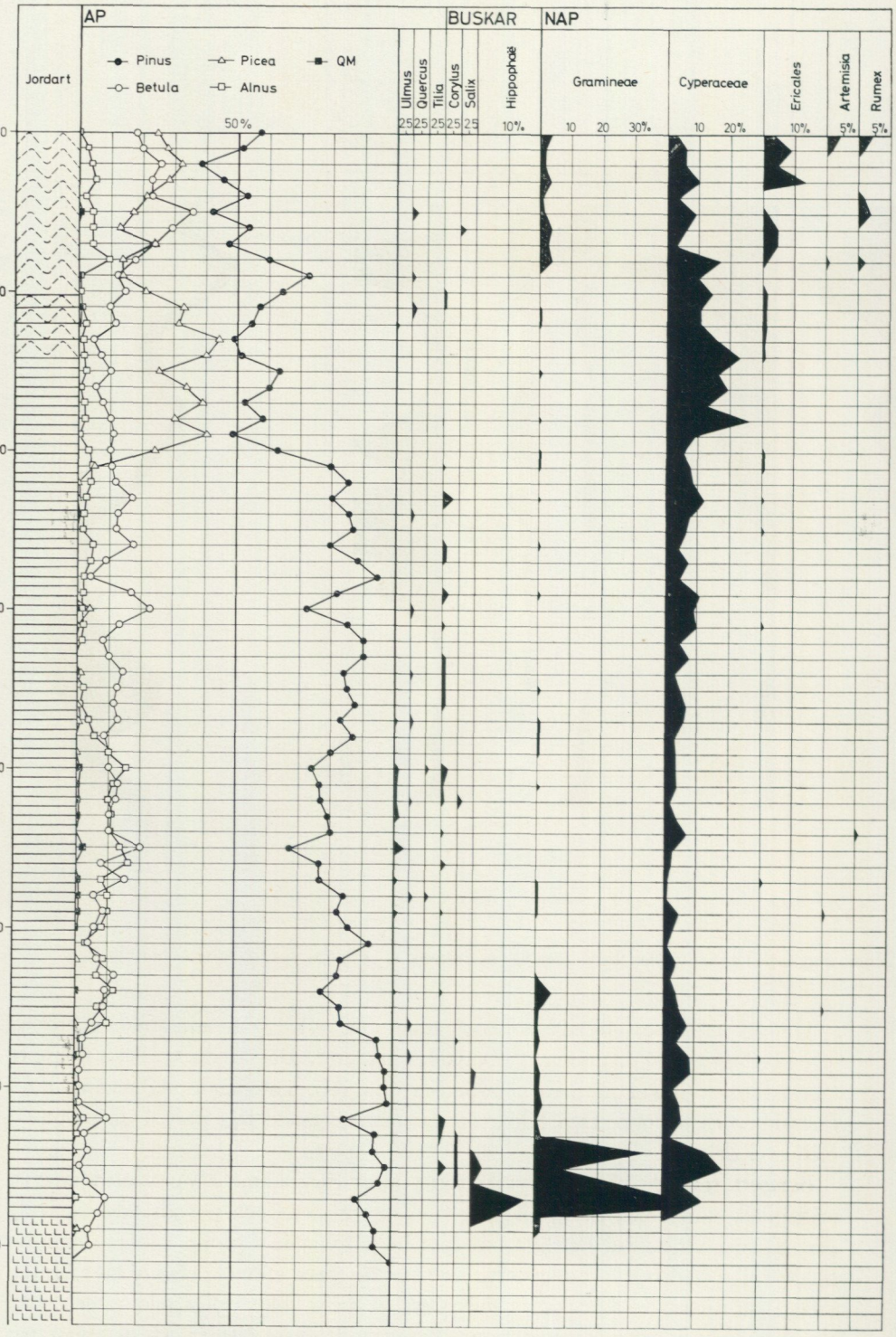
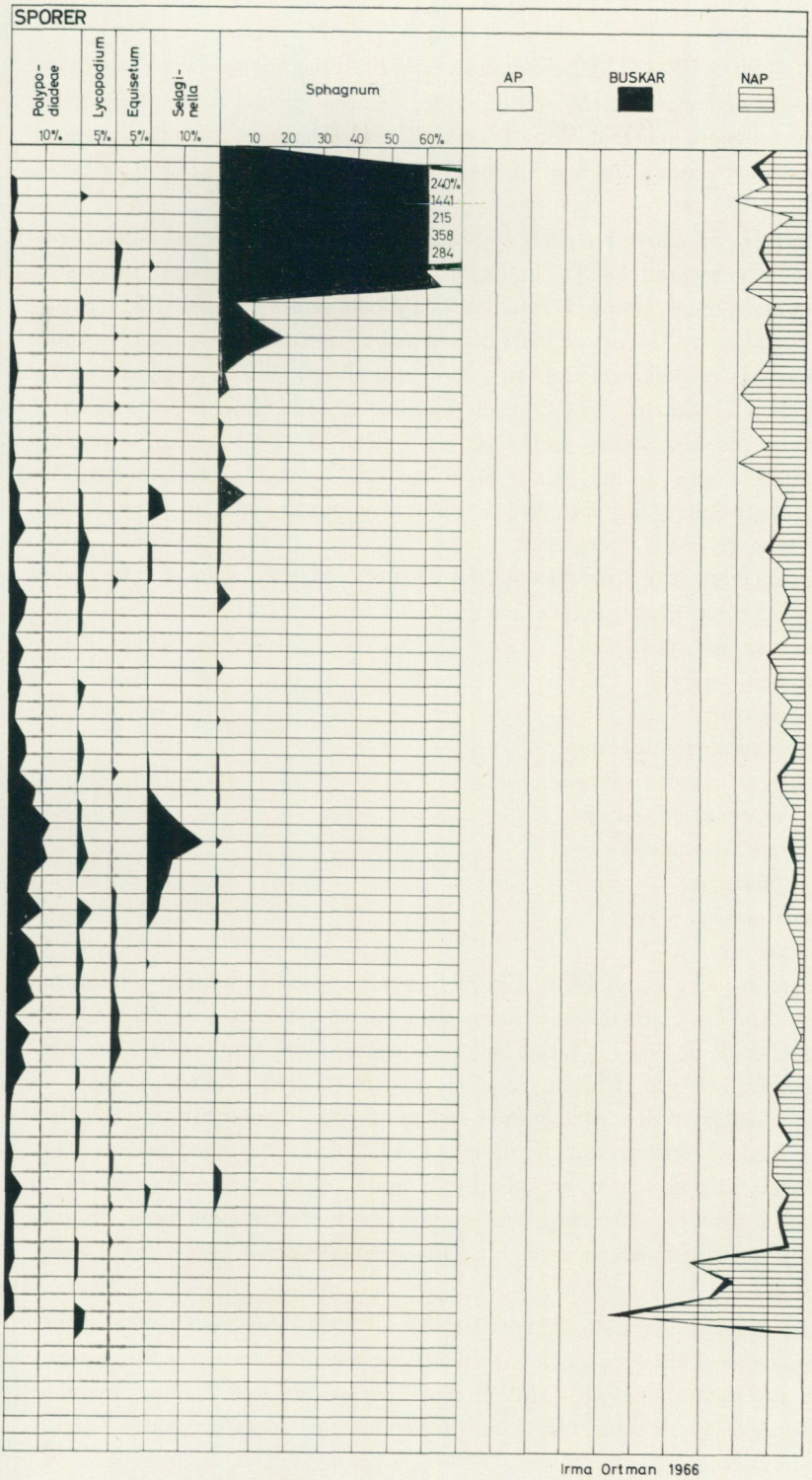


Fig. 47. Typexempel på pollendiagram från en postglacial lagerföljd i sydöstra Jämtland. Diagrammet skall jämföras med fig. 46 och diskuteras närmare på s. 220.



Typical pollen diagram from a postglacial sequence of strata in south-eastern Jämtland. It should be compared with Fig. 46 and is discussed further on p. 260.

hänvisas till v. Post (1944) och Erdtman (1959). Diagrammet visar en övervikt för mesokrata element *(Betula)* i de undre delarna, vilka i de centrala delarna avlöses av en mera telokrat flora *(Picea, Pinus)*. Denna allmänna kurvgång antyder närmast, att lagerföljden utbildats under en ej alltför kortvarig interstadial.

Av stort intresse är vidare att jämföra Pilgrimstad-diagrammet med Sandegrens (i Sundius och Sandegren 1948; här fig. 55) diagram från Långsele. I det sistnämnda återfinner man samma *Betula*-dominans och samma mycket låga *Picea*-kurva. Det förefaller troligt, att de båda diagrammen härrör från samma tidsskede. Långseleserien har av Sandegren ansetts vara interglacial, vilken uppfattning erhållit stöd genom Lindroths (1948; även i Sundius o. Sandegren 1948, s. 20 ff.) bestämningar av insektsresterna. G. Lundqvist (1960, s. 18) har även ansett att den interglaciala åldern är helt klar. Man kan dock invända, att pollenfloran indicerar en relativt obetydlig värmetid. Ur denna synpunkt synes en (betydande) interstadial troligare än en interglacial.

En diatoméanalys, utförd av docent Maj-Britt Florin, på material från denna del av lagerföljden har givit följande arter:

Amphora ovalis var. *pediculus*
Fragilaria brevistriata
„ *construens*
„ *pinnata,* dominerande
„ „ var. *intercedens*
Gyrosigma attenuatum, rikligt
„ sp., sporadiskt
Cocconeis thumensis
Cyclotella bodanica
Opephora martyi

Diatoméerna antyder enligt M.-B. Florin närmast en sedimentation i sötvatten av näringsrik typ. *Fragilaria pinnata* anses vara halofil och tyder på en viss salthalt i vattnet, dock ej NaCl. Övriga arter indicerar såväl djupt och klart som grunt vatten. Något entydigt besked om bildningsmiljö erhålls alltså ej.

I den undre delen av den växtförande sedimentserien har anträffats förhållandevis rikligt med vertebratrester. Kulling (1945, 1967) har identifierat mammut, älg och ren, således snarast en subarktisk fauna. Mammutresterna syns enligt Kulling härröra från ett och samma djur. Utöver de redan beskrivna resterna har ytterligare åtskilliga sådana anträffats. En specialbeskrivning av dessa planeras av Kulling.

De växtförande sedimenten innehåller även insektsfragment i betydande mängd. Faunan karakteriseras dock av sin artfattigdom. Flera arter har tidigare identifierats av Lindroth (1948). Utöver dessa har av dr G. R. Coope, Birmingham, och professor C. H. Lindroth, Lund, följande arter anträffats i det nya Pilgrimstad-materialet:

Av fam. Dytiscidae har jämte de tidigare kända *Agabus Solieri* och *Colymbetes dolabratus* anträffats fragment tillhörande släkterna *Agabus* (annart art än *solieri*), *Dytiscus* och *Hydroporus*. Av fam. Gyrinidae har nu identifierats *Gyrinus opacus* och av fam. Staphylinidae arten *Olophrum consimile*. En crustacé, *Lepidurus arcticus*, uppträder ganska rikligt. Vidare nämner Coope och Lindroth larver av släktet *Sialis* (ordn. Neuroptera), sl. *Corixa* (ordn. Hemiptera) samt fragment av Hymenoptera, Trichoptera (larver) och Chironomider.

Denna fauna antyder ett kyligt, sannolikt arktiskt—subarktiskt klimat. Vidare är frånvaron av terrestra arter, med undantag av *Olophrum*, karakteristisk. I övrigt är det en vattenfauna, som tyder på grunt vatten och eutrof miljö.

Beträffande den ovan beskrivna delen av Pilgrimstadlagerföljden må vidare framhållas, att C14-dateringar utförts på växtresterna, bl. a. i den gyttja som omedelbart överlagrar blekeskiktet. Åldern har bestämts till >35.000 BP resp. >39.000 BP (G. Lundqvist 1957, s. 7; 1960, s. 18). Då det är helt uteslutet att gyttjan kan vara omlagrat, äldre material, visar dateringarna klart, att lagerföljden ej kan vara sen- eller postglacial. Den måste vara interglacial eller härröra från en äldre interstadial.

Hela den ovan behandlade lagerföljden är utbildad endast i den vänstra delen av profilen fig 42. I den mellersta delen var lagerföljden avvikande. Där utgjordes inlagringen i det steniga gruset av moskiktad sand, på ett ställe underlagrad av en lerlins (Kulling 1945, s. 32). Sanden höll en hög halt av kambrosilurmaterial och i densamma påträffades en del av de av Kulling beskrivna skelettresterna. Sambandet med den ovan beskrivna lagerserien har ej kunnat utredas, enär mellanpartiet avlägsnats vid grustäkten. Det är dock rimligt att anta, att leran stratigrafiskt motsvarar bleket, vilket ju som nämnts tenderar att övergå i mjäla redan inom det begränsade parti där det observerats.

Den submoräna sedimentserien visar tecken på en stark vittring. Kulling (1945, s. 42) har beskrivit hur det steniga gruset ovan sanden med skelettresterna är genomvittrat. Vittringen har angripit främst Revsundsgranit, kalksten och diabas. Ett ortstensartat anrikningsskikt var vidare utbildat i översta delen av gruset under den nämnda sanden. Utanför den ifrågavarande profilen har ett anrikningsskikt konstaterats i de översta 25 cm av den pollenanalyserade sedimentserien. På baksidan av den plint i vilken provserien tagits når anrikningen ända upp till den täckande moränen. Något urlakningsskikt har dock ej observerats där. Enligt Kulling har detta endast kunnat återfinnas på vissa begränsade ställen under moränen. Dessa omständigheter talar möjligen för Kullings (1945, s. 44) uppfattning att vittringen uppkommit, då sedimenten under en längre tidrymd legat frilagda för atmosfäriliernas påverkan och ej orsakats av genomsippr ande kolsyrehaltigt vatten. Vissa partier av vittringsprofilen har sedan borterod erats av den framryckande isen. Emellertid tyder anrikningsskiktets fortsättning i täckmoränen på att de kemiska processerna påverkat lagerföljden efter moränens avsättning.

I sedimenten närmast under moränen kunde på ett tidigt stadium iakttas kilformiga fyllnader av en kalkrik morän. Förmodligen är det den normala övre moränen som här utfyllt sprickor i gruset. Kilarna var minst 2 ½ à 3 m djupa och en knapp m i bredd. De är ej nämnda i Kullings beskrivning men kommer väl till synes på fotografier i Thorslunds rapport. Av J. Lundqvist (1962, s. 87) har kilarna tolkats som frostfenomen, dvs. fossila iskilar. Iskilar av denna storlek kan endast utbildas där tjälen ej lämnar marken under sommaren samt fordrar en relativ lång tidrymd för sin utbildning. De tyder därför på att gruset en längre tid legat exponerat under ett strängt klimat, sannolikt framför den iskant, som senare ryckt fram och avlagrat den övre moränen. Framhållas bör dock att det icke är helt nödvändigt att tolka bildningarna i fråga som frostfenomen. Sprickor, vilka fyllts med morän, kan tänkas ha uppstått i marken även på annat sätt, t. ex. genom rubbningar i samband med isens framryckning över platsen.

U n d r e m o r ä n e n. Några säkra iakttagelser av en moränbädd under sedimenten har ej gjorts. Thorslund omnämner dock i sin rapport förekomsten av dubbel morän endast 50 m VSV om grustagets sydvästra del. Under den 2 m mäktiga normala övre moränen följde där ca 9 m av en undre moränbädd, som vilade direkt på bergbottnen. Den undre moränen var "en ler- och kalkrik morän med myckenhet kambro-silurblock". Ingenting bevisar, att denna morän verkligen stratigrafiskt underlagrar sedimenten, men vissa fakta pekar ändå närmast i den riktningen.

1. Den undre moränens mäktighet är väsentligt större än den övre moränens.
2. På sedimenten har aldrig mer än en moränbädd iakttagits.
3. Blocksammansättningen antyder, ehuru ej närmare undersökt, en större rikedom på kambrosilurmaterial än i täckmoränen. Detta talar också mot hypotesen att den undre moränen skulle ekvivalera granitsandserien.

Oavsett den undre moränens stratigrafiska ställning är den av ovedersägligt västligt ursprung.

RÄFFELRIKTNINGAR. Pilgrimstadlokalen är belägen strax O om den huvudisdelare (den centraljämtska), vilken först uppdrogs av Caldenius (Carlzon 1909). Samma isdelare har något modifierad även accepterats av G. Frödin (1954, pl. 3). Emellertid har en mängd observationer vid länskarteringen visat, att isdelaren legat väsentligt O om Pilgrimstad. Talrika nya räffelobservationer visar vidare, att även en äldre isrörelse från NV berört trakten.

De normala räfflorna i Pilgrimstadtrakten överskärs av ett yngre system. Dessa yngsta räfflor, av Frödin (1954, pl. 3) tolkade som epiglaciala, visar en vridning från NNO till NNV.

TOLKNINGAR. Två motsatta åsikter har hävdats beträffande de moräntäckta sedimentens bildning och ålder i Pilgrimstad. Kullings ursprungliga (1945, s. 44) uppfattning kan sammanfattas sålunda:

1. Under ett "s a n n o l i k t b e t y d l i g t ä l d r e g l a c i a t i o n s s k e d e"

(än de ovanliggande sedimenten) avsattes granitsandserien. Materialtillförseln skedde från öster och stora granitblock avlastades från drivande isberg.

2. Under den sista interglacialtiden avlagrades den övriga delen av de submoräna sedimenten. "Trädpollenfloran antyder ett tämligen kallt klimat, sannolikt av en typ, som närmar sig den, som härskade i vårt land under slutet av senglacial tid" (Kulling 1945, s. 40). Örtpollenet motsäger icke ett sådant antagande.

3. En period av betydande markvittring inträdde efter det att de översta sedimenten avlagrats.

4. Den sista istidens landis överskred området från NV.

5. Sediment avsattes på moränen, möjligen i ett av Centraljämtska issjöns sista stadier.

Sedermera har Kulling (1967) modifierat denna tolkning och betecknat sedimenten interstadiala.

G. Frödin (1954, s. 193 ff.) kunde självfallet ej acceptera en interglacial tolkning, utan satte sedimenten i samband med den epiglaciala isframstöten. Hans tolkning kan sammanfattas sålunda:

1. I samband med tappningen av det senglaciala Näcktenstadiet av Centraljämtska issjön utbildades ett delta i den senglaciala Revsundsissjön (317 m ö. h.). Först avsattes tämligen lokalt granitgrus, därefter längre transporterat kambrosilurgrus. Lokal erosion omväxlade med ackumulationen.

2. Efter tappningen avsattes finkorniga sediment i Revsundsissjön.

3. En period av kemisk och mekanisk markvittring följde.

4. Den epiglaciala isframstöten ägde i detta område rum från norr. Härvid avlagrades den övre moränbädden.

5. Förnyad uppdämning av Revsundsissjön och Centraljämtska issjön, varpå det epiglaciala Näcktenstadiet avtappades NV om Pilgrimstad. Härvid skedde erosion av de äldre bildningarna.

En sammanfattning av Pilgrimstadlokalens bidrag till frågan om de moräntäckta sedimentens åldersställning ger vid handen, att följande fakta talar för en interglacial eller interstadial ålder av sedimenten:

1. C 14-dateringarna av växtresterna.

2. Förekomsten av mammut. Sådan är ej med säkerhet känd från den sen—postglaciala tiden.

3. Den allmänna karaktären av bleket och gyttjan. De tarvar troligen längre tid för sin bildning än den epiglaciala tolkningen tillåter. F. ö. kan knappast sådana sediment bildats i en issjö.

4. Samma sak gäller markvittringen i sedimentens övre del, särskilt om den jämförs med täckmoränens obetydliga grad av vittring.

5. Pollendiagrammets utseende i jämförelse med Långseledіagrammet och fullständiga, postglaciala diagram.

De nämnda faktorerna är ej förenliga med den epiglaciala tolkningen och talar därför även mot denna. En sådan tolkning stöds dock av följande fakta:

1. Den övre moränens blocksammansättning. Om även huvudisen från NV överskridit sedimenten, tycker man att moränen borde hållit en betydande mängd kambrosilurmaterial. Den observerade mängden kan dock även vara förenlig med den interglaciala tolkningen.

2. Granitsandens petrografiska sammansättning. Även denna borde innehålla kambrosilurbergarter, om interglacialtolkningen vore riktig. Dock måste erkännas att vi vet föga om isrörelser och isälvar under den äldre istiden. Skälet är därför ej särskilt bärkraftigt.

En syntes av alla nu kända data beträffande Pilgrimstadlokalen sedd som en isolerad företeelse kan tillåta följande skiss av utvecklingen. Traktens äldsta isrörelse kom från NV. Då transporterades den undre moränen till området. Sedan den äldre isen lämnat platsen, avsattes granitsanden genom omlagring av vittringsprodukter på ej utrett sätt. Möjligheten finns att sanden är ännu äldre, ekvivalent med eller t. o. m. äldre än den äldre isrörelsen men bevis härför saknas. Därefter avsattes det kambrosilurförande gruset av en från NV kommande ström. Till att börja med hade denna karaktär av extramarginal isälv. Detta antyds av de fåtaliga inbäddade blocken i grusets undre delar. En viss omlagring av granitgruset ägde rum i detta sammanhang. Isälven fick så småningom karaktär av en normal älv, vars sediment delvis växellagrar med rena sjösediment, avsatta på grunt vatten. Detta vatten kan möjligen ha varit en sammanhängande sjö, som intog hela Revsundssjökomplexets bassäng. Om Revsundssjöns nutida avlopp mot öster antas blockerat, stämmer Pilgrimstadsedimentens nivå approximativt med den passpunkt, 313—314 m ö. h., som Lindkvist och Svensson (1957 a, s. 225) funnit S om sjön. Denna del av tolkningen får dock anses som i hög grad hypotetisk. Älvsediment kom efter hand att bilda ytlagren i sedimentserien. En torrläggning av deras yta skedde därefter, möjligen på grund av en allmän vattenståndssänkning, så att markvittring kunde äga rum. Under sedimentens avsättning varierade floran från subarktisk till mer värmekrävande typ. Detta tidsavsnitt är så betydande, att det kan röra sig om en interglacial men en omfattande, äldre interstadial torde vara tillräcklig som förklaring. Klimatfrågan diskuteras närmare på s. 222. Mot slutet av detta skede rådde arktiskt klimat med stark frostverkan i marken och perenn tjäle, innan slutligen den sista landisen överskred trakten. Denna is kom i stort sett från NV. Pilgrimstad lämnar ej något bidrag till dess rörelseändringar men ingenting motsäger de isrörelser som ovan (s. 11) har skisserats. Tvärtom stämmer den övre moränens petrografiska karaktär väl så bra med en isrörelse från norr.

104. Fanbyn

LOKALBESKRIVNING. Lokalen utgör en större förekomst av vittringsgrus av Revsundsgranit V om Fanbyn i dalen mellan Sundsjön och Andsjön N om Rev-

sund. Grusvittrad Revsundsgranit anstår i området. I gruset är granitstrukturen delvis bevarad men till en del förefaller det omlagrat och utsvallat från den höjd, där graniten går i dagen. Sålunda bildar gruset en tydlig terrass, vilken barometeravvägts till 311 m ö. h. Vittringsgruset når dock minst 5—10 m över detta plan.

Ett flertal grustag är upptagna i området. I bottnen på ett par av dessa har iakttagits en moränbädd, som vilar på grus av vittringstyp.

Övre moränen är ½—2 m mäktig och närmast sandig ehuru tämligen lerrik. Bergartsmaterialet i denna domineras helt av den lokala graniten men därjämte förekommer 1 % kalksten och gråvacka, som antyder ett nordvästligt ursprung. Även moränens mörka färg antyder kambrosilurbergarter i finfraktionerna.

Sedimentserien är, som nämnts, ett vittringsgrus av granit. Andra bergarter än denna saknas följaktligen helt. Skiktning och annan struktur saknas i gruset men man har ett intryck av att det är omlagrat och ej ligger in situ.

Gränsen mellan grus och övre morän är ej skarp. Sliror av morän förekommer i gruset och stöder uppfattningen att detta är omlagrat av isen. Slirornas form utesluter möjligheten att gruset skulle härröra från granitblock, som vittrat i moränen.

Undre morän är ej iakttagen.

RÄFFELRIKTNINGAR. Se Revsundstrakten, s. 161.

TOLKNINGAR. Det är uteslutet att den djupa vittringen av graniten kan ha skett under ett tillfälligt avbrott i nedisningen eller subglacialt. I den mån vittringen icke är postglacial måste den betraktas som interglacial eller äldre. En omlagring av vittringsgruset genom svallning kan däremot ha skett i såväl interglacial som senglacial tid och t. o. m. subglacialt. Ett indicium för det moräntäckta grusets interglaciala ålder är den sannolika omlagringen av is.

Kambrosilurmaterialet i täckmoränen tyder även närmast på att den äldre isen från NV passerat över gruset. Moränmaterialet kan dock vara redeponerat, varför detta faktum ej är avgörande. För en interglacial ålder talar dock möjligen även likheten med granitgruset i Pilgrimstad (s. 145). Det ligger nära till hands att anta, att traktens granit i interglacial tid varit hårt vittrad, och att dess vittringsprodukter i nedisningens inledningsskede blivit omlagrade t. ex. av isälvar. Det omlagrade materialet har därefter överskridits av såväl den äldsta isströmmen från NV som de därpå följande.

Revsundstrakten

Under denna beteckning sammanfattas tre skilda, men likartade lokaler kring Revsunds by.

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Lokalerna Revsund och Sund är beskrivna av G. Frödin (1954, s. 204 ff.).

105. VÄRVIKEN. Lokalen är ett grustag på Anvikssjöns västra sida, ca 2

km N om Värvikens by. Nivån är ej exakt känd, men torde vara högst 10 m över Anvikssjöns yta, eller 295—300 m ö. h.

Övre moränen är 0,5—1,5 m mäktig och moig—lerig. Ställvis saknas täckmorän helt. Blockmaterialet är ej närmare undersökt, men lerigheten antyder en viss halt av kambrosilurbergarter.

Sedimentserien är sand av ca 1,5 m mäktighet, som nedåt övergår i grovsandigt grus. Block, upp till 1,5 m stora, av Revsundsgranit förekommer i sanden. Skiktningen stupar mot öster, dock ej konformt med sluttningen. Sedimentet ger intryck av svallgrus med övervägande granitmaterial.

Undre morän är ej iakttagen.

106. SUND. Lokalen utgör ett grustag vid västra stranden av Revsundssjön ca 1 km S om Revsunds k:a. Den plana överytan av moränen ligger på 305—307 m ö. h. enligt G. Frödin (1954, s. 206).

Övre moränen är endast upp till några dm mäktig. Bland bergartsmaterialet märks både kambrosilur och urberg, av vilka det senare helt dominerar.

Sedimentserien är 12—15 m mäktig och utgörs av sand, grus och rullsten. Större block, upp till 0,5 m, förekommer även. Bergartssammansättningen är i stort sett densamma som i moränen. Sedimentens skiktning stupar 10°—20° mot öster, dvs. ut mot sjön.

Undre morän är ej iakttagen.

107. REVSUND. Lokalen utgör ett grustag ca 1 km O om Revsunds k:a. Grustaget är upptaget i en platå med moränyta på 303—305 m ö. h. (G. Frödin 1954, s. 204).

Övre moränen är upp till 5 m mäktig, i regel dock högst 1 m. Den är moig—grusig och tämligen blockfattig. Ytan kan vara lokalt svallad och sedimentinlagringar förekommer. Bergartsmaterialet i grusfraktionen är till 22 % kambrosilurbergarter från NV, medan 77 % är traktens egen granit och diabas. Härkomsten är utan tvekan från NV.

Sedimentserien syns växla inom olika delar av lokalen. Frödin har tydligen observerat ett distalparti, ty han uppger att sedimentet är "så gott som enbart mellansand . . . Grövre kornstorlekar än grus saknas fullständigt." Sanden stupar 10°—15° mot SO. Denna serie avskärs uppåt "skarpt och oförmedlat av den något vågiga undre gränsytan av en 1—2 m mäktig i stort horisontellt skiktad, väl ursköljd grus- och rullstensbädd med blockmax. ca 2 dm". Den sistnämnda bädden kan enligt Frödins resonemang ej vara uppkommen vid erosion av sandserien, beroende på frånvaron av sten i den sistnämnda.

Vid länskarteringen har en mer proximal del av sedimentet varit blottad. I grustagets nordvästra del fanns under 5 m morän med sedimentinlagring minst 7 m stenigt grus. I nordöstra delen var moränen endast 0,8 m mäktig. Därunder följde ca 7 m stenigt, grovt grus med sandig mellanmassa och utan synlig skikt-

ning. Detta underlagrades av minst 7 m sand och mo av den typ Frödin skildrat ehuru med horisontell skiktning, eller snarast stupande mot norr.

Bergartsmaterialet i sedimentet är enligt Frödin "extremt granitbetonat". Kambrosilurbergarter tycks helt saknas. Emellertid uppger Frödin, att granitblock i sanden, av den typ som karakteriserar sanden vid Pilgrimstad (s. 144), helt saknas. I den mer proximala delen är dock 2—3 m stora block av Revsundsgranit vanliga.

Störningar i form av veckningar eller överskjutningar saknas helt i sedimenten, i såväl proximal- som distaldelen.

Undre morän är ej iakttagen.

RÄFFELRIKTNINGAR. Två huvudriktningar av räfflor är kända från Revsundstrakten. Den äldre av dessa kommer från VNV—NV. Det yngre systemet, vilket är det helt dominerande, är från SO.

G. Frödin (1954, t. ex. pl. 3) har i samma trakt även observerat ett yngsta system, vilket ursprungligen kommit från NNO, och sedan vridit motsols till NNV. Vid länskarteringen har inga belägg funnits för detta yngsta (epiglaciala enl. Frödin) system men möjligheten kvarstår dock, att denna yngsta isrörelse, vilken är säkert belagd längre norrut, nått så långt som till Revsundstrakten.

TOLKNINGAR. G. Frödin (1954, s. 205) tolkade huvudlokalen vid Revsund som "en tidig glacifluvial ackumulation", vilken kan "tänkas tillhöra den epiglaciala islobens transgressionsfas och motsvara en 300—303 m-nivå hos den yngre Revsunds-issjön". Med andra ord, gruset har avsatts framför den framryckande epiglaciala isen och överskridits av dess yttersta randparti. Om isen nått så långt som den sydligare lokalen Sund anser Frödin (s. 206) osäkert. Han är dock böjd att tolka bildningen som en lateralterrass, som kan "misstänkas tillhöra den epiglaciala isframstötens gränsläge och markera en i dalgången nedskjutande mindre istunga". Mot en epiglacial tolkning enl. Frödin talar inga kända fakta — n.b. om en sådan isframstöt verkligen antas ha ägt rum. Något bevis för en dylik erbjuder lokalen ej heller.

Ett subglacialt bildningssätt är kanske mindre troligt mot bakgrunden av sedimentens karaktär och mäktighet. De inlagrade stora blocken kan dock tydas som tecken på en sådan bildning. Iskontaktbildning är kanske ett mer sannolikt uppkomstsätt, då det gäller de mindre förekomsterna Sund och Värviken.

Mot en interglacial tolkning talar bristen på störningar i sedimenten och det ställvis mycket tunna moräntäcket. För en interglacial ålder talar snarast bergartsmaterialet i både morän och sediment. Detta antyder, att även den äldre isen från NV överskridit sedimenten och att dessa avlagrats från NV (framför en is i NV). Materialet kan dock vara redeponerat och icke heller detta indicium är därför avgörande.

Kontentan av ovanstående är följaktligen, att lokalerna låter sig inordna i vilken tolkning man än väljer för Centraljämtlands submoräna bildningar. I sig själva lämnar de inga bevis för någon hypotes. En viss yttre likhet med bild-

ningarna i Pilgrimstad lockar kanske till en interglacial tolkning, men detta är självfallet inget avgörande indicium.

108. Gällö

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Lokalen är omnämnd av Lindkvist och Svensson (1957 a, s. 239). Detta är den enda existerande beskrivningen av den, men uppgiften är i förbigående nämnd av G. Frödin (1954, s. 84).

LOKALBESKRIVNING. Lokalen är belägen i Gällö samhälle, enligt muntlig uppgift av lektor Sven Svensson i sluttningen ovan järnvägsstationen, på en nivå av 310 m ö. h.

Övre moränen är en 3 ½ m mäktig moränlera, rik på kambrosilurmaterial. Den är alltså av klart nordvästligt ursprung. I sin nedre del är moränen en omlagringsprodukt av underliggande sediment, varför kontakten mot detta blir oskarp.

Sedimentserien är enligt Lindkvist och Svensson en "5 dm mäktig, oskiktad, lerhaltig, gråblå, sten- och grusfri, kalkhaltig mjäla". Den tycks vara av samma typ som t. ex. Vålbackens lera (s. 116).

Undre morän. Uppgifter om en eventuell undre morän saknas.

RÄFFELRIKTNINGAR. Se Revsundstrakten, s. 161.

TOLKNINGAR. Enligt Frödin (1954, s. 84) är leran avsatt i den s. k. äldre (senglaciala) Revsundsissjön och överskriden av den epiglaciala isen, vilken avlagrat täckmoränen. Höjdvärdet 310 m ö. h. anger minimivärdet för denna issjös nivå.

Mot Frödins tolkning talar i viss mån moränens kambrosilurinslag. Detta förefaller väl stort för att moränen skall vara avsatt av en (osäker) från huvudsakligen NNO—N kommande is. Troligare är väl, att den är avsatt av den äldre NV-isen. Något direkt bevis emot hypotesen är dock detta förhållande ej och andra sådana föreligger ej heller.

Mot en subglacial tolkning talar närmast lerans typ, men då sedimentet är tunt, är det väl ej uteslutet att det kan vara subglacialt avsatt.

För en interglacial tolkning finns ej belägg men inga kända fakta talar heller däremot. Likheten med Vålbackenleran är dock ett beaktansvärt men ej utslagsgivande faktum.

Om Gällölokalen gäller, liksom om Revsundstraktens bildningar, att den låter sig inordna i flera olika tolkningsförslag av de moräntäckta sedimenten. I sig själv utgör den dock inget bevis för någondera hypotesen.

109. Åltjärnsbäcken

LOKALBESKRIVNING. Vägen på västra sidan av bäcken från Åltjärn, 2,5 km SO om Fjäl SV om Revsundssjön, skär igenom en flack terrass. I denna är en ca 20 m lång profil blottad. Terrassens nivå har genom barometeravvägning

bestämts till ca 308 m ö. h. Observeras bör att nivån ej motsvarar de normala grusterrasserna i Fjäl, vilka ligger ca 40 m högre.

Övre moränen växlar i mäktighet från ½ till 2 m och kan lokalt tunna ut och nästan försvinna. Den utgör en moig—lerig morän med stora block av Revsundsgranit. Den visar tydlig presstruktur. Till färgen är den mörk, vilket tillsammans med lerigheten klart utvisar kambrosilurimaterial i finfraktionerna. Moränens ursprung är alltså klart nordvästligt.

Moränens kontakt mot underliggande sediment är skarp. Horisontella flikar av morän tränger dock ställvis in i sanden.

Sedimentserien torde vara 1 à 1,5 m mäktig. Den består av skiktad mellansand och grovmo med viss linsstruktur. Smärre grusinlagringar förekommer även. Sanden är mörk till färgen och av samma typ som kambrosilursanden längre i NV. Även sedimenten torde därför härröra från NV. Tryckdeformationer saknas.

Undre moränen har beskrivits som moig—grusig men är ej närmare undersökt. Ingenting talar dock för att den skulle vara väsentligt olika den övre moränen, bortsett från den större grushalten.

RÄFFELRIKTNINGAR. Två skilda räffelriktningar är kända från området. Den äldre har kommit från NV, den yngre från SO.

TOLKNINGAR. Sedimentbäddens ringa tjocklek, den likartade petrografiska sammansättningen av bäddarna och avsaknaden av tryckdeformationer och andra störningar i sedimenten gör, att man helst vill tolka det hela som en dödislagerföljd med subglacialt avsatta sediment. Det nordvästliga ursprunget av både täckmorän och sediment gör visserligen, att det ter sig naturligt att sammankoppla bildningarna med den äldre isströmmen. Därmed skulle dock sedimentserien hänföras till en interglacial eller äldre interstadial, vilket ter sig osannolikt av två skäl, nämligen bristen på tryckdeformationer eller därmed jämförbara fenomen samt avsaknaden av morän av entydigt sydostligt ursprung. Moränen i hela det område, som berörts av båda isrörelserna, innehåller dock genomgående kambrosilurmaterial från NV till icke obetydlig del. Detta talar för en omfattande redeponering, varför den felande SO-moränen på sedimenten icke kan vara utslagsgivande.

Ett anmärkningsvärt förhållande är att förekomsten ligger på en nivå, som nära nog exakt sammanfaller med höjdläget för det moräntäckta gruset kring Revsund (s. 160). Det är därför mycket troligt, att samma tolkning är tillämplig på alla lokalerna. I Revsundstrakten lämnade emellertid iakttagelserna, trots noggrannare bearbetning, inget entydigt bidrag till problemets lösning. Fakta lät sig med någon ansträngning inordna i samtliga tänkbara hypoteser och detsamma måste sägas vara fallet med lokalen Åltjärnsbäcken.

110. Löningsberg

LOKALBESKRIVNING. Lokalen ligger vid vägen utmed Blektjärn vid Lö-

ningsbergets norra fot, ca 10 km SV om Bräcke. Lagerföljden är framför allt blottad i en större skärning men småskärningar längs vägen antyder, att samma moräntäckta sediment fortsätter längs hela bergfoten. Nivån har ej bestämts men kan uppskattas till 400 m ö. h. eller något därunder.

Övre moränen är knappt 1 dm mäktig och av traktens vanliga sandig—moiga, ganska storblockiga typ. Det är Revsundsgranitens normala morän och denna bergart utgör också 95 % av grusfraktionen. Bland övriga bergarter märks 2 % gråvackor från kambrosiluren i NV, och 2 % kvartsit, sannolikt också från NV.

Sedimentserien utgörs av grus som nedåt blir sandrikare. En viss skiktning kan iakttas. Störningar i denna tycks ej förekomma. Bergartsfördelningen i grusfraktionen är i stort sett densamma som i täckmoränen. Ett större antal långtransporterade bergarter är dock representerade (tabell 6).

Undre morän har ej iakttagits.

RÄFFELRIKTNINGAR. Lokalen är belägen långt O om det tidigare såsom ostligaste ansedda isdelarläget. Emellertid har nu räfflor från SO konstaterats från flera ställen strax V om det här aktuella området. Det är därför ej otänkbart, att lokalen i fråga berörts av en sådan isrörelse, men säkert konstaterad är endast den normala rörelseriktningen från NV eller VNV.

TOLKNINGAR. Närheten till en rad andra lokaler med submoräna sediment runt Revsundssjön, bl. a. Pilgrimstad, gör att man kanske blir benägen att jämställa även lokalen Löningsberg med dessa. Nivån skiljer sig dock med bortåt 100 m från Revsundslokalernas ganska konstanta nivå, varför en parallellisering med dem ej utan vidare kan ske. Oavsett hur lokalerna ifråga skall tolkas, finns inga tecken som tyder på en hög ålder hos sedimenten vid Löningsberg. Frånvaron av åtminstone större störningar och den petrografiska olikheten mellan sediment och täckmorän talar istället för att dessa bildats i nära samband med

TABELL 6.

BERGARTER I GRUSFRAKTIONEN AV ÖVRE MORÄN OCH SEDIMENT VID LÖNINGSBERG

Rock types in the gravel fraction of till and sediment at Löningsberg

	Morän	Sediment
Granit, gnejs	95 %	94 %
Diabas	1	1
Kvartsit	2	1
Porfyr	—	1
Gråvacka	2	1
Alunskiffer	—	1
Fjällskiffer	—	1

varandra. En iskontaktbildning eller subglacial sedimentation torde följaktligen vara den enda rimliga förklaringen till lagerserien.

111. Sänsjölandet — Lillsjöhögen

ÄLDRE BESKRIVNINGAR. Lokalen har först i korthet omnämnts av Caldenius (Carlzon 1909). En utförligare beskrivning har senare givits av G. Frödin (1954, s. 227 ff.).

LOKALBESKRIVNING. Den avsedda lokalen är en grupp av moräntäckta åsbildningar kring Kråksjön i sjösystemet N om Ismundsjön. Nivån är 275 à 280 m ö. h. En något högre (ca 300 à 350 m) belägen liten åskulle 1 km S om Näversjön, 6 km O om huvudlokalerna kan möjligen höra till samma grupp. Den förefaller dock klart att vara en normal, subglacial åsbildning och behandlas därför ej särskilt här nedan.

Övre moränen. Mäktigheten av den täckande moränen är ringa. Den kan uppgå till ca 1 m men är i regel betydligt mindre. I åskullen Lillsjöhögen är övergången mellan moränen och det underliggande åsgruset flytande.

Moränens blocksammansättning är enligt Frödin (1954, s. 228) den för trakten karakteristiska. Han beskriver moränmaterialet sålunda: Det är "ovanligt rikt på kambrosilurdetritus (Föllingesandsten och sandstensskiffer, Kyrkåskvartsit i stora kantiga block m. m.) men även sparagmitbergarter, t. ex. mörkgrå nordjämtska och fjällskiffrar. Härtill kommer de . . . grå urbergsgnejserna och graniterna, som anstå närmast Ö om formationsgränsen jämte stora mängder av Fjällandets diabas. Den typiska Revsundsgraniten saknas nästan helt . . ." Blockmaterialet härrör sålunda klart från N—NV.

Sedimentserien. Vid Lillsjöhögen utgörs sedimenten av en 10 à 15 m hög åskulle, medan på den flackt kuperade dalbottnen mellan Rörsjön och Kråksjön de väsentligen består av sand och mo. Grusinlagringar häri antyder, att de finare sedimenten direkt sammanhänger med åsbildningarna.

I Lillsjöhögen är lagringen i åsen diskordant avskuren av moränen men trots detta är som nämnts övergången mellan grus och morän oskarp. Diskordansen bildar mindre vinkel men är ändock fullt tydlig.

Skiktningen i åskullen vid Lillsjöhögen stupar huvudsakligen mot SSO, N om Kråksjön ligger den mer horisontellt. Störningar i lagringen förekommer ej.

Bergarterna i sedimenten domineras helt av mörka gråvackor o. dyl., särskilt i de finare fraktionerna. Bland blocken förekommer även andra bergarter. Frödin (1954, s. 228) uppger "gnejser och graniter (dock ej typisk Revsundsgranit) samt föga rundade kvartsiter, mestadels av Kyrkåstyper". Även sedimenten är sålunda av nordligt — västligt ursprung.

Undre morän är ej observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR. Två distinkt skilda räffelriktningar är kända i trakten. Det är dels ett äldre system från OSO, dels ett yngre från NNV. Det äldre varierar mellan SO och O. Det yngre visar en tendens att komma mer

från NV i den västra delen av området. Det är att märka, att vridningar inom de båda systemen ej är vanliga samt att mellanlägen mellan dem helt saknas. De tycks markera en plötslig omläggning av isdelaren och ej en successiv. Av Frödin (1954) har de nordvästliga räfflorna tillskrivits den epiglaciala isframstöten.

TOLKNINGAR. Frödin (1954, s. 229) var av den uppfattningen att sedimenten avsatts i samband med det isfria skedet före den epiglaciala framstöten, antingen vid den äldre (senglaciala) isens recession mot NV eller vid den epiglaciala isens framryckning. Den höga åskullen vid Lillsjöhögen är ej tolkad som oscillationslagerföljd, utan moränkappan är normalt pålagrad en subglacial tunnelfyllning, bildad under det epiglaciala recessionsskedet.

Ofrånkomligt syns vara dels att både sediment och morän härrör från N—NV, dels att sedimenten avsatts framför en is i norr, vilken uppdämt Sännåns dal mot Indalsälven.

Inga fakta finns, som talar för en interglacial tolkning. Tvärtom gör åsens väl bevarade form en sådan tolkning helt osannolik. Då återstår dels en subglacial tolkning, dels en epiglacial. I stället för Frödins epiglaciala hypotes är givetvis en oscillation av annan typ tänkbar.

Mot en subglacial tolkning talar den stora diskordansen mellan sediment och morän. Denna framgår ej av Frödins (1954, s. 228) beskrivning. Frödin betonar i stället den gradvisa förändringen av blockmaterialet samt moränkappans konformitet med åsen. Den mycket betydande diskordansen talar dock snarast för att en oscillationslagerföljd föreligger. På lokalerna N om Kråksjön gör dels samma faktum, dels sedimentens lagring och allmänna karaktär en oscillation till en kanske mer sannolik förklaring.

Att en eventuell oscillation kommit från norr är ställt utom tvivel, likaså att isen i stort sett dragit sig tillbaka mot norr (jfr J. Lundqvist 1959). Om oscillationen överensstämt med Frödins epiglaciala framstöt eller varit av mindre omfattning låter sig dock ej avgöra. Frödin (1954, s. 229) framhåller dock, att åskullen "aldrig överskridits av några mer aktiva ismassor." Härtill kan anmärkas, att om den epiglaciala isframryckningen överhuvudtaget existerat, den dock måste representera en ganska aktiv is för att vara teoretiskt tänkbar. Att den "epiglaciala" moränen i regel är tunn är inget indicium för en ringa aktivitet. Det av Frödin påpekade faktum talar därför snarast emot hans egen teori och gör en mindre oscillation mer sannolik.

112. Boggsjö

Av Caldenius (Carlzon 1909, s. 217) har omtalats, att åsen vid Boggsjö är täckt av morän. Vid länskarteringen har emellertid ingen morän kunnat iakttas på åsen. Denna förefaller att vara av normal senglacial typ. Då övriga uppgifter saknas och heller inga vidare undersökningar har kunnat utföras, lämnas lokalen där-

hän. Möjligt är att det rör sig om en ren feltolkning eller att ett mindre moränparti på normalt sätt avsatts på en subglacialt bildad ås.

113. Börjesjö

Även lokalen Börjesjö är nämnd av Caldenius (Carlzon 1909, s. 217). Om denna gäller detsamma som ovan anförts beträffande Boggsjö.

114. Röringen

Vid Röringens nordspets, 2 km S om Börjesjön, har iakttagits grovt, stenigt grus av minst 1 à 2 m mäktighet under ca 5 m morän på en nivå av ca 280 m ö. h. Närmare undersökningar är ej utförda. Inga tecken finns som tyder på att sedimenten är annat än normala, subglaciala bildningar. Lokalen bör dock ses i sammanhang med lokalen Börjesjö.

115. Kälarne

LOKALBESKRIVNING. Lokalen ligger ca 2 km SV om Kälarne station ett par 100 m från Ansjöns strand. Den är i förbigående omnämnd av J. Lundqvist (1959, s. 23). Nivån är ca 290 m ö. h.

Övre moränen är ca 1,5 m mäktig och av traktens normala moiga typ. Blocken i moränens understa del är synnerligen kraftigt vittrade. Inte minst gäller detta diabasblocken. Sådana block är även inpressade i allra översta delen av underliggande sediment.

Bergartsmaterialet i moränen är praktiskt taget enbart traktens granit och gnejs. Utom detta märks endast 2 % diabas, vilken också anstår i området.

I det skarpa gränsskiktet mot sedimenten har iakttagits mycket små kolbitar och torvliknande fragment. De var dock alltför obetydliga för att närmare bestämmas eller tillåta en C14-datering.

Sedimentserien utgörs av finmo med skikt och sliror av grovmo. Som nämnts finns i dess övre del inpressade vittrade block. Mäktigheten av detta sediment uppgår till minst 1 à 2 m.

Enligt uppgift av ortsbefolkningen har vid en brunnsgrävning ca 50 m från den iakttagna lokalen sedimenten setts vila på en "småblockig, hård morän". Denna i sin tur underlagras av "blålera". Sådana uppgifter måste givetvis alltid tas med en viss reservation men de antyder möjligheten av mäktigare submoräna sediment.

Undre morän, dvs. morän under "blåleran", är ej observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR. Den enda observerade räffelriktningen är från NV.

TOLKNINGAR. Lagerföljden från brunnsgrävningen förefaller komplicerad och kan tyda på att lokalen är ett komplex av bildningar, som kan ha uppkommit på olika sätt. Eventuellt kan den tyda på flera oscillationer av isranden. Det förefaller emellertid rätt sannolikt, att "moränen" mellan mon och leran i själva verket är grus, som ingår i sedimentserien. Framhållas bör dock, att det ej är ute-

slutet, att "blåleran" kan vara en blå moränlera av en i Storsjöbäckenet vanlig typ.

Förutsatt att tolkningen av den mellanliggande moränen som grus är riktig, skulle man kunna tänka sig följande förklaring till lokalens bildning: Gruset är en strandbildning vilken delvis täcker sediment avsatta i en "Forn-Ansjö" med något högre vattenstånd är den nutida sjöns. Vid framryckningen av en isfront från N à NV har sjöns utlopp dämts och vattenståndet ytterligare höjts. Innan lokalen överskreds av isen, avsattes därför på densamma åter finkornigare sediment. Förklaringen kan givetvis i princip vara riktig oavsett de djupare lagrens verkliga natur.

Ett annat problem är sedimentens ålder. Tre möjligheter torde finnas, nämligen att de är interglaciala, epiglaciala sensu Frödin eller senglaciala och moräntäckta vid en oscillation.

Mot oscillationshypotesen talar:

1. Sedimentens sannolika mäktighet.
2. Framför allt det vittrade bergartsmaterialet och kolfragmenten.

För en epiglacial tolkning talar:

1. Lokalens läge nära det av Frödin (1954, pl. 3) uppdragna gränsläget för den epiglaciala isframstöten.
2. Den tydliga men relativt obetydliga vittringen. Dock är det ju ej känt hur mycket vittringsmaterial som eventuellt bortförts av isen.

Några direkta belägg för en interglacial tolkning finns ej men heller intet som talar emot en sådan. Det skyddade läget på sydostsidan av en höjd gör, att sedimenten väl kan ha bevarats även mot huvudisens erosion.

116. Fångsjöbacken

LOKALBESKRIVNING. Lokalen är belägen vid gamla landsvägen NO om Bispgården, mitt för avtagsvägen till Fångsjöbackens hållplats. Den är i förbigående omnämnd av J. Lundqvist (1959, s. 23). Terrängen är tämligen flack, nivån ca 240 m ö. h.

Övre moränen är till karaktären sandig och blockfattig, dvs. av den i området normala typen. I sin understa del visar den en tydlig presstruktur, i den övre rikliga linsbildningar. Övergången till underliggande sediment är ej helt skarp. Mäktigheten är ca 1 ½ m.

Sedimentserien utgörs enbart av sand med grusinlagringar. Typen är närmast glacifluvial. Sedimenten är ej iakttagna till större mäktighet än 1 ½ m. Störningar i dem är ej konstaterade.

Undre morän är ej observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR. Den normala räffelriktningen är från NV—NNV. Ca 3 km SV om lokalen har därjämte äldre räfflor från N 20° O observerats.

TOLKNINGAR. Lokalen tillåter inga närmare tolkningsförsök. Sedimenten kan vara interglaciala, subglaciala eller bildade vid en oscillation eller utgöra en

iskontaktbildning. Likheten med vissa säkert subglacialt avsatta sediment i Härjedalen (s. 181) stöder dock en subglacial tolkning.

117. Utansjön

LOKALBESKRIVNING. Resultat från grundundersökningar kring utloppet från Flåsjön i Ljungan har ställts till förfogande av Ljungans Regleringsförening. Dessa visar, att i moränen uppträder mäktiga bankar av sediment. Nivån är i runt tal 465 m ö. h.

För att undvika förväxling med Flåsjön N om Strömsund användes här som lokalnamn namnet på det torp, som ligger tämligen centralt i området.

Övre moränen är av traktens normala grusig—moiga typ. Linsbildningar förekommer i den men i övrigt är den ej närmare undersökt. Dess största mäktighet, där den underlagras av otvetydiga sediment, är ca 8 m men tunnare sedimentlager förekommer även på större djup.

Sedimentserien har en största mäktighet av 6 m strax V om sjöns utlopp. Därifrån tunnar den ut mot norr och söder och försvinner snabbt mot öster och väster. Sedimenten domineras av grovmo och sand men tunna skikt av mjäla förekommer. Mon visar ibland en viss varvighet.

Undre moränen har en mäktighet av ca 5 m där säkra sediment föreligger. Tunnare sedimentlager på högre och lägre nivå gör, att mäktigheten möjligen kan variera inom vidare gränser. Jordtäckets mäktighet uppgår till minst 36 m.

RÄFFELRIKTNINGAR. Från området är endast en isrörelseriktning från SSO belagd. Observationer från Storsjöområdena i Härjedalen och Jämtland ger dock vid handen, att en äldre isrörelse från NV måste berört trakten.

TOLKNINGAR. Lokalen i sig själv är alltför bristfälligt känd för att tillåta några tolkningsförsök. Likheten med lokalerna vid Lossen (s. 175) och Grundsjöarna (s. 174 och 175) är dock påfallande, varför där anförda tolkningsmöjligheter troligen är giltiga även för Utansjön. Dock är sedimenten på sistnämnda lokal tunnare och förefaller mer oregelbundna, varför det subglaciala alternativet kanske ter sig något mer sannolikt. Detta antagande bestyrks också av de i Ljusnans dal i söder talrika linsbildningarna i moränen (s. 181).

118. Äldån

LOKALBESKRIVNING. Med Äldån avses främst en lokal med moräntäckt grus vid avtagsvägen till Äldåkrogen från landsvägen mellan Åsarna och Rätansbyn. Ett antal mera osäkra lokaler både O och V om denna väg hör möjligen till samma förekomst. Huvudlokalen bildar en låg och flack kulle på en nivå av 355 à 360 m ö. h.

Övre moränen är traktens normala sandig—moiga. Blockhalten är tämligen låg. Bland blocken märks sådana av Revsundsgranit, diabas, blåkvarts och andra kvartsiter. I grusfraktionen är bergartsmaterialet till 45 % granit från S,

O eller anstående på platsen. 44 % är fjällskiffrar och kvartsiter, varav ca 12 % blåkvarts. 9 % gråvacka är liksom dessa av nordligt—västligt ursprung medan övriga 2 % är diabas och porfyr av osäker härkomst.

Moränen är således åtminstone till en del av klart nordvästligt ursprung. Den är hårt pressad och av bottenmoräntyp. Mäktigheten är dock ringa, mellan 1 dm och 1 m.

Sedimentserien är uteslutande grus och sand av glacifluvial typ med flack skiktning.

Undre morän är ej känd.

Utöver den ovan beskrivna huvudlokalen har högre upp efter Äldån på flera ställen observerats sediment under morän. Så långt västerut som vid vägen N om Äldåkvarnen finns en tunn moränkappa på en åskulle. Även i ablationsmoränen SO om sistnämnda ås förekommer sand under lucker morän. Nivån för dessa bildningar är i runt tal 400 m ö. h. De skulle i vanliga fall ej tolkas som annat än en normal moränkappa på en ås resp. normala dödisavlagringar men närheten till den ovannämnda lokalen gör, att man möjligen kan tänka sig ett genetiskt samband dem emellan. Därpå tyder även störningar och brant uppresta lager i åsen.

Säkrare är sambandet mellan huvudlokalen och området O om landsvägen ned mot Nästelsjön. I smärre vägskärningar har där observerats sand och grus under lucker morän. Det är där ej fråga om ablationsmorän utan troligen om bildningar av samma natur som huvudlokalens. Observationerna är dock dåliga och endast en ringa del av sedimenten har kunnat observeras.

RÄFFELRIKTNINGAR. Två räffelsystem är kända från trakten, nämligen ett äldre från NNV och ett yngre från S. Därjämte är yngsta, fina repor från NV kända från Nästelsjöns södra del. Sannolikt representerar dessa en sista, svag rörelse i en dödismassa i området mellan Ljungan och Ljusnan V om den här aktuella trakten (jfr s. 12).

TOLKNINGAR. För en tolkning av lokalerna kring Äldån som subglacialt bildade talar främst den närbelägna, otvetydiga ablationsmoränen.

För en tolkning av lagerföljden såsom uppkommen vid en oscillation av isranden talar bristen på störningar i sedimenten och den till synes ofördärvade ytformen. Sistnämnda indicium kan dock vara endast skenbart och därför vilseledande. Mot förklaringen talar den stora mängden fjällbergarter från NV i moränen. Den är dock ej utslagsgivande. Moränen kan vara redeponerad, eller avsatt av den sista, svaga isrörelsen från NV.

För en interglacial tolkning talar ett möjligt samband med lokalerna kring Storsjöns södra del (s. 130), samt det stora inslaget av bergarter från NV i täckmoränen. Dessa antyder, att även den äldsta isrörelsen passerat över sedimenten — ett visst bevis som dock ingalunda är bärkraftigt (se ovan).

Sambandet med de nordligare lokalerna upp mot Storsjön är möjligen endast

skenbart men ändock värt att observeras. Nivån sammanfaller nämligen väl med de översta terrasserna kring Bergsviken, dvs. den nivå till vilken ett vatten över Storsjöns södra del måste varit dämt. Nivån motsvarar även i stort sett den nuvarande passnivån mellan Storsjön och Ljungan, vid vilken stora delar av dalgången Storsjön—Åsarna och Ljungans lopp därnedan nu är belägna. Berggrunden går i dagen flerstädes kring denna del av Ljungan och passnivån är sannolikt i huvudsak bestämd av en bergtröskel. Jordtäcket kan dock självfallet tänkas ha modifierat nivån.

Om det ovan skisserade sambandet mellan de olika avlagringarna och höjdläget är reellt, skulle en naturlig tolkning av Äldåsedimenten vara, att de tillhör avloppet från den uppdämda södra delen av Storsjön. Då isen vid nedisningens inledningsskede ryckte fram från NV, blockerade den Storsjöns avlopp — eller rättare möjligheten till avlopp genom Indalen. Ett vatten uppdämdes i sjöns södra del, vilket hade sitt avlopp mot Ljungan i söder. I detta vatten avsattes de ovan (s. 130) skildrade sedimenten, medan gruset kring Äldån markerar dess avlopp. Betraktas enbart Äldålokerna ter sig förklaringen alltför spekulativ men övriga observationer ger den ett visst stöd. I sig själv tillåter lokalen inga säkra slutsatser.

De västligaste observationerna vid Äldån ligger för högt för att förklaras så som ovan skisserats. De får därför uppfattas antingen som normala dödisbildningar utan samband med huvudlokalen eller som analoga därmed. I sistnämnda fallet kan de dock ej vara avlagrade av huvudströmmen från norr utan snarast av ett biflöde till denna. Detta tillflöde är att uppfatta som en isälv från en från NV framryckande is i Ljungans och Äldåns dalar, eller kanske rättare som en västligare del av en sammanhängande isfront i NO—SV över Åsarnatrakten.

119. Kvarnsjö

LOKALBESKRIVNING. Med Kvarnsjö avses en rad observationer i smärre vägskärningar O om Kvarnsjöns södra ände, ca 2 km S om Kvarnsjö by (S om Åsarna). Höjdläget av dessa är ej närmare bestämt. Enligt Generalstabskartans höjdsiffror ligger de dock mellan 356 och 381 m ö. h., uppskattningsvis 360 à 370. Blottningarna är små och dåliga och inga närmare undersökningar har företagits. Det förefaller dock som om den som morän uppfattade jordarten i området i viss utsträckning är sedimentartad och visar åsformer, vilket även bekräftas på flygbilder. De ytliga lagren kan därför eventuellt i stället vara helt omlagrade delar av sedimenten. Möjligen är också en lokal med ren mo under 30 cm lucker morän vid missionshuset i Kvarnsjö att jämställa med huvudområdets bildningar.

Övre moränen syns växla i mäktighet från någon dm till minst ett par m. Som nämnts är den i trakten ofta sedimentartad. Blockhalten är låg.

Sedimentserien syns bestå huvudsakligen av ren, grå sand och mo, men troligen förekommer även grus. Mäktigheten är okänd men mer än någon m har ej kunnat observeras.

Undre morän är ej iakttagen.

RÄFFELRIKTNINGARNA överensstämmer med dem som skildrats under "Äldån".

TOLKNINGAR. Den nuvarande kännedomen om lagerföljden tillåter inga tolkningsförsök. Det ligger dock nära till hands att dra en parallell med bildningarna vid Äldån. En rimlig tolkning syns vara, att Kvarnsjösedimenten är avsatta framför en från NV över Kvarnsjö framryckande isfront. Ett delta- eller sandurområde skulle då ha avsatts över hela området Kvarnsjö—Rätansjön—Nästelsjöns sydände. Deltat har sedermera delvis destruerats av den framryckande isen. Ytformerna ger ett visst belägg för en sådan hypotes. Som nämnts framträder på flygbilder terrassformer och antydan till strömrännor flerstädes i området. Till en del tillhör de senglaciala sediment, som delvis täcker trakten, men de tycks förekomma även där ej annat än morän observerats i markytan. Att formerna på detta sätt är delvis bevarade kan tillskrivas närheten till huvudisdelaren i söder.

Skulle tolkningen av Äldåbildningarna visa sig oriktig, saknas allt stöd för ovan skisserade hypotes beträffande Kvarnsjö.

120. Rätan

LOKALBESKRIVNING. Lokalen är ett stort sandtag 400 m S om landsvägen 1,6 km O om Rätans k:a. Sedimenten bildar en flackt välvd rygg ungefär parallell med Ljungan och på en nivå av 360 à 370 m ö. h.

Övre moränen är av traktens normala typ men har ej närmare undersökts. Mäktigheten uppgår endast till ½ à 1 m. Kontakten mot sedimenten är skarp och har karaktär av diskordans.

Sedimentserien domineras av sand. Enstaka grusbankar finns i denna och på ca 4 m djup en 30 cm mäktig bank av skiktad mjäla med enstaka stenar. Även tunna moräninlagringar förekommer i sanden. Sedimentens totala mäktighet uppgår till minst 6 m.

I stort sett är sedimenten ostörda av tryck, men deformationer förekommer, som anger tryck från NV. I skärningens västra del är sanden uppdelad av sprickor i rombmönster av likartad typ som vid Fjäl (s. 54).

Undre morän är ej observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR. Lokalen ligger mycket nära det östliga isdelarläget. Räfflor från både NV och SO förekommer i trakten. De sydostliga torde vara yngre. Därjämte finns tecken som tyder på, att den yngsta isrörelsen gjort en medsolsvridning, så att isrörelsen över området i slutskedet kommit från SO, därefter från S och slutligen från SSV. Närheten till isdelaren gör det dock osäkert om sådana iakttagelser har principiell innebörd.

TOLKNINGAR. Lokalen tillåter inga säkra tolkningsförsök. Inga tecken finns som tyder på en hög ålder av sedimenten, men ett samband med sedimenten kring Storsjöns sydände är ej uteslutet. Sedimenten vid Rätan skulle i så fall

markera ett avlopp längs Ljungans dal från det isdämda vattnet i Storsjöbassängens södra del. Nivån förefaller dock väl hög för en sådan tolkning. Ett indicium för denna är emellertid tryckdeformationerna, som närmast antyder samband med den äldre isrörelsen från NV.

Man kan dock även tänka sig sedimenten deponerade av subglacialt eller lateralt smältvatten, som från kvardröjande is i Rätansjöns sänka dränerats längs Ljungans dal. De obetydliga tryckdeformationerna kan ha uppkommit helt lokalt, kanske genom sättningsrörelser invid en iskant, och behöver ej markera rörelser inom en ismassa.

121. Bruksvallarna

LOKALBESKRIVNING. Lokalen är belägen i Ljusnans dalgång, högt uppe på östra dalsidan vid vägen från Bruksvallarna mot Mittåkläppen, 2,5 km från dennas början. Höjdläget är ej bestämt men kan uppskattas till 780 à 800 m ö. h. I en vägskärning har där observerats morän på grusiga till sandiga sediment, som bildar en terrassliknande avsats. Vissa tecken tyder på, att en likartad lagerföljd förekommer även på motsatta dalsidan.

Övre moränen är i skärningen 120 cm mäktig. Den är moig—grusig och syns bestå enbart av traktens fjällskiffrar. I moränen förekommer sliror av grus och sand.

Sedimentserien utgörs av enbart grus och sand med dålig sortering och otydlig skiktning. Kontakten mot moränen är dock skarp. Även gruset förefaller att bestå endast av traktens egna bergarter. Dess mäktighet är minst 130 cm.

Undre morän är ej iakttagen.

RÄFFELRIKTNINGAR. Den enda kända räffelriktningen i trakten är från O à OSO. I omgivande fjällområden förekommer dock äldre räfflor från NV, varför en dylik isrörelse även torde ha berört det här aktuella området.

TOLKNINGAR. Lokalen tillåter inga säkra tolkningsförsök. Inga tecken, såsom störningar i sedimenten eller skiljaktigheter i bergartssammansättningen, tyder dock på att sedimenten skulle vara interglaciala eller bildade vid en isoscillation. Rimligast är att anta, att de avsatts invid randen av en istunga i Ljusnans dal. Lokalen är då närmast att beteckna som lateralterrass med ablationsmoränens inre byggnad.

122. Tännäs

G. Lundqvist (1943, s. 114) anför följande uppgift: "I Härjedalen S om Tännäs, N om landsvägsbron över Tännån har jag sett följande moränskärning.

A. c:a 1 m moig morän, rik på små kantiga stenar.

B. c:a 1 m sand, stålgrå, skiktad, mitt i ett rostlager.

C. 2 m + stålgrå, stenrik, bankad morän med skikten stupande mot Ö."

Han uppger vidare att lagerföljdstypen är "ej så ovanlig i dessa trakter."

Vid länskarteringen har lokalen ej återfunnits, varför det är möjligt, att sedimenten representerar en helt lokal, subglacialt avsatt bildning. Möjligheten att de skall jämställas med sedimenten vid Lossen (s. 175) är dock ej utesluten men i övrigt tillåter lokalen inga slutsatser.

123. Övre Grundsjön

LOKALBESKRIVNING. Enligt material från borrningar företagna i samband med regleringen av Öv. Grundsjön, vilket ställts till förfogande av Ljusnans o. Voxnans regleringsförening, förekommer morän på sediment kring sjöns utlopp. De submoräna sedimenten tycks vara begränsade till en smal zon kring avloppsälven med en total bredd av ca 200 m. Därjämte förekommer sådana bildningar lokalt vid sjöns sydöstra lilla vik, ca 500 m NO om huvudlokalen. Markytan i det aktuella området ligger mellan 640 och 646 m ö. h.

Övre moränen är av traktens normala grusig—moiga typ. Dess mäktighet kan uppgå till 10 m men är vanligen mindre.

Sedimentserien kan nå en total mäktighet av minst 37 m. De övre delarna är steniga och grusiga, medan särskilt de understa 10 m är ren sand, mo och mjäla. Där bottnen nåtts, visar det sig dock att ett tunt bottenskikt är grusigt och stenigt.

Undre morän är ej med säkerhet konstaterad vid borrningarna. Troligen vilar sedimenten direkt på bergbottnen.

RÄFFELRIKTNINGAR. Den enda kända räffelriktningen är från SO. I analogi med omgivande trakter måste dock en äldre isrörelse från NV berört området.

TOLKNINGAR. Då varken bergartsmaterialet i lagerföljden eller dess inre struktur är kända, tillåter lokalen ingen säker tolkning. Inga tecken finns som tyder på att det rör sig om interglaciala sediment eller en oscillationslagerföljd. I brist på sådana indicier ligger det kanske närmast till hands att anta, att sedimenten tillhör ett äldre avlopp från Öv. Grundsjön. Detta kan ha varit subglacialt, om än sedimentens mäktighet och finkornighet gör det mindre sannolikt. Mera troligt är då, att sedimenten avsatts framför den i nedisningens inledningsfas från NV framryckande isen, vilken sedermera överskridit dem. För en sådan tolkning talar den uppåt tilltagande kornstorleken samt en så vitt känt stor likhet med senglaciala finsediment från andra älvdalar, avsatta framför den retirerande isen. Sådana har vid borrningsarbeten iakttagits i Klarälvsdalen (J. Lundqvist 1957, s. 7), ovan HK vid Västerdalälven och på andra håll. Enligt denna tolkning är de submoräna sedimenten vid Öv. Grundsjön analoga med t. ex. dem S om Storsjön (s. 130). Endast läget i terrängen skiljer dem åt. De sistnämnda är avsatta i en isdämd sjö, vilket sannolikt ej är fallet vid Grundsjön. Där har sedimentationen skett i rinnande vatten eller i en normal insjö. Äldre avlagringar kan före nedisningen ha dämt området till en annan nivå än den nuvarande.

124. Nedre Grundsjön

LOKALBESKRIVNING. Resultat från borrningsarbeten vid Ned. Grundsjöns utlopp har ställts till förfogande av Ljusnans o. Voxnans regleringsförening. Dessa ger vid handen, att det på utloppets södra sida föreligger sediment mellan moränbäddar. Markytan på platsen ligger i utloppet på en nivå av 630 m ö. h. och den översta kända punkten med submoräna sediment på 640 m. Sedimentserien når dock ej högre än 628 m ö. h.

Övre moränen är av normal sandig—moig typ. Dess största kända mäktighet på sedimenten är 5 m men tunnare sediment, vilka troligen är samhöriga med den egentliga sedimentserien, förekommer i närheten under mäktigare morän (15 m).

Sedimentseriens största mäktighet uppgår till ca 10 m. Materialet är övervägande grovmo och finmo. Tunnare sediment förekommer, vilka troligen har samband med den mäktigare lagerföljden. Mäktigheten i dessa partier är endast 1 à 2 m. Därjämte förekommer mäktigare grusiga avlagringar, vilkas sedimentnatur dock är mera oviss.

Undre moränen är tunn. Där de ovanliggande lagrens sedimentnatur är klar, uppgår moränbäddens mäktighet till ca 2 m. Materialet förefaller att vara grusigare än i den övre moränen.

RÄFFELRIKTNINGAR. Se Öv. Grundsjön.

TOLKNINGAR. Lokalen i sig själv tillåter ingen säker tolkning, men bildningssättet kan med all sannolikhet antas vara detsamma som vid Öv. Grundsjön, vartill hänvisas.

125. Lossen

LOKALBESKRIVNING. Vid undersökningar och arbeten för Lossendammen har det visat sig, att ganska rikligt med sediment förekommer under den ytliga moränen kring Lossens utlopp. Materialet från dessa arbeten har ställts till förfogande av Ljusnans och Voxnans regleringsförening.

Sedimenten är begränsade till själva dalen, i vilken de förekommer dels i den djupaste delen kring Ljusnan, dels och framför allt S om älven. Deras nivå växlar något men i stort sett når sedimenten upp till 540 m ö. h. Sjöns nivå före regleringen var 544,5 m.

Två moränbäddar tycks förekomma rätt allmänt i trakten. Den undre av dessa är mer lokalbetonad än den övre. I stort sett motsvarar den undre moränen den moränbädd, som förekommer under sedimenten. Även ovanpå dessa finns emellertid material som liknar samma morän. Det förefaller som om övergången mellan moränerna ej alltid är skarp och att förhållandena är mer komplicerade än att sedimenten förekommer i gränsskiktet mellan de båda moränbäddarna.

Övre moränen. Den morän som bildar ytlagret i trakten och som utgör den övre bädden, där en klar dubbel morän föreligger, är av normal grusig—sandig—moig typ. Bergarterna i densamma har bestämts dels i grusfraktionen

(tabell 7), dels i det grövre materialet av docent A. Strömberg (tabell 8), vilken haft vänligheten att ställa resultaten till förfogande.

Av tabellerna framgår, att de lokala bergarterna utgör huvuddelen i samtliga fraktioner, eller i runt tal hälften. Bland övriga bergarter, vars ursprung kan fastställas, förekommer sådana från både öster och väster. De västliga bergarterna

TABELL 7.

BERGARTER I GRUSFRAKTIONEN AV ÖVRE MORÄN OCH SUBMORÄNT GRUS VID LOSSEN

Rock types in the gravel fraction of upper till (left) and submorainic gravel at Lossen

	Morän	Grus	Transport från
Ögongnejs	41 %	19 %	Lok.
Kalksten	—	1	Lok.
Diabas	9	—	Lok.
Kvartsit	28	42	?
Porfyrit	1	2	?
Gråvacka	—	1	?
Fjällskiffer	20	33	V
Amfibolit	1	2	V

TABELL 8.

BERGARTER I OLIKA FRAKTIONER AV MORÄNERNA VID LOSSEN ENLIGT A. STRÖMBERG

Rock types in different fractions of the upper (övre) *and lower* (undre) *till at Lossen*

	Övre morän				Undre morän				Transport från
	200-128 mm	128-64	64-32	32-16	200-128 mm	128-64	64-32	32-16	
Ögongnejs	5 %	10 %	8 %	25 %	28 %	32 %	32 %	33 %	Lok.
"Granit"mylonit	5	10	12	14	57	41	53	55	Lok.
Ottfjällsdiabas	5	14	8	11	—	4	—	5	Lok.
Särvskollans sparagmit	30	36	36	14	10	23	—	—	Lok.
Ulvåbergskvartsit	5	3	—	—	—	—	5	5	Lok.
Röd sparagmit	35	17	4	4	5	—	5	—	O
Vemdalskvartsit	15	7	12	14	—	—	—	—	O?
Grönsten	—	—	—	—	—	—	5	—	?
Skiffrig kvartsit	—	—	12	14	—	—	—	—	?
Fjällskiffer	—	3	4	4	—	—	—	5	V
Tännäskomplexen	—	—	4	—	—	—	—	—	V
Antal räkn.	20 st	29	25	28	21	22	19	22	

dominerar över de ostliga i de finare fraktionerna, medan i de grövsta ostligt material alltmer tar överhand.

Karakteristiskt för block- och stenmaterialet är att det är mera rundat än den undre moränens. Orsaken kan delvis ligga i bergarterna men en bidragande faktor kan tänkas vara längre transportsträcka, eventuellt med flera isrörelser, för den övre moränen.

Som redan antytts, blir även den morän som direkt vilar på sedimenten på något djup ibland ställvis rätt lik den som nedan beskrivs som "undre morän".

Den totala mäktigheten av moränen ovanpå sedimenten varierar mycket. Lokalt är den inte mer än någon meter, men 10 m torde vara en ganska vanlig mäktighet.

S e d i m e n t s e r i e n domineras av mo, som ofta är ganska mjälig, och t. o. m. övergår i renare mjäla. Grovt grus förekommer ställvis och är i de övre delarna vanligt. Karakteristiskt för sedimenten är att de ej bildar en enhetlig bädd utan uppträder i starkt flikiga och oregelbundna massor (fig. 48). Trots

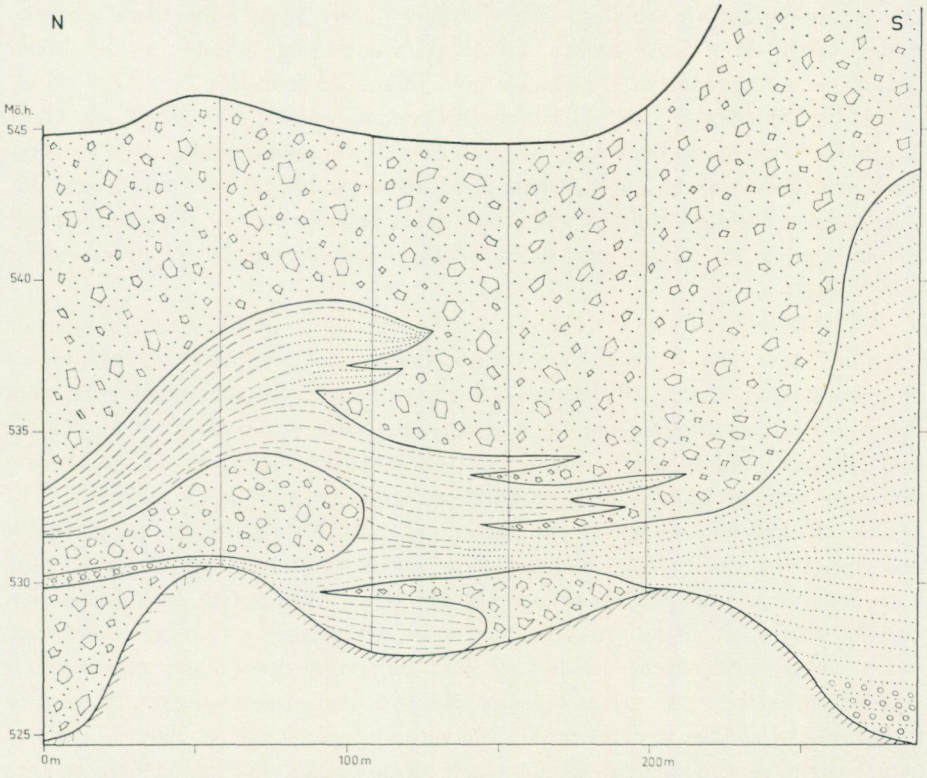


Fig. 48. Borrad sektion genom submoräna sediment vid Lossen. Lagren med blocksymboler är morän. Ringar, prickar och streck markerar grus, sand resp. mo. Lagerföljden vilar på berg. Materialet har ställts till förfogande av Ljusnans o. Voxnans regleringsförening. *Drilled section through submorainic sediments at Lossen. The beds with boulder symbols are till. Circles, dots and lines represent gravel, sand and fine sand respectively. These strata rest upon bedrock.*

att borrningar företagits med täta mellanrum, får sambandet mellan sedimenten på olika punkter anses hypotetiskt. Det är sannolikt, att sedimenten delvis bildar isolerade linser. Delvis kan dock oregelbundenheten vara orsakad av veckningar av lagren. Att sådana veckningar verkligen förekommer har konstaterats vid grävningsarbetena.

Att döma av bergarterna i gruset (tabell 7) är detta mer långtransporterat än i moränbäddarna. De lokala bergarterna utgör endast 20 % av massan mot 50—100 % i moränerna. De främmande bergarterna domineras av kvartsiter och fjällskiffrar av västligt eller okänt ursprung. Säkert ostligt material har ej konstaterats.

Undre moränen. Den undre av traktens båda moränbäddar, vilken i stort sett bildar underlag till sedimenten, är till sin typ en ren lokalmorän. Den är stenig och rik på kantiga bergartsfragment men har trots detta en finkornig, nästan mjälig mellanmassa. Bergartsmaterialet domineras helt av i trakten anstående typer (tabell 8). Långtransporterat material utgör en obetydlig andel. Det är att märka, att tabellens siffror bygger på ett mycket litet antal observationer, varför de är högst osäkra. Till följd av det rikliga inslaget av den lokala ögongnejsen är moränens färg ganska mörk, blå- eller grönaktig.

RÄFFELRIKTNINGAR. I trakten förekommer räfflor från VNV och OSO. Någon klar åldersföljd låter sig ej avgöra i det här aktuella området, men i analogi med omgivande trakter kan man anta, att följande ändringar i isrörelsen ägt rum. Den äldsta isrörelsen följde i stort sett dalen från V mot O. Därefter skedde en omläggning till rörelse från OSO. Möjligen har åter en allra yngsta rörelse från V skett.

TOLKNINGAR. Några tecken på att sedimenten skulle vara interglaciala finns knappast. Deras oregelbundna uppträdande i moränen och det faktum, att de ej tycks vara strängt lokaliserade till gränszonen mellan moränbäddarna, talar för att de bildats i nära samband med moränen själv. De veckningar av skikten som iakttagits bör ej heller tolkas som tecken på en hög ålder. De står i god samklang med antagandet av en samtidig avlagring av morän och sediment.

Den rimligaste tolkningen syns därför vara, att båda moränbäddarna tillhör den yngsta isrörelsen. Materialet är delvis transporterat fram och åter med flera isströmmar. De understa delarna har karaktär av lokalmorän. Sedimenten har avsatts subglacialt under en ännu aktiv is. Dräneringen från västligare områden har gått under isen. Det är dock ännu oklart om dräneringen representerar subglaciala avlopp från issjöar i väster eller om den endast avvattnat själva istäcket. Med en sådan hypotes ter sig frånvaron av säkert ostligt material i gruset naturlig. En mindre procent sådant skulle dock mycket väl kunna härröra från omgivande morän. Vidare visar veckningarna i sedimenten, att isen varit aktiv. Det faktum att sedimenten är bundna till sydsidan av dalen, dvs. utsidan av en stor dalkrök, låter sig också bäst förklara av att den sedimentavsättande strömmen runnit fram subglacialt. Med den anförda tolkningen får Lossens moräntäckta

sediment uppfattas som en övergångstyp till den sedimentlinsrika morän som allmänt förekommer längre nedströms Ljusnan, särskilt i Svegtrakten.

126. Hede

LOKALBESKRIVNING. Lokalen utgör ett stort grustag vid landsvägen 2 km O om Hede station. Nivån är ej bestämd men torde ligga omkring 440 m ö. h.

Övre moränen växlar i mäktighet från ¼ till 4 m. Den har ej närmare undersökts men är till kornstorlek och bergartssammansättning av traktens normala typ. Den översta metern är utbildad som en ren linsmorän, nästan av Kalixtyp. Därunder är moränen en kompakt, hård bottenmorän, som i en del av skärningen visade en markant, vertikalt stående skiffrighet.

Sedimentserien utgörs enbart av mäktigt grus av otvetydigt glacifluvial karaktär. Den avskärs uppåt diskordant och med skarp kontakt av täckmoränen. I regel är gruset ej tryckpåverkat men kraftiga omböjningar och uppresta lager har observerats. Närmare undersökningar har ej gjorts.

Undre morän är ej observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR. Två huvudsakliga isrörelseriktningar är kända från trakten, nämligen en äldre från NV och en yngre från SSO. Hos den senare har kraftiga vridningar inom den södra sektorn konstaterats. Räffeliakttagelserna är dock få och det är icke uteslutet, att även en yngre isrörelse från NV ägt rum. I alla händelser tycks NV-riktningen ha varit den väsentligaste för traktens glacialskulptur.

TOLKNINGAR. Något entydigt bidrag till frågan om de submoräna sedimenten lämnar ej lokalen. Den ligger i direkt anslutning till normala senglaciala isälvsavlagringar och det naturligaste vore väl, att direkt jämställa dessa. Den skulle då närmast vara ett lokalt subglacialt bildat parti eller möjligen markera en mindre oscillation. De mycket skarpt avskurna gruslagren och läget i zonen med submoräna sediment, i den bemärkelse termen används i detta arbete, gör dock, att man måste räkna med möjligheten att även Hedelokalen inryms i begreppet.

127. Vemhån

LOKALBESKRIVNING. Under namnet Vemhån sammanfattas observationerna från ett antal skärningar kring samhället i fråga, 1 ½ mil S om Vemdalen. Skärningarna är belägna i två kilometerlånga, flacka kullar med viss utsträckning i NNV—SSO, den ena strax N om Håbergets nu nedlagda station, den andra S intill byn. Höjdläget är omkring 400 m ö. h.

Övre moränen är upp till 1,5 m mäktig, vanligen tunnare. Den är av normal sandig—moig typ men ofta rik på sedimentsliror. Särskilt i sydligaste delen av området får dessa formen av långt utdragna, tunna skikt av sand, mo

eller mjäla (fig. 49). Gränsen mot underliggande sediment, som i norr är mycket skarp, blir därigenom mot söder allt mer flytande.

Moränens blockmaterial har ej närmare undersökts, men bland bergarterna märks grå och röda graniter, porfyr och i liten mängd även Dalasandsten. Det antyder ett sydvästligt ursprung för moränen, vilket är dålig överensstämmelse med de kända isrörelseriktningarna.

Sedimentserien utgörs väsentligen av sand och mo med inlagringar av mjäla. I norra delen av den södra höjden förefaller det som om materialet blir mera grusigt. Ett stort, igenrasat grustag invid Håbergets station tyder på, att också där materialet är grusigt.

Undre morän är ej observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR. Från trakten är räfflor från NNV och SSO kända. Någon åldersrelation har ej kunnat bestämmas, men i analogi med andra trakter kan man förmoda, att den äldsta isrörelsen, och möjligen även en yngsta, varit från NNV.

TOLKNINGAR. Lokalen tillåter inga tolkningsförsök. Det är högst ovisst, om den tillhör de submoräna sedimenten men läget i zonen med sådana motiverar dess omnämnande. Den totala frånvaron av störningar i sedimenten tyder närmast på en subglacial avsättning. En naturlig tolkning, för vilken dock inga bevis föreligger, är att bildningen utgör en övergångstyp till Svegtraktens på



Fig. 49. Skiktad morän vid Vemhån innehållande långt utdragna sedimentlager. — Foto J. Lundqvist 1963.
The till at Vemhån is bedded and contains extensive sediment layers.

sedimentlinser rika morän. Om så är fallet, skulle den på lokalen ifråga vara en senglacial, subglacial bildning. Sådana helt kontinuerliga övergångar mellan sediment med tunt moräntäcke, Kalixpinnmo och annan linsrik morän samt normala sandursediment förekommer på många håll längre ned efter Veman och Liusnan.

Moränens sammansättning tyder på påverkan av båda de kända isrörelserna. En sådan redeponerad morän är ej ofta observerad, men de motståndskraftiga bergarterna är onekligen gynnsamma för uppkomsten av en dylik. Detta är även en tolkning, som är väl förenlig med ovan skisserade tolkning av sedimenten.

128. Turas

LOKALBESKRIVNING. Lokalen utgör en rad vägskärningar vid och O om gården Turas ca 5 km SV Linsell. Nivån är enligt Generalstabskartans höjdsiffra ca 480 m ö. h.

Övre moränen är traktens normala moiga med tunna sedimentsliror. Mäktigheten uppgår till ca 1 m.

Sedimentserien utgörs av minst 1 m, troligen väsentligt mer, av sand —fingrus. Kontakten mot moränen är vågig men skarp. Sedimentens uthållighet i horisontalled är ca 30 m i en och samma skärning men de kommer igen på flera ställen på en sträcka av över 1 km.

Undre morän är ej observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR. Den enda i trakten säkert belagda isrörelsen har kommit från NNV. En äldre rörelse från SO har dock med all sannolikhet även berört området.

TOLKNINGAR. Några tecken som tyder på en hög ålder av sedimenten föreligger ej. Den naturligaste förklaringen torde vara, att de avsatts subglacialt av dräneringen från fjällområdet Glötesvålen—Sätervålen NV om lokalen. Tydliga tecken på en ansenlig subglacial dränering finns i form av talrika skvalrännor, vilka förenar sig till större samlingsrännor på dalbottnarna. Då lokalen är belägen i zonen med submoräna sediment av delvis annan karaktär, bör den dock ej förbigås i diskussionen.

129. Gysen

G. Frödin (1954, s. 132) har omnämnt en lokal vid landsvägen på västra sidan av Gysen, 3 km S om Stångviken. Lagerföljden beskrivs sålunda: "varvig finsand—mellansand av okänd mäktighet (varvens tjocklek ca 0,2 m), överlagrad av ca 2 m typisk morän av nord-nordvästligt ursprung". Nivån torde vara ca 400 m ö. h. Frödin jämställde lokalen med övriga sediment, överskridna av den epiglaciala isen, men framhöll (s. 133) att en dödislagerföljd ej är utesluten.

Två räffelriktningar är kända, nämligen en äldre från ONO och en yngre från NNV—N.

Lokalen tillåter inga närmare tolkningsförsök.

130. Rönnöfors

Vid Landösjöns västra ände, ca 800 m SO om Rönnöfors, har en skärning i sediment, som möjligen är moräntäckta, observerats. Sedimenten är 2—3 m mäktiga och består av sand och mjäla. De visar en något vågig varvighet, och innehåller enstaka block. Uppåt tilltar blockhalten och materialet blir helt moränlikt. Det hela vilar på sandig morän.

Nära sedimentlokalen förekommer äldre räfflor från NO, som skärs av yngre från O. Även det motsatta åldersförhållandet är dock känt från trakten. Isrörelsens variationer syns alltså ha varit komplicerade men rörelsen har alltid kommit från den nordöstra kvadranten.

Hur lokalen skall tolkas är oklart. Sedimenten kan vara subglacialt avsatta. Nivån, ca 325 m ö. h., i relation till de ostligare moräntäckta sedimenten gör dock, att man ej bör bortse från möjligheten av en verklig submorän lagerföljd. Någon närmare tolkning tillåter dock ej lokalen.

131. Landön

Av Gunnar Andersson (1904, s. 329) är följande profil från en grundgrävning i Landö by omnämnd: "Öfverst c. 60 cm. starkt sandig morän (?) med smärre block, därunder 2 m. fin, fullständigt blockfri mjunsand, i sina undre delar tydligt hvarfvig." Iakttagelsen är som synes osäker men stöds av en uppgift av G. Ekström i SGU:s arkiv. Han har iakttagit morän på sand utmed östra sidan av den bäck som genomflyter byn, ungefär halvvägs mellan Landösjön och det stora vägskälet i byn. Nivån torde vara 320 à 325 m ö. h.

Enligt Tunberg (1957, fig. 1) förekommer två räffelriktningar i trakten, nämligen en äldre från O och en yngre från NO.

Lokalen tillåter inga närmare tolkningsförsök. Den kan tänkas ha uppkommit subglacialt. Särskilt med hänsyn till nivån kan den dock ha sitt intresse vid jämförelse med andra lokaler.

132. Åre

LOKALBESKRIVNING. I Statens Järnvägars arkiv föreligger uppgifter om leriga sediment täckta av morän vid linbanan i närheten av trädgränsen ovan Åre. Nivån är ca 750 m ö. h.

Övre moränen beskrivs som lerig och stenig. I övrigt är den ej närmare känd. Den täcks delvis av yngre sediment. Lagerföljden är sådan, att man knappast kan tänka sig skred i senare tid. Däremot finns möjligheten att moränen kan ha glidit ut över sedimenten i samband med de sistnämndas avlagring.

Sedimentserien utgörs i bottnen av upp till 2 ½ m blå fast lera. På denna vilar ställvis tunn, lös, brun, sandig lera. Lokalt kan leran ersättas av sandigare sediment.

Undre morän är ej observerad.

RÄFFELRIKTNINGAR. Den huvudsakliga räffelriktningen är från O à

OSO. Ljungners (1949, s. 62) observationer från Åreskutan ger vid handen, att även en yngre räffelriktning mera från NO gjort sig gällande i trakten.

TOLKNINGAR. Uppgifter från praktiska arbeten kan vara riskabla att använda för vetenskapligt bruk. Det är därför osäkert om beskrivningen verkligen avser sedimentär lera samt om moränen ligger in situ och ej är utgliden. Under förutsättning att sedimenten verkligen är submoräna sådana, kan emellertid lokalen möjligen användas vid de allmänna resonemangen i det följande. I sig själv tillåter den dock inga tolkningsförsök. Den visar endast, att en dämning på hög nivå ägt rum, sannolikt invid randen av en i Åredalen liggande is. De sediment som där avsatts har sedan möjligen överskridits av is. Om detta gäller huvudisen från öster, en hypotetisk äldre is från fjällen i norr eller en oscillation vid sista isens avsmältning, låter sig dock ej avgöra. Mer sannolikt är kanske, att sedimenten avsatts i en mycket liten marginalsjö och blivit täckta av morän, som flutit eller rasat ut från isen.

133. Järpströmmen

Av Kulling (1967) har omnämnts en lokal vid Järpströmmens kraftverk med mäktiga sediment under morän. Nivån är ca 370 m ö. h. Det är något oklart vad som hör till "sedimenten" resp. moränen, varför lagerföljden anförs i sin helhet.

a (överst): 9 m morän med ett par inlagringar, 0,8 resp. 0,5 m mäktiga, av stenig sand och grus. Moränen håller block av östligt ursprung, bl. a. Revsundsgranit och diabas;
b: 0,5 m otydligt varvig, mycket stenrik, lerig jordart;
c: 0,5 m lerig morän;
d: 0,5 m finvarvig lera;
e: ca 0,8 m glacifluvialt grus, sand och mo. Övre delen är delvis varvig.

Denna lagerföljd påminner mycket om en som erhållits vid kärnfolieborrning nära Helgesjön ca 7 km mot SV. Där tolkades leran tveklöst som en subglacial avlagring. Den var helt okonsoliderad och växlingen mellan varvigt och moränartat material ännu kraftigare. Mot bakgrunden av lokalen Järpströmmens läge i en dal parallell med den retirerande senglaciala isfronten (se vidare länsbeskrivningen, SGU, Ca 45, samt J. Lundqvist 1964 a), där säkerligen en subglacial dränering ägt rum, förefaller samma tolkning rimlig även för denna. Emellertid kan man ej utesluta möjligheten av att Kullings (1967) tolkning av sedimenten som interstadiala är korrekt. Något ytterligare bidrag till frågan om de submoräna sedimenten lämnar lokalen ej.

134. Undersåkers k:a

G. Frödin (1913, s. 212) har omnämnt, att han vid Undersåkers k:a iakttagit "Skiktade, mer eller mindre fina sediment, täckta af morän". Ytterligare uppgifter föreligger dock ej och något tolkningsförsök tillåter de kända fakta ej på

denna lokal. Det är sålunda ej uteslutet, att sedimenten är subglacialt avsatta, ej heller att det kan vara en skredlagerföljd.

Räffelriktningarna på platsen är dels från öster, dels en yngre, något nordostligare. Ca ½ mil mot SO har äldre räfflor från NNO observerats.

135. Sylsjön

LOKALBESKRIVNING. Lokalen utgör en bäckravin ca 500 m N om nordändan av Sylsjön. Höjdläget är i runt tal 860 m ö. h.

Övre moränen är 1,5 m mäktig och av traktens normala moig—grusiga, ganska blockfattiga typ.

Sedimentserien utgörs av minst 1 m grovmo. Ingen skiktning eller annan struktur är iakttagen däri.

Undre morän är ej observerad och saknas troligen. Berget går i dagen strax nedan skärningen och om en undre morän överhuvudtaget existerar, måste den vara mycket tunn.

RÄFFELRIKTNINGAR. Den enda kända räffelriktningen är från SO. Det är möjligt men ovisst om den äldre isrörelsen från NV, varpå tecken finns längre mot SO, har berört trakten.

TOLKNINGAR. Lokalen tillåter inga tolkningsförsök. Den kan dock ha intresse sedd i samband med andra moräntäckta sediment vid utloppen från vissa sjöar. Några tecken på en isoscillation eller interglacial ålder på sedimentet saknas helt. Rimligast syns vara att tolka detta som subglacialt bildat, antingen i ett subglacialt utlopp från Sylsjöns sänka eller som en normal ablationsbildning. Talrika sådana bildningar har beskrivits från området kring Sylarna av Mannerfelt (1945).

136. Rossbol och 137. Haga

Då denna uppsats förelåg i korrektur, anträffades på Locknesjöns östra sida, ca 1 km S om Rossbol och vid Haga, två lokaler med 1—3 m lerig morän av nordvästligt ursprung på grus och sand. Sedimenten ger intryck av strandbildningar med bergartsmaterial av nordligt ursprung. Veckningar i dem antyder från NV eller SO riktat tryck. Nivån är ca 338 m ö. h.

På fig. 1 skall dessa lokaler införas vid kartbladsgränsen strax S om lokal 83 och på fig. 50 i överkanten av Lo i Locknesjön. Förekomsterna bör troligen parallelliseras med Storsjöbygdens övriga och antyder ett högre vattenstånd även av den dåtida Locknesjön (jfr s. 127).

TABELL 9.

SAMMANFATTNING AV LOKALERNA

Summary of the localities

Å = ås *esker*
G = grus *gravel*
S = sand *sand*
M = mo *fine sand*
L = lera, mjäla *clay, silt*
Or = organiskt material *organic material*
V = *west*
Ö = *east*
Lk = lokal *local*

Tr = trolig *probable*
Möjl = möjlig *possible*
Om = omöjlig *impossible*
I = interglacial, äldre interstadial *interglacial, early interstadial*
E = epiglacial *epiglacial*
O = oscillation *oscillation*
S = subglacial, iskontakt *subglacial, ice contact*

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Nr *No.*	Lokal *Local name*	Grupp *Group*	Sediment *Sediment*	*Nivå* Level	Övre morän från *Upper till from*	Sediment från *Sediment from*	Undre morän från *Lower till from*	Tolkning *Interpretation*		
								Tr	Möjl	Om
1	Borgadammen		SMG	490				S	OE	I
2	Blomhöjden		SG	500+				S		IEO
3	Lermon		G	370+				S	O	IE
4	Sjulsåsen		Å	320—					SOI	E
5	St. Allvattnet		S	350				S	OE	I
6	Kärrnässjön		Å	300				S		OEI
7	Stortjärn		SM	295				S	OE	I
8	Yxskaftkälen		GS	350				S		OEI
9	Lillviken		G	270						
10	Alanäs	Flå-	GSM		NV				OEI	S
11	Havsnäs	sjön	SML	270	N—NV					
12	Ö. Havsnäs		GSM	270+						
13	Lövberga		M							
14	Hillsand		M							
15	Vedjeberget		S	305+						
16	Höstoppen		GSML	315						
17	Risnäs—Äspnäs		GSML	310	NV	NV	NV?			
18	Äspnäsviken		MS							
19	Bonäset—Sandviken	Ströms	GSML	310	N	NV				
20	Alviken	Vattu-	SM					I	O	ES
21	Alvikens vägskäl	dal	S			NV?				
22	Klövsand		GS(L)	312						
23	Klöva		SM	309						
24	Vägskälsberget		G	300	NV	NV				
25	Strand		GS							

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
26	Strömsund		GSM	291	NV		NV?			
27	Näsviken		ÅGSM		NV—N	NV—N				
28	Ön		S							
29	Tullingsås		S	290—300						
30	Laxsjön—Hotagen		L	330—340					IEO	S
31	Laxviken		GS	340+				S		IEO
32	Ottsjöns V-ände		L?	300—						
33	Ottsjön—Gåxsjön		L?	302—310						
34	Nyland	Gåxsjö-	ÅS	315—320					IEOS	
35	Gåxsjö	området	GSL	300—310						
36	Kvarnbränna		GS	310						
37	Brattåsen		S	340—						
38	Edefors	Hammer-	L?	300+						
39	Björnvadsån	dals-	L?	300—						
40	Espfjärden	trakten	L?	300—						
41	Hissmon		GS	295	N—NV	V—NV		S	IEO	
42	Sveom		GL	270	N—NÖ	N—V			EO	IS
43	Kattstrupeforsen		GSML	260+		N—V	N—V		IO	ES
44	Fjäl		GS	250	NÖ—NV	V	V?	I	EOS	
45	Midskogsforsen		GS	250	NV	V				
46	Näverede		GS	220						
47	Döviken		SL	170—200	NV				IEO	S
48	Ragunda k:a		L	105—110	NV				IEO	S
49	Kånkback		Å	140	NV			S	EO	I
50	Döda fallet		L	130+	NV		NV		IEO	S
51	Bispgården		L	100					IEO	S
52	Näskott		L	350	NÖ		ÖSÖ		EOS	I
53	Dvärsätt		ÅML	300	N—Ö	N—Ö	N—Ö	OS		IE
54	Sandnäset		Å(L)		NNÖ	NV—V		OS	E	I
55	Önsjön		G	355				S	EO	I
56	Kläppe		SMG	297	Lk(Ö)	V?	V?		IEOS	
57	Norderöns N-strand		GM	295						
58	Ålsta	Norder-	G	300	NÖ—SÖ			EO	IS	
59	Jälsta	ön	GM	295						
60	Frösöns NV-udde		ÅM	300	NV—NÖ		NV	IE		OS
61	Västbyn		L	292				IE		OS
62	Bynäset		ÅL	300	N?	NNV	NV	I	E	OS
63	Andersön		ÅML	305	Ö?	N—NV		I		EOS
64	Tanne		GS	365				S	EO	I

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
65	Östberget		GS	395	Ö—N—V?	V				
66	Hornsberg		L(S)	350?	Ö		V			
67	Önet	Frösön	LG	316—325	N			I		EOS
68	Mjälle tegelbr.		SL	310	SÖ		V			
69	Mjälle grustag		GS	325						
70	Bällsta		G	350				S	EO	I
71	Nifsåsens norra grustag		G	356	NV—Ö	NÖ—Ö				
72	Nifsåsens södra grustag		G	356	N—Ö	Ö?				
73	Rannåsens stenbrott	Östersund	L	385	N—Ö		NV—Ö	S	IEO	
74	Rannåsen		G	356	NV—Ö	Ö + NV				
75	Östersund		GS	356	Ö	Ö?	VNV—ÖNÖ			
76	Torvalla		G	350—360				S		IEO
77	Överbyn		ÅML	350	NÖ	NÖ?			IE	OS
78	Vålbackens grustag		Å	310	NV—Ö	N—NV?			IEO	S
79	Vålbacken		L	313+	Ö—N	NV	NV	I		EOS
80	Grytan		Å(L)	320—330	N			I	EO	S
81	Brunflo		L	320—330					I	EOS
82	Ede		GSML	330—	N—Ö					
83	Haxäng		Å	350	N—Ö	NV		I	EO	S
84	Bulägden		GS	320	N—SÖ				IEO	S
85	Kårgärde		L	295					I	EOS
86	Myrviken		GS	300+					IEO	S
87	Häggen		G	327	NV	NV				
88	Gisselåsen		G	359	NV + S?					
89	Kvarnbodarna		G	455	NV + S					
90	Hovermo		GS							
91	Trång, norra		GS	340						
92	Trång, södra		G	350						
93	Galhammar	Storsjöns sydände	GSML	350	NV + S					
94	Vikbäcken		GS	320—330	S + NV?	NV	NV	I		EOS
95	Skanderåsen		GSM	340						
96	Östberg		G	338(400?)	S?					
97	Svenstavik		L	300						
98	Bergsviken		GS	346	N + S	N?				
99	Rörön		GL	355	SÖ?	NV				
100	Sunds tegelbruk		L	315—320	NV + SÖ?					
101	Bränan		G	355						

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
102	Svedje		Å	310	NV				IEOS	
103	Pilgrimstad		GSMOr	311	NV	NV	NV?	I		EOS
104	Fanbyn		G	310—320	NV	Lk		I		EOS
105	Värviken	Revsundstrakten	GS	295—300	NV					
106	Sund		GS	305—307	NV	NV			IEOS	
107	Revsund		GS	303—305	NV					
108	Gällö		L	310	NV	NV			IEOS	
109	Åltjärnsbäcken		SM	308	NV	NV		S	IEO	
110	Löningsberg		GS	400—	NV	NV		S		IEO
111	Sänsjölandet—Lillsjöhögen		Å	275—280	N—NV	N—V		OS	E	I
112	Boggsjö		Å	365				S		IEO
113	Börjesjö		Å	325				S		IEO
114	Röringen		G	280				S		IEO
115	Kälarne		M(L)	290	NV				IEO	S
116	Fångsjöbacken		SG	240	NV			S	IEO	
117	Utansjön		SM	465				S	I	EO
118	Äldån		GS	355—360	NV				IS	EO
119	Kvarnsjö		GSM	360—370					IS	EO
120	Rätan		S	360—370				S	I	EO
121	Bruksvallarna		GS	780—800				S		IEO
122	Tännäs		S					S	I	EO
123	Övre Grundsjön		GSML	640					IS	EO
124	Nedre Grundsjön		M	628					IS	EO
125	Lossen		MSG	540	V + Ö	V	V + Ö	S	I	EO
126	Hede		G	440				S	IO	E
127	Vemhån		SM	400	V			S	O	IE
128	Turas		SG	480				S		IEO
129	Gysen		S	400					S	IEO
130	Rönnöfors		SL	326					S	IEO
131	Landön		S	320—325					IS	EO
132	Åre		L?	750				S	O	IE
133	Järpströmmen		GSL	370	Ö			S	IO	E
134	Undersåkers k:a		S?						S	IEO
135	Sylsjön		M	860				S	O	IE
136	Rossbol		GS	338	NV	N?			IO	ES
137	Haga		G	ca 340	NV				IOS	E

Diskussion och sammanfattning av de olika regionerna

I de föregående beskrivningarna av de enskilda lokalerna har givits tolkningsförslag på grundval av varje lokal eller lokalgrupp för sig, praktiskt taget utan hänsynstagande till omgivande lokaler. Därigenom har en så objektiv tolkning som möjligt kunnat göras. De på denna grundval erhållna tolkningsresultaten sammanfattas i tabell 9. Det är emellertid klart, att för en fullständig utredning av problemen måste lokalerna sättas i samband med varandra, så att en helhetsbild skapas. En sådan kombination av lokaler måste alltid inrymma ett visst mått av subjektivitet, enär möjligheterna till absolut säkra konnektioner är begränsade. Eftersom enskilda, kanske dåligt blottade lokaler kan ge en i viss mån skev och missvisande bild av de geologiska förhållandena, tarvar en konnektion inte blott en viss subjektivitet utan t. o. m. ett bortseende från fakta, vilka kan förmodas vara mindre relevanta. På annat sätt är det knappast möjligt att kombinera lokalerna till en helhetsbild. Det gäller endast att finna den lösning, varmed det största antalet och de mest väsentliga fakta låter sig förena.

Att kombinera vitt skilda lokaler är emellertid alltför vanskligt. Man måste börja med att sammanställa relativt närliggande lokaler, vilka uppträder i viss mån analogt inom samma naturliga region. Först när detta är gjort kan en regional översikt över hela undersökningsområdets utveckling lämnas. På fig. 1 har en sådan indelning i regioner gjorts. De flesta av dessa bildar naturligt avgränsade enheter, medan i några fall spridda, enstaka lokaler sammanförts till mera heterogena regioner. I det följande kommer de olika regionerna att behandlas var för sig, dock så att de bäst kända regionerna diskuteras först, därefter de mindre väl kända med utgångspunkt från resultaten från de förstnämnda.

Storsjöbygden

Med Storsjöbygden avses här hela östra delen av Storsjöns bäcken ovan utloppet och ovan vattendelarna mot Ljungans och Gimåns vattenområden. Inom detta område är en mycket stor del av lokalerna med submoräna sediment belägna. De är koncentrerade till några delar av regionen, främst Östersund—Frösötrakten, Brunfloviken och Storsjöns södra del. Förekomsterna inom dessa delregioner visar mycket stora likheter i fråga om sedimentens utbildning, topografiska läget och moränernas transportriktningar, och är med all säkerhet helt analoga och kan diskuteras tillsammans. Däremot urskiljer man en annan tydlig gruppering i likartade förekomster, vars gränser skär över delregionsgränserna. Dessa tre grupper bör möjligen hållas isär.

Grupp 1 är de talrika förekomster av mäktiga grusförekomster längs dalsidorna och därmed säkerligen nära förbundna mäktiga djupbottensediment nere i dalarna, vilka uppträder på Frösön samt runt Brunfloviken och Storsjöns södra del. Beträffande dessa lokaler har den föregående objektiva genomgången givit vid handen, att de sannolikt härrör från en interglacial eller äldre interstadial. Där överhuvudtaget någon slutsats (28 fall av 34) kunnat dras är detta resultatet. Självfallet finns även en del mindre väl kända lokaler (6 st.), ur vilka inga säkra slutsatser kunnat dras. I två fall har en epiglacial tolkning enligt Frödins hypotes varit en lika sannolik förklaring. I ytterligare några fall (7 st.) har en epiglacial eller oscillationshypotes betraktats som möjlig ehuru inte den mest sannolika. I de flesta fall har alla andra tolkningar än den interglaciala eller interstadiala betraktats som osannolika. Beträffande den epiglaciala tolkningen gäller, att ingen av lokalerna i sig själv kan anföras som indicium till dess förmån. Hypotesens giltighet är helt beroende av andra indicier. Om sådana förefinns, låter sig lokalerna väl inordna i tolkningen. Som skildras på sid. 214 och utförligare i länsbeskrivningen (SGU, Ser. Ca, nr 45) finns emellertid inga sådana bevis. Hypotesens giltighet blir därför beroende av om flera fakta kan förklaras därmed än av andra teorier.

Den utveckling, som de nämnda 28 lokalerna tillsammans indicerar, ter sig sålunda: Vid en första isrörelse avlagrades den undre moränen. Denna isutströmning måste ha kommit från fjällområdet i NV. Inga tecken emotsäger ett sådant antagande. Härefter smälte isen av på ett icke närmare känt sätt. En del av sedimenten skulle väl kunna härröra från denna avsmältningsfas men säkra belägg för ett sådant antagande saknas. Man kan möjligen tänka sig, att den äldsta isen avsmälte som dödis i Storsjöbäckenet, så att sedimentavsättning i större utsträckning förhindrades, åtminstone ovan sjöns nuvarande yta. Ett sådant antagande står i god samklang med den bild av den senglaciala isavsmältningen, som framkommit vid länskarteringen (s. 12). Samtliga de sediment som följer på den undre moränen ger intryck av att ha avsatts framför en framryckande is. Av allt att döma kom även denna isutströmning från fjällområdet. Då denna is ryckte fram över Storsjöns avloppsområde, vilket måste ha varit beläget i samma område som det nutida avloppet, blockerades detta och sjöns nivå steg. Den steg till en nivå som ej är exakt känd. Mycket sannolikt är dock, att den låg i närheten av 360 m, vilket utgör övergränsen för sedimenten på de högst belägna lokalerna (jfr fig. 50). I den sålunda isdämda sjön avsattes glacialsediment i form av varvig lera och mjäla, först en tunnvarvig sådan, sedan med allt mäktigare varv, då isfronten ryckte närmare. Isen bildade lober i de djupare dalsänkorna. Dräneringen från dessa skedde i relativt obetydlig utsträckning som subglacial tunneldränering i dalens djupaste del. Väsentligast var dräneringen mellan lobernas sidor och dalsidorna, vilket står i god samklang med vad som är känt om dräneringen från en is i framryckning (jfr Mannerfelt 1945, s. 15). Närmast iskanten avsattes något grövre sediment, väsentligen finmo. Slutfasen i

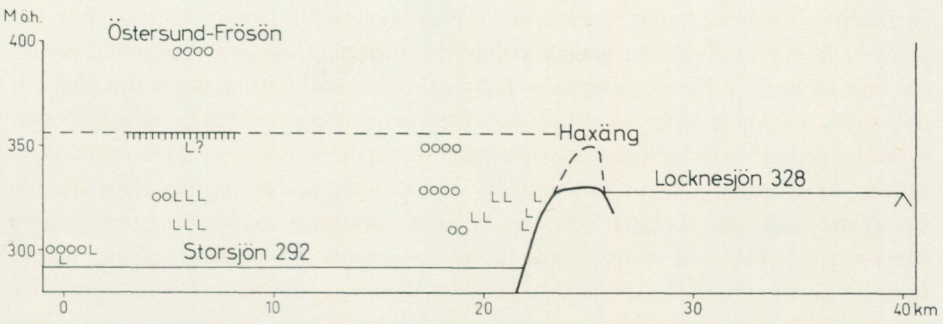


Fig. 50. Längsprofil genom Brunfloviken—Locknesjön, som visar höjdläget av submoränt grus (ringar), mjäla och lera (L) samt passpunkternas läge.
Profile along the Brunflo bay of Lake Storsjön and Lake Locknesjön, showing the positions of submorainic gravel (circles), silt and clay (L) *and the pass levels.*

sedimentationen var, att isälvsgrus och isälvssand deponerades utmed dalsidorna, delvis på de finkorniga sediment som nådde högst upp i sluttningen. Samtidigt nådde isfronten på lägre nivå längre fram över redan avsatta djupbottensediment och åstadkom eventuellt en viss erosion av dessa. De laterala, glacifluviala bildningarna motsvaras alltså av distala finsediment som är belägna längre söderut i dalarna. Finsedimenten ej blott under utan även rakt nedanför isälvsavlagringarna längs sluttningen är alltså äldre än dessa.

Åsbildningarna avsattes i direkt anslutning till isen, kanske t. o. m. under dennas lateralpartier. I stort sett är deras nivå bestämd av den dämda vattenytan, men de kunde även byggas upp över denna. Efter detta stadium överskreds sedimenten av den framryckande isen. Den eroderades sannolikt i viss mån samt pressades och veckades. Den morän som tillfördes var ännu av nordvästligt ursprung, men småningom försköts isdelaren över det här aktuella området till ett läge O därom (s. 11). Sålunda överskreds området även av österifrån kommande is. Under isdelarens förskjutning mot fjällen i nedisningens slutskede vred isrörelsen till ett alltmer nordligt utgångsläge. Denna växling i isrörelsen över sedimenten återspeglas av variationerna i den täckande moränens sammansättning. Den morän som avlastades vid isens slutliga avsmältning har erhållit material från mycket skiftande riktningar. Det är tänkbart ehuru knappast sannolikt, att även de allra sista, lokala isrörelserna inom Storsjöbäckenet något kunnat påverka moränsammansättningen. Rörelserna var kortvariga och annat än helt tillfälligtvis torde de ej ha transporterat material från den fasta berggrunden mot SO över området.

Vad som bestämde nivån av dämningen av Storsjöbäckenet är ej klarlagt. Sedimentens allmänna utbredning antyder, att sjöns avlopp först var beläget i samma trakt som det nuvarande, dvs. gick genom Indalsälvens dalgång. Först när detta avlopp blockerades av den norrifrån framryckande isen, avsattes sediment ovan den nutida sjöns nivå. Den isdämda sjön måste haft sitt utlopp

antingen över passet mot Locknesjön (eller eventuellt vid dennas utlopp; jfr s. 184) eller mot Ljungan genom dalen vid Åsarna. Den goda överensstämmelsen i nivå mellan förekomsterna vid Brunfloviken och Storsjöns södra del gör det i och för sig mindre sannolikt, att det varit fråga om två separata issjöar. Å andra sidan tycks sedimentavsättningen fortgått till samma nivå ännu i ett skede, då istungor måste intagit båda dalarna och nödvändigtvis delat issjön. De avlagringar eller bergpartier som orsakat dämningarna har förstörts genom isens erosion. Man kan endast peka på, att sediment upp till nivån ifråga saknas utanför passområdena. Därför måste någon form av dämning ha existerat. En möjlig förklaring, som dock syns alltför spekulativ, är att Haxängsdeltat i själva verket avlagrats redan vid fronten av den retirerande isen vid inledningen av den isfria perioden. Deltat når upp till den erforderliga nivån, men ingenting tyder på, att det ej skulle vara nära samhörigt och analogt med de glacifluviala bildningarna på Brunflovikens sidor. Troligast är att deltat anhopats vid islobens front genom samverkan av de isälvar, som rann fram längs båda dalsidorna. Frågan om Storsjöbäckenets dämning i söder måste därför lämnas öppen.

Om klimat- och växtvärld under det aktuella isfria skedet lämnar sedimenten föga upplysning. Vålbacken indicerar subarktiska eller alpina förhållanden. Det är dock ganska självklart, att sådana måste existerat, då isen ryckte fram över området. Om klimatet under perioden i övrigt känner vi intet med säkerhet. Frågan om en datering av denna lämnas därför t. v. öppen (s. 217).

Det kanske kan tyckas förvånansvärt, att sedimenten ej är fullständigt borterorderade och deformerade, då de överskridits av isen under hela glaciationens huvudfas. Man får emellertid beakta följande fakta:

a) Läget i isdelarregionen torde ha inneburit ett visst skydd. Det är knappast sannolikt, att de horisontella, eroderande rörelserna i ismassan varit lika kraftiga under isdelaren som på längre avstånd därifrån (jfr Wienberg Rasmussen 1963).

b) Det inledningsskede, då isen överskred området från en isdelare i fjällen och erosionsverkan enligt punkt a borde varit relativt stark, var möjligen kortvarigt. En så kraftig invasion över det lägre landet utanför fjällen fordrar sannolikt en kraftig sänkning av glaciationsgränsen. Man har beräknat (Klute 1928), att gränsen på den här aktuella breddgraden sänkts mellan 1.000 och 1.700 m. Det förefaller redan på andra grunder rimligt att anta, att nedpressningen av glaciationsgränsen skedde på ett tidigt stadium av nedisningen. Antagandet finner ett visst stöd i de submoräna sedimentens grad av bevaring. En sådan kraftig sänkning av glaciationsgränsen innebär nämligen, att man ej behöver uppfatta nedisningen av "låglandet" enbart som en invasion av aktiv is från fjällen. Så snart gränsen sänkts nedan fjällens fot, måste is ha börjat bildas även över de lägre områdena därutanför. Ett sådant "autoktont" istäcke kan sannolikt ha verkat skyddande på äldre avlagringar.

c) Den tämligen styva, mjäliga leran har utgjort ett underlag, över vilket isen

gled fram relativt lätt. Den har s. a. s. verkat som ett "smörjmedel". Dess övre del har visserligen blivit destruerad och delvis moränbemängd, men djupare delar har i stort sett skyddats.

Inget av dessa tre förhållanden är tillräckligt för att förklara att sedimenten förblivit så intakta som de är. Deras sammanlagda effekt har emellertid varit betydande. Sedimentens karaktär, till stor del betingad av landskapets storformer, dvs. Storsjöbäckenet, samt läget invid den viktigaste isdelarzonen kan således förklara, varför just i denna trakt så gamla sedimentförekomster blivit bevarade.

Grupp 2 utgör Östersundstraktens mer eller mindre terrassartade bildningar på en nivå mellan 350 och 360 m ö. h. De förekommer framför allt i och nära NO om staden men även något N och S därom, V om Brunfloviken och på Frösön. Samtliga har i det föregående tolkats som sannolika iskontaktbildningar, även om andra tolkningsmöjligheter lämnats öppna. Beträffande 3 av de 9 lokalerna har en rent subglacial bildning betraktats som lika sannolik. I 5 fall har en interglacial—interstadial ålder betraktats som möjlig, i övriga fall som osannolik.

Karaktären av iskontaktbildningar för gruppens huvuddel torde vara ganska klar. Ett problem som återstår är dock, invid vilken is bildningen skett. Det kan vara den senglaciala isen eller någon av isarna vid början eller slutet av det ovan skildrade isfria skedet. För det sistnämnda alternativet talar den nära samstämmigheten mellan lokalernas nivå och den allmänna maximinivån för bildningarna i grupp 1. Ett ytterligare indicium för att sedimentationen skett invid den efter det isfria skedet framryckande isen utgör den undre moränens blockmaterial i det enda fall, då det iakttagits. Mot förklaringen talar sedimentens blockmaterial enligt tabellen. En närmare granskning av bergartsuppgifterna på s. 84—109 visar emellertid, att antagandet av att materialet är ostligt vilar på ganska osäker grund. Större delen av materialet är lokalt och intetsägande. Om det övriga råder stor oklarhet. Med mycket stor tvekan kan man därför jämställa terrasserna kring Östersund med grupp 1, dvs. de interglaciala eller interstadiala sedimenten.

Beträffande de övriga fyra lokalerna (Bällsta, Torvalla, Önsjön, Tanne) är osäkerheten ännu större. Skulle de submoräna sedimenten där vara senglaciala, talar detta faktum på grund av likheten i nivå för att även de övriga är senglaciala. Frågan måste dock lämnas öppen. Lokalen Tanne faller genom sin högre nivå och än mer osäkra karaktär utanför ramen och behandlas närmare nedan.

Grupp 3 är ganska heterogen och utgörs av sådana bildningar som i det föregående tolkats som eventuella oscillationslagerföljder. Av de 8 lokalerna har 5 ansetts sannolikt böra tolkas på så sätt. Där överhuvudtaget en tolkning kunnat framläggas, har det åtminstone ansetts möjligt att tillämpa oscillationsteorien. I 3 fall, Norderölokalerna, har en epiglacial tolkning enligt Frödin betraktats

som lika sannolik men även här gäller, att lokalerna i sig själva ej bevisar hypotesen.

Sedimenten på Norderölokalerna kan tänkas bildade subglacialt, men detta räcker troligen ej som förklaring. Även om så är fallet, har sannolikt en senare isrörelse över dem ägt rum. Sedimenten på de övriga lokalerna fordrar öppet vatten under en kortare tid. Eventuellt har dock detta endast intagit sprickor eller hålrum i isen, emedan alla sedimenten tycks ha mycket lokal karaktär. Endast vid Dvärsätt tyder den ej moräntäckta leran (fig. 15) på ett något större fritt vatten under en tid av åtminstone ett 50-tal år.

Trots detta behöver man inte förutsätta, att den eventuella oscillationen inneburit en av reaktivering av isen orsakad framryckning av isfronten. På s. 12 har skildrats, hur i nedisningens slutskede den nord-sydliga isrörelsen över Storsjöbäckenet ersattes av lokala, radiella rörelser inom detta. Det är möjligt, att Storsjöisens förbindelse med det aktiva iscentrum i norr bröts på ett relativt tidigt stadium, därigenom att isen över det högre landet norr om Storsjön blev så tunn, att den ej kunde tjäna som aktiv förbindelselänk mellan de båda områdena. Härtill torde landskapets storformer, orienterade vinkelrätt mot den nord-sydliga isrörelsen, ha bidragit. Isen i Storsjösänkan var vid denna tid ännu mäktig. Då den isolerades från huvudisen, är det tänkbart, att den plötsliga förändringen i tryckförhållanden i isen och av dräneringen åstadkom en viss jämviktsförskjutning, utflytning mot randen av iskroppen, som ej var klimatiskt betingad.

Med en sådan tolkning ter det sig helt naturligt, att bergartsmaterialet i de olika bäddarna är något intetsägande. Samtliga isrörelser kan teoretiskt ha influerat på sammansättningen. Kanske ter sig dock förklaringen alltför spekulativ. Det bör då observeras, att de flesta lokalerna låter sig inordna i den generella tolkningen grundad på grupp 1. Endast i 3 fall, nämligen de närmast Storsjöns utlopp belägna, har en interglacial eller interstadial tolkning betraktats som osannolik. Det betyder dock ej, att den är helt orimlig. Vidare bör beaktas, att lokalerna, med undantag av Rannåsens stenbrott och Dvärsätt, utgör ett stöd för Frödins epiglaciala hypotes. Kan fler indicier erhållas på andra håll vinner teorien i sannolikhet, om än Frödins bild måste korrigeras. Lokalen Kläppe visar då, att ett större område än det av Frödin angivna berörts.

Ett par av lokalerna i grupperna 1 och 2 faller uppenbart utom ramen för de tolkningsförslag, som där angavs. Det gäller Kvarnbodarna och Tanne, vilka ligger på en alltför hög nivå för att parallelliseras med de övriga lokalerna. Beträffande sedimenten på dem båda gäller f. ö., att det är ganska osäkert om de överhuvudtaget skall jämställas med i denna uppsats behandlade submoräna sediment. Båda ger snarast intryck av normala, senglaciala bildningar, vilka tillfälligt kommit att erhålla ett tunt moräntäcke. Sedimenten vid Tanne kan väl tolkas som en normal subglacial åsbildning och beträffande Kvarnbodarna förefaller den

tolkning rimligast, som presenterades av Frödin (1954) för alla de moräntäckta sedimenten kring Storsjöns södra del. Materialet skulle i så fall vara avsatt under randzonen av den i sjöns sänka kvardröjande senglaciala isen av smältvatten, som från dalsidan strömmat ned under denna.

F. ö. gäller om Storsjöområdet, liksom för samtliga regioner, att enskilda lokaler kan vara feltolkade och ej omfattas av den generella hypotes som framläggs. Hypotesen är dock formulerad så, att flesta möjliga lokaler med största sannolikhet skall förklaras av den.

Indalsälvens dalgång nedan Storsjön

De hithörande lokalerna får alla betecknas som svårtolkade, och den följande framställningen är därför ganska hypotetisk. Lokalerna fördelar sig på två naturliga grupper.

Grupp 1 är de huvudsakligen grusiga och sandiga sedimenten uppströms Näverede. Här har endast två lokaler kunnat tolkas med någorlunda grad av sannolikhet. Sedimenten vid Hissmon torde sannolikt utgöra en subglacial, senglacial bildning, jämförbar med de submoräna sediment, som förekommer vid många sjöutlopp t. ex. i Härjedalen (s. 169). Den kan dock möjligen infogas även i andra bilder av utvecklingen. Vid Fjäl, som är den bäst kända lokalen, har sedimenten betecknats som sannolikt interglaciala eller interstadiala.

Det faller sig därför naturligt, att parallellisera hela denna grupp med utvecklingen i Storsjöområdet. Ingen av gruppens lokaler motsäger en sådan tolkning. Den rimligaste förklaringen av gruppen blir då, att den undre moränen avsattes av den tidiga, från fjällen utgående isen. Sedan denna avsmält deponerades sedimenten. Då de är av glacifluvial typ, skedde sedimentationen sannolikt i samband med antingen den äldsta isens recession eller den yngre isens framryckning. Jämförelsen med Storsjöområdet stöder det senare alternativet. Ingenting utesluter f. ö., att sedimenten delvis avsattes subglacialt under denna is. De bildades i varje fall huvudsakligen i glacifluvial miljö. Öppna vatten, selsjöar, kan dock ha existerat i dalen utanför den framryckande isen. I dessa sjöar deponerades finkorniga sediment. Efter sedimentationen täcktes sedimenten av is, vilken berördes av alla de kända isrörelserna.

Grupp 2 är de huvudsakligen leriga sedimenten nedströms Krångede. Samtliga lokaler (härvid bortses helt från Kånkback, som sannolikt är en senglacial iskontaktbildning) är bristfälligt kända. En möjlig förklaring är dock, att sedimenten utgör distalbildningar till de glacifluviala sedimenten i grupp 1. Om så är fallet, förutsätter hypotesen antingen utbredda selsjöar på sträckan Krångede—Bispfors eller att Östersjöns yta hade en nivå, som låg i runt tal 200 m över den nutida. Landytans sänkning under det isfria skedet var alltså av samma storleksordning som den postglaciala landhöjningen. Eventuellt kan havsytan stått ännu högre (jfr Asklund 1936) men inga belägg finns för ett sådant antagande.

Den anförda tolkningen för Indalsälvsregionen är ytterligt osäker. Som framgår av tab. 9 är andra förklaringar till de enskilda lokalerna lika troliga. Tillsammans ger dock lokalerna hypotesen en annan sannolikhet. Om man nämligen försöker tillämpa en epiglacial eller oscillationshypotes, vilken i de enskilda fallen kanske t. o. m. kan te sig mest sannolik, förutsätter detta en aktivitet hos istäcket och rörlighet hos dess front som borde gjort sig märkbar vid de geokronologiska undersökningarna. Då knappast några spår av oscillationer av isranden konstaterats, ter sig de nämnda tolkningsalternativen mindre sannolika.

Området kring Revsundssjön

Kring Revsundssjön upp till Pilgrimstad i norr finns en rad lokaler på nivåer mellan 300 och 310 m ö. h. Härvid bortses helt från lokalen Löningsberg, som ligger väsentligt högre och där sedimentet i det föregående betecknats som en klart subglacial eller marginal bildning. Det finns ingen anledning förmoda, att den är annat än senglacial. Beträffande övriga lokaler är sedimenten vid Pilgrimstad till karaktären klart interstadiala. Åsen vid Svedje kan vara av samma ålder om den är samhörig med Pilgrimstadgruset, vilket förefaller rimligt men ingalunda är bevisat. Funnes icke denna möjlighet skulle man knappast tolka åsen annat än som subglacial, senglacial bildning. De sinsemellan likartade lokaler, som sammanfattas som "Revsundstrakten", är likaledes oklara till sin natur. De är emellertid samtidigt mycket lika Pilgrimstad — om man bortser från de volymmässigt obetydliga inlagringarna av finkorniga, växtförande sediment. Likheten i nivå gör en parallellisering rimlig, men i sig själva är lokalerna intetsägande, varför riktigheten av den följande tolkningen helt är avhängig av det befogade i parallelliseringen. Lokalen Gällö är bristfälligt känd men låter sig inordna i helhetsbilden trots att den uppgivna nivån, 310 m ö. h., förefaller väl hög för ett djupbottensediment. Vad beträffar Fanbyn, så är det tämligen klart, att vittringsgruset måste uppkommit under en längre, isfri period. Jämförelse med områden utanför Jämtland ger vid handen att vittringen sannolikt är preglacial. Thorslunds (1953) observation av vittringsgrus under den äldre NV-moränen vid Brunflo (här fig. 51) visar klart, att vittringen under alla omständigheter är äldre än den utveckling, som skildras i denna uppsats. Däremot finns ingen möjlighet att bestämma vid vilken tid grusets omlagring skett. Likheten i nivå med övriga lokaler i Revsundsområdet gör en parallellisering med dem möjlig, men den måste betraktas som högst hypotetisk.

Den utveckling, som främst Pilgrimstad indicerar, skisserades på s. 157. Mot bakgrunden av övriga submoräna sediment i trakten och de ovan skildrade kan den kanske modifieras sålunda:

En äldsta isrörelse från NV deponerade en undre morän. Då denna is reti-rerade, avsattes först som glacifluvial marginalbildning granitsanden genom omlagring av vittringsmaterial från den omedelbara närheten. En sådan sedimentationsmiljö kan förklara de divergerande meningarna om lagerstupningen. Då det

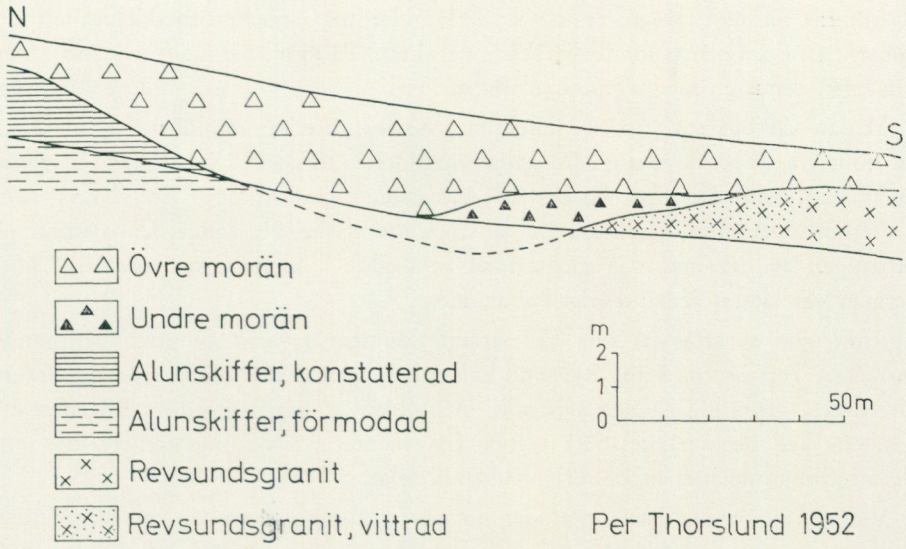


Fig. 51. Sektion genom två moränbäddar och underliggande häll av vittrad Revsundsgranit vid Brunfloviken nedan Brunflo. — Uppmätt av P. Thorslund 1952.

Section through two till beds covering outcrops of weathered Revsund granite at Brunflo.

stratigrafiska förhållandet mellan den undre moränen och granitsanden ej är utrett, kan möjligen depositionen skett i omvänd ordning. Moränen kan i så fall ej underlagra sanden. Sedan isen retirerat längre mot NV avsattes kambrosilurgruset som extramarginal bildning. Materialet härrörde alltså från isen i NV. Sedimentationen skedde i ett öppet vatten, en "Fornrevsundssjö", på en nivå av 310 m ö. h. eller något däröver. I denna sjö avsattes lera på längre avstånd från det av glacigent smältvatten beroende tilloppet. Sedimentationen i Pilgrimstad-området växlade, kanske beroende på att strömmen under en tid hade ett ostligare lopp, kanske på grund av växlingar i vattenföringen. Under ett sådant lokalt lugnare skede avsattes det av subarktiska fossil präglade varviga och leriga sedimentet.

Efter det att den glacifluviala sedimentationen upphört genom att isfronten retirerat åtminstone långt upp i Storsjöbäckenet, avsattes i sjön den övre växtförande sedimentserien. Vid sedimentationens början skedde blekeutfällning ute i sjön. Inemot stranden blev detta uppblandat med minerogent material. Blekesedimentationen ersattes sedermera av bildning av gyttja. Denna är snarast en grovdetritusgyttja med stark inblandning av minerogent material och rik på växtrester. Avsättningen skedde säkerligen ganska nära stranden. Den uppåt tilltagande mohalten kan tolkas som en utbyggnad av de distala strandsedimenten. Sedimentationsmiljön var alltså en vidsträckt, klar insjö, vars vatten i viss mån präglades av tillrinning från kambrosilurområdet i NV. Det var därför relativt rikt på kalk och eventuellt andra salter. Klimatet under det isfria skedet

diskuteras närmare längre fram (s. 220). Här må endast förutskickas, att en subarktisk flora och fauna förhärskade i trakten. På ej alltför långt avstånd (mot kusten?) fanns en mer tempererad flora.

Medan de översta litoralsedimenten avsattes, skedde möjligen en sänkning av sjöns yta, så att de strandnära sedimenten delvis torrlades. Sänkningen behöver ej ha varit stor. Den kan ha berott på erosion i sjöns utlopp. En viss vittring av sedimenten kunde äga rum. Det är dock att märka, att enligt denna tolkning vittringen av det undre grusmaterialet ej skedde i dettas nuvarande läge. Materialet var vittrat redan då det omlagrades.

Runt sjön avsattes på sina håll strandbildningar i form av grus- och sandterrasser. Terrasserna kring Revsund kan delvis vara sådana bildningar, om än en alternativ förklaring är lika sannolik. Att nivån är något lägre än Pilgrimstadlokalens kan bero på dels att terrasserna markerar sänkningsstadiet, dels att de nu synliga delarna utgör relativt distala delar.

Vid slutet av den isfria perioden rådde ett subarktiskt eller arktiskt klimat med omfattande tjälbildning, sannolikt permafrost. Isen utbredde sig på nytt från NV. Den laterala dräneringen från den istunga, som ryckte fram längs Brunfloviken—Locknesjön avlänkades på ett naturligt sätt genom den något östligare dal, där nu järnvägen och E 75 går fram. Där denna extramarginala isälv mynnade i den interstadiala Revsundssjön vid Pilgrimstad pålagrades sand på de växtförande sedimenten. Ett delta utbyggdes i dalens förträngning vid Revsund, då isfronten nådde dit. Längre ut i sjön avsattes lera av minerogent, glacigent material. Lokalen Gällö antyder, liksom den högsta nivån för Pilgrimstadsterrassen, att vattenståndet i detta skede åter höjdes, kanske genom den starkt ökade glaciala vattentillförseln. Förklaringen behöver dock inte vara den. Pilgrimstadgruset kan möjligen ha avsatts delvis supraakvatisk och Gällöleran kan lika väl härröra från recessionen av den äldsta isen.

Det omlagrade vittringsgruset vid Fanbyn kan möjligen även representera en strandbildning, men sannolikt skedde omlagringen av lokala isälvar, då isfronten nått området. Kanjonbildningen i anslutning till gruset indicerar en sådan glacifluvial aktivitet. Dock finns inget belägg för dess ålder. Den kan väl vara senglacial, om än erosionsformernas dimensioner ter sig överraskande stora i förhållande till de mycket sporadiska, säkert senglaciala glacifluviala sedimenten.

Spår av den glacifluviala dräneringen från det skede, då isfronten nådde den aktuella regionen, kan möjligen vara åsen vid lokalen Svedje. Detta antagande är dock ytterst tvivelaktigt.

Slutligen överskred isen områdets sediment från NV. Visserligen försköts isdelaren över regionen till ett läge något SO därom men detta framgår knappast av moränsammansättningen. I moränen fanns hela tiden en viss mängd kambrosilurmaterial som förts fram och åter en kort sträcka med de olika isrörelserna. Moränen har därför betecknats som nordvästlig. Dock skiljer sig ej det från

SO kommande granitmaterialet från sådant som kommit från NV. En betydande del av moränens urbergsmaterial kan därför i själva verket ha kommit från SO.

Då slutligen isen i senglacial tid definitivt avsmälte, isolerades sannolikt en ismassa i Revsundssjöns m. fl. bassänger. En sådan mekanik syns ha varit den normala i hela denna del av Jämtland. De moräntäckta grusterrasserna kring Revsund kan tänkas vara iskontaktbildningar avsatta vid en sådan ismassa och på en nivå som bestämts av en och samma passpunkt. Konnektionen med Pilgrimstad är osäker, men likheten mellan denna och lokalen Revsund samt likheten i nivå gör den ovan anförda tolkningen mer sannolik.

Ströms Vattudal

Lokalerna utmed Ströms Vattudal nedan Bågedeforsen bildar en så sammanhängande enhet, att de redan i lokalbeskrivningarna diskuterats sammanslagna. Härtill kommer endast den i sig själv helt intetsägande lokalen Tullingsås, vilken med viss sannolikhet kan antas höra samman med de nordligare. En kort rekapitulation av den på s. 43 anförda tolkningen torde därför vara tillfyllest.

Den äldsta isrörelsen i området följde Vattudalen från fjällen i NV. Efter avlagringen av en föga känd undre morän retirerade isen åter mot NV. Dess front mynnade i ett öppet vatten som intog dalen till en nivå av uppskattningsvis uppåt 25 m över nuvarande vattenyta. På moränen avsattes först grusigt material av isälvar från NV, varvid det undre gruset vid Sandviken avlagrades. Allteftersom isfronten retirerade mot NV, avsattes successivt finare distalmaterial, först sand, sedan varvig lera. Lerans lagerföljd är visserligen störd, men varvserierna ger intryck av att representera en lagerföljd och ett tidsavsnitt jämförbart med de senglaciala. Från det åtminstone inom området isfria skede som följde, härstammar sanden mellan de olika lerbäddarna i Sandviken. Den kan tolkas som ett normalt strandsediment. Under den isfria perioden var klimatet möjligen subarktiskt. Det var tillräckligt tempererat för att möjliggöra förekomst av en och ren, men huruvida det tidvis var ännu varmare är ej bekant. Sannolikt härstammar även mammuten från Ramsele (Sandegren 1950) från detta skede.

Vid en förnyad isframstöt från NV avsattes först ytterligare distala glacialsediment, den övre varviga leran vid Sandviken samt vid Höstoppen. Leran kan ha fyllt eller åtminstone grundat upp Vattudalen men härom är intet känt. Om så var fallet eroderades leran i dalens centrala del bort av den framryckande isloben. Dräneringen från denna skedde lateralt (jfr förhållandena vid Brunfloviken, s. 190). Leran omedelbart framför isen blev därför överlagrad och i någon mån skyddad av mer proximala isälvsavlagringar och kunde därför ställvis bevaras utmed dalsidorna. Det laterala smältvattnet deponerade slutligen normala isälvssediment längs isloben, mellan denna och dalsidorna. Vattendrag, vilka från dalsidorna rann ned mot isen, dvs. Vattudalens biflöden, bidrog till sedimentationen, där dräneringsförhållandena var gynnsamma. Med den beskrivna sedimentationsmekaniken bildades vidsträckta lateralterrasser vilka, då isen

tillväxte och fyllde ut hela dalen, blev täckta av en övre morän. I dalens förträngning vid Strömsund bildade troligen mäktigare isälvsavlagringar en randterrass, jämförbar med deltana vid Haxäng (s. 125) och Revsund (s. 160). Det är ej helt otänkbart, att denna eller en därmed jämförbar israndbildning orsakat dämningen av Vattudalen till en nivå högre än den nutida, men inga belägg finns för ett sådant antagande. Den mot djupet avtagande kornstorleken i de kända bildningarna och deras relativt goda bevaringsgrad talar knappast för att några av de nu befintliga skulle ha en så hög ålder. Det högre vattenståndet, eller rättare våra dagars lägre vattenyta, kan i stället ha sin grund i glacial och fluviatil erosion i avloppsområdet.

Sedimentserien måste även ha överskridits av isrörelser från den östligare isdelaren, dvs. från NO. Några bevis härför har ej iakttagits i den övre moränen, vilket kan förklaras av dels de relativt indifferenta bergarterna, dels av att områdets yngsta isrörelse kommit från NV.

Den yngsta, nordvästliga isrörelsen stagnerade möjligen medan dalen ännu var isfylld. Några säkra spår efter senglacial aktiv is finns knappast. Som tidigare nämnts (s. 13) avsmälte isen i norra Jämtland i stora drag som dödis. Detta kan bl. a. gälla för Ströms Vattudal, ett faktum som kan vara en bidragande orsak till förekomsten av submoräna sediment i relativt oskyddade lägen inom stora delar av regionen.

Storåregionen i Centraljämtland

Kärnan i denna ganska heterogena region utgörs av lokalerna kring Storån i Gåxsjötrakten. Vidare hör dit lokalerna kring Ottsjön, kring sjösystemet vid Hammerdal samt kring Laxsjö. Av dessa lokaler torde sedimenten vid Laxviken vara en senglacial iskontaktbildning. Det finns ingen anledning att anta ett annat bildningssätt och lokalen är till läget ej särskilt lik regionens övriga. Vidare torde med säkerhet sedimenten vid Brattåsen kunna tolkas på samma sätt.

Regionens övriga lokaler är ytterst bristfälligt kända. På den bäst kända (Nyland) ger sedimenten närmast intryck av att vara gamla bildningar, pressade och kompakterade av istryck, men intrycket är subjektivt och säkra belägg för tolkningen saknas. Då emellertid ett isfritt skede, föregånget och åtföljt av isutströmning från NV, konstaterats inom Indalsälvens och Faxälvens vattensystem, ligger det nära till hands att anta, att vissa bildningar i mellanliggande område härrör från samma skede. Det är helt naturligt, att sedimenten där blir mer obetydliga och i större utsträckning får karaktär av glacifluviala bildningar. Området är nämligen flackt och markerade dalstråk med stora älvar, sådana som de nämnda, saknas.

Inom det aktuella området har alltså med en viss sannolikhet en uppdämning av dalstråken analog med dem i Ströms Vattudal och Storsjöbäckenet ägt rum under det diskuterade isfria skedet. Lokalerna kring Ottsjön antyder en vatten-

yta av uppåt 320 m ö. h., vilket innebär en höjning med ca 10 m jämfört med nutida förhållanden. Nedan Hammerdal märks däremot inga tecken på väsentligt högre vattenstånd. Man kan spekulera över flera möjligheter till dämning ovan Hammerdal men alla sådana tolkningsförsök blir självfallet ytterst hypotetiska. Sålunda kan man tänka sig en större dämning i Sikåstrakten, eller bättre, att glacial och fluviatil erosion sänkt dalbottnen där med ca 10 m efter sedimentens avsättning. Dock kan samtliga sediment utanför pasströskeln vid Gåxsjöns utlopp tolkas som normala isälvssediment, avsatta längs ett vattendrag och utan samband med någon dämning. Dämningen skulle enligt detta kunna tänkas ha omfattat endast området uppströms nämnda pasströskel, dvs. Gåxsjöns och Ottsjöns sänka. Ett sådant antagande ger kanske en viss analogi med dämningarna vid Brunfloviken, Revsund och Strömsund.

Lokalen mellan Laxsjön och Hotagen ligger på en väsentligt högre nivå och utan samband med de övriga. Den förutsätter emellertid ej en tidigare högre dämning än den nutida. En sjö på ungefär Laxsjöns nutida nivå, vari den submoräna leran avsatts, torde vara en tillräcklig förutsättning.

Med någon sannolikhet kan man enligt ovanstående kanske parallellisera den aktuella regionen med de omgivande. Man får emellertid ej bortse från ett helt annat alternativ. Området i sin helhet är flackt. Att döma av utbredda dödisformer i moränen avsmälte den senglaciala isen som dödis. Vidare förekom i området en viss uppdämning i senglacial tid av den s. k. Hammerdalsissjön (Roos 1956; J. Lundqvist 1959, s. 6). Det är därför icke otänkbart, att de submoräna sedimenten bildats i och under en stagnerande is i ett dämt område, analogt med bildningen av Kalixpinnmo och likartade bildningar i andra trakter (jfr länsbeskrivningen, SGU, Ser. Ca, nr 45). Mot detta alternativ talar egentligen endast grusets konsolidering vid Nyland (s. 47) och den eventuella leran kring Ottsjön. Båda indicierna får betraktas som svaga.

Osäkerheten är sålunda stor beträffande Storåregionen. Längre än till de anförda tolkningsförsöken kan man dock knappast komma på grundval av nu kända fakta.

Flåsjöområdet

Lokalerna kring Flåsjön bildar en enhetlig men föga känd grupp. Gavelins (1910, s. 30) tidigare anförda parallellisering med Storsjöområdet och Ströms Vattudal är emellertid plausibel. De med all säkerhet regionala variationerna i istäckets utbredning och det isfria skedet måste ha berört även Flåsjöområdet. Det är därför ej överraskande, om avlagringar avsatta under likartade betingelser kan anträffas även där. Den utveckling som antyds är alltså den följande. Då intet är känt om stratigrafin i de moräntäckta sedimenten är det dock ej klart, från vilka stadier de olika sedimenten härrör.

Innan en isrörelse från NV berörde trakten, avsattes sediment i Flåsjöns dal, som då var dämd till minst 270 m ö. h. Sedimentlokalernas utbredning även norr

om det nuvarande utloppet antyder, att detta var spärrat. Den dåtida sjön hade sitt utlopp antingen över denna spärr eller mot söder. Sedimenten överskreds sedermera av den från NV framryckande isen. Det förefaller ganska överraskande, att den ostligare isrörelsen ej påverkat den övre moränens sammansättning, men det bör då observeras, att detta gäller generellt om traktens morän. F. ö. grundar sig slutsatserna om den täckande moränens sammansättning mer på allmänna iakttagelser än på studium av just moränen på sedimenten. Det är mycket sannolikt, att det i stor utsträckning är den yngre isrörelsen från NV, som bestämt moränens karaktär.

Som synes är den tolkning som presenterats ovan helt analog med den som är bättre belagd i de sydligare regionerna. På grund av de fåtaliga iakttagelserna blir dock bilden mer fragmentarisk.

Övriga delar av norra Jämtland

Sedan de ovan nämnda regionerna behandlats återstår spridda lokaler i norra Jämtland, varmed här förstås hela landskapet N om Indalsälven nedan Storsjön och O om Hårkan. Undantag utgör endast lokalen Fångsjöbacken, vilken ligger långt från de övriga och har nära samband med lokalerna S om Indalsälven i östra Jämtland. Den behandlas först i nästa avsnitt.

De här aktuella lokalerna utgör en heterogen och spridd grupp. För de flesta gäller, att sedimenten vid närmare studium befunnits sannolikt utgöra senglaciala bildningar, avsatta subglacialt eller som iskontaktbildningar. Lokalerna indicerar överlag dödisavsmältning, snarare än recession av en aktiv, oscillerande isfront. Än mindre finns anledning att infoga dem i en tolkning enligt de principer som angivits för de föregående regionerna.

Undantag i sistnämnda hänseende kan möjligen, ehuru med största tvekan, vara lokalerna Borgadammen och Sjulsåsen. Vid Borgadammen är det icke helt uteslutet, att en utveckling enligt nämnda linje kan ha ägt rum. I så fall indiceras även i Borgasjöns dal ett tidigare högre vattenstånd än det nutida. Oavsett vilken tolkning som är riktig, bör nog Borgadammen parallelliseras med lokalerna vid Ljungan och Ljusnan, vartill hänvisas (s. 203).

Åsen vid Sjulsåsen skulle kunna parallelliseras med sedimenten längre söderut längs Ströms Vattudal. Den får då tolkas som en glacifluvial avlagring bildad av den från NV framryckande isen, framför vilken de övriga sedimenten avsattes. Nivån motsvarar i stort sett samma vattenyta. Det oskyddade läget och åsgrusets karaktär gör en parallellisering med Ljungan—Ljusnanlokalerna trolig även här, om än läget i dalen är väsentligt annorlunda.

Övriga delar av östra Jämtland

På båda sidor om Indalsälven nedan Storsjön finns en del spridda lokaler, vilka ej syns ha något direkt samband med dem i dalen. Liksom den föregående är denna grupp spridd och heterogen. Även här torde det i de flesta fall vara

fråga om subglaciala sediment, i regel glacifluviala sådana. Vid Sänsjölandet—Lillsjöhögen ansågs visserligen (s. 166) en oscillation av isranden vara den mest sannolika tolkningen, men mot bakgrund av ovan anförda tolkning av älvdalens lokaler och avsaknaden av säkra tecken på isoscillationer där, får nog en sådan tolkning betraktas som mindre trolig. En normal, subglacial bildning torde vara den mest sannolika tolkningen, liksom vid lokalerna Boggsjö, Börjesjö och Röringen.

Fångsjöbacken och Kälarne låter sig väl inordna i samma utvecklingsschema som lokalerna längs Indalsälven. Om denna tolkning eller en subglacial bildning skall anses mest sannolik är dock helt oklart. Beträffande Kälarne gäller, att om där verkligen existerar mäktig, submorän lera, bör en förklaring analog med den som tillämpades i Revsundsregionen (s. 196) vara giltig. Uppgifterna om leran är dock osäkra, och om denna skulle visa sig vara en moränlera, är den subglaciala hypotesen mest sannolik.

Ljungan — Äldån

De tre lokalerna Äldån, Kvarnsjö och Utansjön ligger i en relativt enhetlig region men är varandra delvis ganska olika och bristfälligt kända. Sedimenten vid Utansjön och delar av Äldåområdet torde med all sannolikhet vara subglacialt avsatta. Beträffande huvudlokalen Äldån samt Kvarnsjö får ett genetiskt samband med Storsjöområdet anses rimligt, om än den subglaciala tolkningen ej får uteslutas.

Parallelliseringen med Storsjöområdet ger vid handen, att sediment avsatts dels längs Ljungans dal, dels i ett avlopp från Storsjöbäckenet mot söder till Ljungan framför en från NV framryckande is. Beträffande de sistnämnda visar granskningen av lokalerna i Storsjöbäckenet klart, att sådana sediment måste ha bildats. Detta stöder antagandet av att de observerade sedimenten verkligen utgör en del av dessa bildningar. Av parallelliseringen följer direkt, att det tidsavsnitt, under vilket sedimenten avsatts, ej är obetydligt. Några tecken på senglaciala isoscillationer i området, vilka kan sättas i samband med sedimenten, finns ej. Då emellertid den senglaciala utvecklingen vad beträffar dräneringen säkert varit ganska lik det förmodade äldre isfria skedets, är det mycket möjligt, att vissa av de observerade ytformerna (jfr s. 171) ej har samband med de submoräna sedimenten. Ett skenbart samband i fält kan vara enbart geografiskt och ej genetiskt. Ett slutgiltigt svar på frågan kan möjligen mycket ingående detaljstudier ge.

Ljusnans dal

Av lokalerna längs Ljusnan torde Bruksvallarna med säkerhet representera en senglacial iskontaktbildning och Vemhån en likaledes senglacial, subglacial bildning.

Beträffande Grundsjöarna talar en viss sannolikhet (s. 174) för att sedimenten

avsatts framför en från NV framryckande is. Detta måste i så fall ha skett i inledningen av den sista glaciationsperioden, dvs. omedelbart efter det isfria skede, under vilket t. ex. Storsjöbäckenets sediment avsatts. Lokalerna blir därmed direkt jämförbara med dem vid Ljungan—Äldån. Frågan är dock ej slutgiltigt löst. Grundsjölokalerna ligger nära en region, där sediment säkerligen avsatts subglacialt. Denna omständighet talar snarast för, att man t. v. bör betrakta sedimenten på dessa lokaler som senglaciala och subglacialt avsatta. De tidigare anförda skälen mot ett sådant antagande är ej helt bärkraftiga.

Hede och Lossen kan, om man så vill, inordnas i den för huvudregionerna gemensamma tolkningen. Hede är direkt jämförbar med Sjulsåsen och det där anförda tolkningsalternativet (s. 29) kan direkt appliceras. Lossen är i viss mån lik Grundsjöarna, ehuru indicierna för en subglacial sedimentation är starkare.

Övriga delar av västra Jämtland—Härjedalen

De hittills behandlade enhetliga regionerna (dvs. med undantag av de spridda lokalerna i norra och östra Jämtland) är samtliga belägna i en zon i NNO—SSV genom Centraljämtland något V om den ostliga isdelaren. V om denna zon med väldefinierade regioner finns några lokaler spridda från Gysenområdet i norr till Ljusnan i söder. Lokalerna har intet samband med varandra och bildar en föga enhetlig grupp. Gemensamt för dem är dock, att inga indicier finns för att sedimenten utgör annat än senglaciala iskontaktbildningar och subglaciala sediment. Sedimenten vid Rönnöfors kan dock tänkas vara avsatta i en "Fornlandösjö" på högre nivå än den nutida och framför en från NV framryckande is.

Beträffande de övriga lokalerna ter sig en parallellisering med övriga regioner alltför osannolik för att ens betraktas som ett möjligt alternativ. I stället gäller om dessa, liksom för Rönnöfors, att de låter sig väl inordna i den allmänna bilden av den senglaciala dräneringsutvecklingen. För denna bild redogörs utförligare i länsbeskrivningen (SGU, Ca 45) men en kort rekapitulation ges även i denna uppsats på s. 11.

En sammanfattning av de olika regioner, som skildrats ovan, innebär ytterligare ett osäkerhetsmoment. Kombinationen av olika lokaler bygger på antaganden av samband, som är helt hypotetiska, och än osäkrare blir kombinationen av separata regioner. Om å andra sidan samstämmiga resultat erhållits i de olika regionerna, ökar sannolikheten för att tolkningen äger giltighet. Det förefaller nämligen mindre sannolikt, att en i olika områden helt olikartad utvecklingsgång skulle givit upphov till företeelser, som är så likartade, att de tolkats på samma sätt.

Den helhetsbild som framkommit i det föregående resonemanget ter sig sålunda: En äldsta isrörelse från NV med avsättning av morän av nordvästliga bergarter är säkert belagd. Denna is avsmälte därefter från Centraljämtland. I

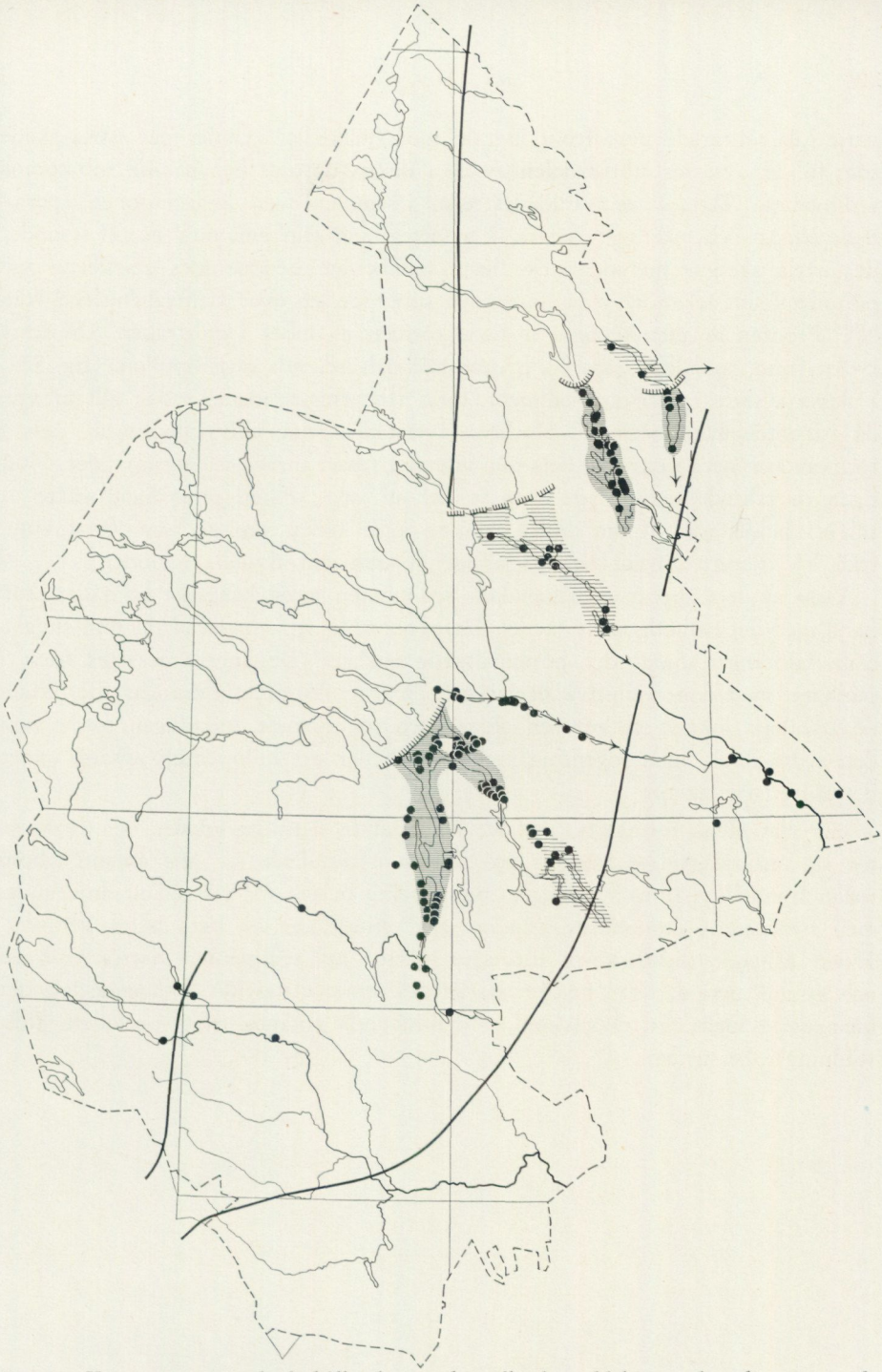


Fig. 52. Karta som visar de förhållanden, under vilka huvuddelen av de submoräna sedimenten avsatts. Ett antal hypotetiska lägen — vilka ej är samtidiga — av den från NV framryckande isen är angivna (tandade linjer). Framför dessa finns sjöar, av vilka de glest streckade är mest hypotetiska. De västliga och östliga isdelarna är införda liksom på fig. 1. Skala ca 1: 2 000 000.

Map showing the conditions under which most of the submorainic sediments were deposited. Some hypothetical — not synchronous — positions of an ice front advancing from the NW are shown (hatched lines). In front of them there are lakes, of which the sparsely lined are the least certain. The ice divides shown are the same as in Fig. 1.

varje fall retirerade dess front åter in mot fjällkedjan. Under det isfria skede som följde, avsattes större delen av de i denna uppsats behandlade submoräna sedimenten. Några av dem bildades redan i samband med deglaciationen i periodens början och ytterligare några få avsattes utan samband med någon is under det isfria skedets huvuddel. De flesta sedimenten deponerades emellertid vid periodens slut framför en is, som ånyo utbredde sig över Centraljämtland från NV. Fronten av denna yngre is hade formen av lober i dalstråken. Då dessa ryckte fram, omlades i vissa fall hydrografin och isdämda sjöar uppkom (fig. 52). I dessa avsattes glacigena sediment, först finkorniga sådana, sedan allt grövre, då isfronten kom närmare. Slutligen avlastades rena isälvsavlagringar, dels i form av åsar nere i dalarna, dels som lateralterrasser utmed islobernas sidor. Slutligen överskreds sedimenten i sin helhet av isen, vilken efter hand växte ut till ett landistäcke. Inom denna ismassa ägde olika rörelser rum, först ännu från NV, därefter även från isdelarlägen O om den aktuella regionen.

Vissa av de i uppsatsen behandlade sedimenten torde knappast ha något samband med det nämnda isfria skedet. De uppkom först i senglacial tid som subglaciala bildningar under det bortsmältande istäcket. De yngsta avsattes först i samband med den definitiva deglaciationen som iskontaktbildningar. Beträffande åtskilliga lokaler är genesen oklar. Den naturligaste tolkningen torde vara den sistnämnda, men ingenting emotsäger heller att sedimenten avsatts under det äldre isfria skedet.

Här har alltså förutsatts, att det beträffande samtliga lokaler och regioner rör sig om avlagringar från ett och samma isfria skede — "mellanistid". Som redan framhållits finns visserligen inga direkta belägg för ett sådant antagande, men hypotesens sannolikhet minskar med antagandet av flera isfria perioder. I den följande diskussionen förutsätts därför att sedimenten härrör från en och samma period. Utan mycket starka skäl emot ett dylikt antagande bör det knappast frångås. En diskussion av den sålunda antagna isfria periodens tidsställning följer nedan.

De submoräna sedimentens ålder

Översikt över alternativa tidsskeden

Då de submoräna sedimenten i regel ej innehåller organiskt material eller fossil i tillräckliga mängder, är dateringen av dem behäftad med stora svårigheter. Endast i ett fåtal fall föreligger möjligheter till viss datering och dateringen av sedimenten på övriga lokaler baseras därför helt på riktigheten av den föregående parallelliseringen. Osäkerhetsmomenten härvidlag har redan framhållits.

Det viktigaste problemet är dateringen av det isfria skede, vars existens visats i föregående kapitel. De säkert sub- och senglaciala bildningarna kommer däremot ej att diskuteras. För det isfria skedets ålder föreligger följande möjligheter: Det kan vara en interglacial, en interstadial vid början av senaste nedisningen, eller en senglacial interstadial. I sistnämnda fall kan sedimenten överskridits av is vid den av G. Frödin (1954) som epiglacial betecknade isframstöten eller vid smärre, lokala oscillationer av isranden.

Teoretiskt kunde man även tänka sig en preglacial ålder av sedimenten, men då dessa uppenbart kan underlagras av morän och vila på glacialslipade hällar, bortfaller beteckningen "preglacial" rent definitionsmässigt. F. ö. måste det à priori anses ytterst osannolikt, att så lätteroderade bildningar som det här är fråga om, kunnat bevaras sedan tiden före de kvartära nedisningarnas början.

Beträffande interglacialalternativet föreligger teoretiskt möjligheten att sedimenten härrör från en interglacial (eller interstadial) äldre än den senaste, Eem-interglacialen. En datering till ett sådant äldre skede bör kunna ske med hjälp av mikrofossil. Även dessa torde f. ö. utgöra ett ganska osäkert indicium, ty flora och fauna under de äldre interglacialerna får anses okända inom det här aktuella området. De från sydligare trakter kända karakteristiska dragen i t. ex. pollenfloran, såsom avsaknaden av *Fagus* i de interglaciala pollendiagrammen och det rikliga uppträdandet av *Carpinus* i Eem-interglacialen (Jessen o. Milthers 1928), är knappast utslagsgivande inom Jämtland. Då är möjligen G. Lundqvists (1955) uppgift om sporer av *Osmunda claytoniana* i den förmodade interglacialavlagringen vid Öje av större intresse. Denna art är nämligen (i Polen) känd endast från avlagringar från de äldre Cromer- och Holstein-interglacialerna och ej från Eem (Szafer 1953, s. 42). Emellertid råder en viss osäkerhet beträffande artbestämningen. Enligt Andersen (1961, s. 21, 122) förekommer sporer av samma typ i danska Eem-avlagringar. I de jämtländska sedimenten finns emellertid inga indicier, som pekar mot dessa äldre interglacialer.

Vad beträffar det senglaciala oscillationsalternativet, så antyder redan den regionala utbredningen av de submoräna sedimenten, att detta knappast kan äga giltighet. Då emellertid parallelliseringen av de olika regionerna trots allt bygger

på ganska lösa om än rimliga antaganden, diskuteras även detta alternativ i det följande.

Av anförda skäl kommer i det följande endast de tre alternativen Eem-interglacial, äldre interstadial och senglacial interstadial resp. oscillation att diskuteras. En resumé av kända fakta beträffande dessa perioder må först göras.

EEM-INTERGLACIALEN. Kan det påvisas genom t. ex. mikrofossil, att de submoräna sedimenten avsatts under en period med ett klimat åtminstone lika milt som det nutida och om inga indicier för en äldre interglacial föreligger, är det rimligt att datera lagren till Eem-interglacialen. Positiva indicier utgör t. ex. *Carpinus*-pollen i anmärkningsvärd mängd. Att skilja Eem-avlagringar från sen- eller postglaciala erbjuder inga svårigheter om material som tillåter C14-datering föreligger. Man antar (se t. ex. Andersen 1961, s. 132) att denna interglacial slutade för ca 70.000 år sedan, i alla händelser bortom C14-metodens normala räckvidd. I den mån en fullständig lagerföljd finns bevarad, bör ett pollendiagram visa en utveckling från kallare förhållanden över varmare och åter till kallare (jfr v. Post 1944; Erdtman 1959).

De fåtaliga förekomsterna av växtförande, moräntäckta sediment i Sverige har tidigare helt allmänt och i brist på exakta dateringar betraktats som "interglaciala", varmed i regel underförståtts Eem-interglacialen (se G. Lundqvists, 1964, översikt). Här bortses alltså helt från äldre försök att tolka avlagringarna på annat sätt — C14-dateringar har, där de varit möjliga, bekräftat att växtresterna är äldre än metodens räckvidd (> 24.000 — > 40.000 BP, beroende på materialtillgången). Emellertid råder en viss svårighet att passa in samtliga de kända förekomsterna inom en och samma interglacial. G. Lundqvist (1964) förklarade detta genom att anta, att de olika lagerföljderna utgjorde brottstycken av den kompletta lagerföljden. Som påpekats av Andersen (1961, s. 122) avviker de svenska "interglacialavlagringarna" något från de säkra Eem-lokalerna i Nordeuropa i fråga om floran. Efter en genomgång av de då kända lokalerna kom han dock till den slutsatsen att de flesta troligen är eller åtminstone kan vara av Eem-ålder. Beträffande de jämtländska lokalerna ansåg han materialet alltför bristfälligt för att tillåta säkra slutsatser i detta hänseende (jfr dock nedan, s. 223).

Då trots allt en viss osäkerhet råder beträffande de svenska "interglacialavlagringarnas" ålder, bör man t. v. undvika att bygga ett resonemang om klimat och växt- och djurvärld i Sverige under Eem-tiden på deras vittnesbörd. I första hand bör om möjligt hänsyn tagas till de säkrare utomsvenska lokalerna med deras fullständigare lagerföljder. En granskning av vad som är känt om Eem-tidens klimatförhållanden i Danmark och på kontinenten ger vid handen, att dessa förhållanden ej alltför mycket skilde sig från postglacialtidens (jfr Zagwijn 1961, s. 31). Eem-tiden syns snarast ha varit varmare än postglacialtiden (Woldstedt, Rein u. Selle 1951, s. 90; Schmitz 1955, s. 56). Arktiska och subarktiska för-

hållanden karakteriserades bl. a. av en flora med *Dryas octopetala, Betula nana* och Salices avlöstes relativt snabbt av en vegetation dominerad av *Pinus silvestris* och *Betula pubescens*. Under ett klimatiskt optimum förhärskade lövskogar med ekblandskog och från detta skede är även t. ex. *Trapa natans* känd. Enligt Jessen o. Milthers' (1928, s. 336) uppskattning låg julimedeltemperaturen då över +18°C, dvs. var av samma storleksordning som under det postglaciala klimatoptimet. Efter optimet försämrades Eem-tidens klimat. Skogarna domineradesdes av *Carpinus betulus* och *Picea Abies*. Klimatförsämringen fortgick, varvid tall- och björkskogar åter tog överhand och de interglaciala förhållandena avlöstes av Weichsel-istidens glaciala.

Även från området kring Ladoga föreligger klara indicier för att den senaste interglacialtidens klimat "wahrscheinlich günstiger war als sogar des des postglazialen litorinalen Wärmeoptimums" (Brander 1941, s. 110; se även Brander 1937; Znamenskaja 1959).

INTERSTADIALER I WEICHSELISTIDENS INLEDNINGSSKEDE. I föreliggande sammanhang bör två möjligheter beaktas. Då bortses från äldre, på mera osäkra data byggda relativt hypotetiska antaganden och hänsyn tas framför allt till de senaste, väl belagda rön som publicerats av Andersen (1961). Han har i Danmark identifierat två interstadialer, efter typlokalerna benämnda Rodebaek och Brörup.

Rodebaek-interstadialen parallelliserades med den holländska Amersfoort och erhöll därigenom en datering med C14 (isotopanrikat prov) till 64000 ± 1100 BP (Andersen, De Vries and Zagwijn 1960). Denna period var relativt kortvarig och kännetecknas av en julimedeltemperatur av 10°—12°C (Andersen 1961, s. 115). Denna temperatur innebar en höjning med minst 2° gentemot glaciationens inledningsfas men ligger ca 5° under den nutida. I Danmark var klimatfluktuationen således obetydlig, men det är ej uteslutet att den kan ha haft en viss effekt inom det sannolikt begränsade område längs fjällkedjan som dittills berörts av nedisningen. Tidpunkten för dennas början är visserligen ytterst obestämd men sättes Eem-interglacialens slut till ca 70000 BP följer därav, att egentliga glaciala klimatförhållanden rått under ca 6000 år före Rodebaektiden.

Vegetationen under denna interstadial bar fortfarande en subarktisk prägel. Så långt söderut som i Danmark förhärskade vegetation av *"Betula nana, Juniperus* and herbaceous vegetation" (Andersen 1961, s. 115). Om överhuvudtaget isfritt område fanns inom den i denna uppsats aktuella regionen, måste den ha kännetecknats av rent arktiska vegetationsförhållanden.

Efter Rodebaek-interstadialen rådde åter under ett kortvarigt kallare skede mer arktiska förhållanden i Danmark. Julimedeltemperaturen sjönk med minst ett par grader och sterila områden med jordflytning hade stor utbredning. Enligt Andersens (1961, s. 132) datering måste detta kalla skede ha upphört redan omkring 59000 BP, vilket inskränker dess längd till maximalt 5000 år.

Den interstadial som inleds omkring 59000 BP, Brörup-interstadialen, är av större intresse i föreliggande sammanhang. En kort sammanfattning av de av Andersen (1961) publicerade data ger följande om de klimatiska och botaniska förhållandena:

Interstadialens varmaste delar kännetecknades av en julimedeltemperatur vid typlokalen i Danmark av +13°—15°C. Detta är en temperatur som ligger ca 2° under den nutida. Området var under större delen av perioden skogklätt. Under de varmare skedena dominerade en vegetation, vari märktes *Pinus, Picea Abies, P. omoricoides, Larix, Frangula, Betula pubescens, B. nana, Juniperus, Calluna* och *Empetrum*. Det är sålunda en vegetation, som visserligen skiljer sig avsevärt från den nutida men som ändock ej är utpräglat subarktisk. Enligt Andersen (1961, s. 163) fanns möjligtvis liknande vegetation i Skandinavien.

Med stöd av C14-dateringar från Nordeuropa förmodade Andersen (1961, s. 133), att Brörup-interstadialen slutade före ca 48000 BP. Efter denna tidpunkt inföll Weichsel-nedisningens huvudfas. Under denna förekom visserligen även klimatfluktuationer, men det får anses som uteslutet, att någon så fullständig deglaciation ägt rum under denna, att Jämtlandsområdet berörts. Den enda någorlunda säkert belagda varmare perioden, Paudorf-interstadialen ca 30000—25000 BP (jfr De Vries, Barendsen and Waterbolk 1958, s. 130; Andersen, De Vries and Zagwijn 1960; Zagwijn 1961, s. 37), torde utgjort en så svag fluktuation, att man i detta sammanhang kan helt bortse från den. Visserligen har Brotzen (1961) med stöd av C14-dateringar av finfördelat organiskt material i lera från Göta älvdal ansett sig ha identifierat en s. k. Göta älv-interstadial, som väl kan parallelliseras med Paudorf, men inga belägg finns för att denna berört norra Sverige. Brotzen har själv antytt en parallellisering med Ale-lokalen (Fromm 1960) men om denna liksom den närliggande Boliden (J. Lundqvist 1955) gäller, att de är äldre än C14-metodens räckvidd. Denna var dock i dessa fall endast 24000 år. F. ö. måste nog även Göta älv-lokalen betraktas som osäker. C14-metoden är behäftad med stora felmöjligheter, då det gäller så finkornigt material. Det har av Eriksson och Olsson (1963) samt Hörnsten och Olsson (1964) visats, att sådant material i stor utsträckning är redeponerat, äldre material. Samma osäkerhet bör i än högre grad gälla omedelbart utanför landisens rand. Ej heller mycket noggranna diatoméundersökningar har givit någon definitiv lösning på problemet (Miller 1964, s. 40).

Av största intresse i detta sammanhang är, att i Storbritannien i nedisningens ytterområde Coope o. Sands (1966) funnit en komplex interstadial, som upptagit en stor del av Weichsel-tiden, nämligen ca 50000—23000 BP. Med hänsyn till insektsrester har de antagit, att julitemperaturen under en del av perioden låg 11,5° under den nutida. Vi har alltså här belagda två glaciationsmaxima åtskilda av en interstadial, vilken i nedisningens ytterområde varit mycket långvarig, men som måste ha varit av kortare varaktighet inemot glaciationsområdets centrum.

En regional sammanfattning av klimatets och växtvärldens fluktuationer i Skandinavien under Weichsel-tidens äldsta del på grundval av de av Andersen och andra publicerade data kan vara av intresse. Man måste dock beakta, att den är ytterligt hypotetisk. De kända data beträffande temperaturvariationerna gäller endast julimedeltemperaturen. Det är för det första ej givet, att övriga temperaturer, vilka kanske varit mer avgörande för glaciationens och växtvärldens variationer, varierat på samma sätt. För det andra är det ej säkert, att temperaturändringarna varit desamma i Danmark och Jämtlandsregionen. Det är rimligt att anta en flackare temperaturgradient ut från glaciationsområdet vid nedisningens början än den nutida och en brantare gradient i recessionsskedena. Ett hypotetiskt antagande, att gradienten i genomsnitt ej varit mycket olik den nutida och att vegetationsgränserna varierat parallellt med de kända temperaturstorheterna, vilka dock i sig själva är något osäkra, ger följande skissartade bild av utvecklingen i Skandinaviens norra delar:

Temperatursänkningen vid Eem-interglacialens slut med ca 5° torde enligt gängse uppfattning vara ungefär vad som erfordras för att en landis skall börja utbildas över Skandinavien. Sannolikt började i detta skede istäcket tillväxa i fjällkedjan för att småningom breda ut sig över lägre områden. Den subarktiska vegetationstypen bredde uppenbarligen ut sig över hela Skandinavien och då temperaturen sänkts ytterligare något, rådde troligen en arktisk vegetations- och marktyp i hela detta område. Ett återslag mot subarktiska förhållanden med sannolikt en viss recession av isen skedde under Rodebaek-interstadialen. Även under denna tid var emellertid växtligheten i hela norra Sverige ned till norra Värmland—södra Dalarna tundraartad. Samma gällde möjligen sydsvenska höglandet. Utanför tundragränsen och möjligen längs Norrlandskusten kan på sin höjd björkskogsvegetation ha funnits. Denna måste emellertid snart åter ha trängts tillbaka, så att under skedet mellan Rodebaek- och Brörup-interstadialerna hela den isfria delen av Sverige var täckt av tundra. Isen bredde åter ut sig till en gräns, som måste anses som helt okänd. Brörup-interstadialens mildare klimat med en julitemperatur upp till endast ett par grader under den nutida medförde en tillbakagång av glaciationsgränsen. Hur långt deglaciationen fortskred är ej känt. Det är dock sannolikt, att den ej var fullständig, utan att delar av fjällkedjan även under denna period var nedisade. Juliisotermen för +11°C, vilken i nutiden i stort sett bestämmer björkskogens gräns mot barrskogen, bör ha gått fram något utanför fjällen, sannolikt någonstans kring förfjällens yttergräns (jfr Ångström 1953, karta 7). Variationerna var betydande under perioden, men först vid interstadialens slut överskreds Skandinavien definitivt av is tillhörande Weichsel-glaciationens huvudfas.

En jämförelse med vad som på andra grunder är känt eller antaget om glaciationsförloppet under Weichsel-istiden ger vid handen, att många tecken tyder på, att detta kan uppdelas i två skeden, skilda åt av en interstadial. Soergel's (1937) nedisningskurva, grundad på Milankovitch's strålningskurva, visar en markant

tudelning av vad som ansågs vara Weichsel-(Würm-)glaciationen. Den hypotetiska interstadialen inföll enligt kurvan ca 90000—70000 BP och medförde en deglaciation till 61° N.Br. dvs. till strax utanför fjällen. Åldern stämmer ej särskilt väl om man försöker parallellisera den med Brörup-interstadialen eller ens med hela perioden Rodebaek-Brörup. Emellertid får dels kurvan betraktas som ganska hypotetisk, dels är trots allt C14-dateringarna på anrikat material ej hundraprocentigt säkra. Prover av denna ålder är ytterligt känsliga för minsta spår av föroreningar. Vidare lägger man i kurvan märke till, att Eem-interglacialen upptar ett mycket obetydligt utrymme, i själva verket en kortare period än interstadialen, trots att deglaciationen varit vida fullständigare. Det är därför mycket möjligt, att kurvan ej helt om än i princip korrekt återger glaciationsförloppet. Framför allt måste Eem-tidens slut betraktas som högst osäkert. Till uppfattningen om Weichsel-istidens tudelning anslöt sig med stöd av sin allmänna uppfattning om utvecklingen Woldstedt (1962), trots att han tidigare (t. ex. 1954) varit motståndare till hypotesen.

Av speciellt intresse då det gäller Jämtland är den av Ljungner (1943, 1949) på räffelstudier grundade bilden av nedisningsförloppet. Han urskilde en äldsta nedisningsfas, primglaciationen, av Weichsel-nedisningen. Motsvarande isutströmning utgick från fjällområdet och hade sin tyngdpunkt i nordligaste Skandinavien. Därifrån spred sig isen ut över låglandet och följde främst Östersjösänkan. Hypotetiskt parallelliserades denna is med den gammalbaltiska isströmmen i Skåne (1949, s. 70). Ljungner betonade, att denna glaciation var den väsentliga för landskapsformernas skulptur i nordligaste Skandinavien.

Efter primglaciationen följde ett intervall, av Ljungner (1949, s. 70) karakteriserat som interstadial, med deglaciation av fjällens förland. I fjällkedjan reducerades istäcket men "we do not know if the deglaciation here was complete". Ljungner själv tänkte sig möjligheten av en parallellisering av denna interstadial med vissa danska och kontinentala förekomster ("of the Herningen type") av torvlagerföljd med arktisk flora efterföljd av en mer tempererad.

Nedisningens andra huvudfas, "the Posterior Glaciation", utgick liksom den första från fjällen. Nu försköts emellertid isdelaren till ett läge O om fjällkedjan. Istäcket i sin helhet hade en klart sydligare tyngdpunkt än under primglaciationen. Av ovannämnda parallellisering med den gammalbaltiska isströmmen följer, att Ljungner ansåg det andra skedet som det dominanta i landets södra delar. Det måste nämligen parallelliseras med alla huvudisströmningarna över Skåne. Det må här betonas, att som redan nämnts (s. 11) erfarenheterna från länskarteringen i Jämtland helt bekräftat de i detta sammanhang aktuella huvudprinciperna i Ljungners bild av nedisningsförloppet. För detta redogörs utförligt i beskrivningen till jordartskartan över länet (SGU, Ser. Ca, nr 45).

SENGLACIALA INTERSTADIALER. Möjligheterna att de i södra Sverige identifierade interstadialerna berört Jämtlandsområdet torde vara begränsade. Endast Alleröd-perioden är teoretiskt tänkbar. Den på lervarvskronologi grunda-

de bild av deglaciationsförloppet, som framlagts av E. Nilsson (1960 a), visar emellertid klart, att isranden under Alleröd-tiden knappast kan ha retirerat väsentligt norr om de mellansvenska ändmoränerna.

Ej heller från senare skeden finns i lervarvskronologien belägg för en oscillation av isranden av tillnärmelsevis en sådan storleksordning, att man kan tala om en interstadial. Detta framgår såväl av Gerard De Geers (1940) ursprungliga tidsskala som av den revision, som utförts av Borell och Offerberg (1955) och Järnefors (1963). Ej heller Lidéns (1913) och Hörnstens (1964) undersökningar i Ångermanland ger något belägg för en interstadial vid denna tid. Samma gäller pollendiagrammens vittnesbörd om vegetationsutvecklingen. Aktuella för Jämtlandsområdet är framför allt Fromms (1938) lervarvskronologiskt daterade diagram från Ångermanland.

Trots den allmänna avsaknaden av indicier för en interstadial åtföljd av en klimatförsämring har G. Frödin (1954; jfr även E. Hult De Geer 1958) framlagt en hypotes, som innebär att en reaktivering av istäcket ägde rum under den sen- eller postglaciala tiden. Som redan i det föregående (s. 14) skisserats, drog sig enligt denna hypotes isranden tillbaka norrut över Jämtland till ett läge, som ej närmare bestämts. Man får dock av Frödins allmänna resonemang (t. ex. 1954, s. 132 ff.) den uppfattningen, att han tänkt sig en isrecession ända in mot norra Jämtlands fjällområde. Däremot säger Frödin (1954, s. 129) klart ifrån, att "retarderingsläget" var beläget "säkerligen ej långt N om Indalsälven". Den isdelare, som var i funktion efter denna recessionsfas var den neoskandiska, vilken från Hotagen i Jämtland sträckte sig upp över Kultsjön och vidare mot NNO. Observationerna från länskarteringen bekräftar, att ett ungt sådant isdelarläge är en realitet. Dock har den neoskandiska isdelaren haft en mera nord-sydlig riktning, först från Föllingetrakten norrut. Därifrån har isdelaren under förkortning förskjutits mot väster tills inom Jämtland endast det nordligaste fjällområdet berörts.

Från den neoskandiska isdelaren utgick isrörelsen under reaktiveringsfasen. Frödins tidsbestämningar av denna är ganska diffusa men han säger därom (1954, s. 7): *"Denna isframstöt och den korta tidrymd den omfattar under den sen- och finiglaciala periodens slutskede, blott några få 100 år, benämner jag den epiglaciala."* Med stöd av De Geers (1940) konnektion av den submoräna leran i Vålbacken (s. 120) erhöll Frödin (1954, s. 127 ff.) följande datering: Bottenvarvet i Vålbacken angavs av De Geer till år —632 i hans tidsskala. Moräntäcket på denna lera tillkom enligt Frödin "vid den av mig såsom den epiglaciala betecknade istransgressionen därstädes tidigast år —290, sannolikt dock senare". Tidsskalans 0-år, som motsvaras av tappningsvarvet i Indalsälvens dalgång, markerar den slutliga tappningen av Centraljämtska issjön, dvs. en tidpunkt då den epiglaciala isen definitivt är på reträtt. Därmed avgränsas det epiglaciala skedet, vilket alltså efterföljer en förmodad interstadial. Enligt Frödins eget resonemang (1954, s. 129) måste interstadialen och den epiglaciala isframstöten in-

träffat under perioden —630 — —290, dvs. i vår vanliga tidsskala i mycket runda tal mellan 7400 och 7100 f. Kr. Det är att märka, att enligt Borell och Offerbergs (1955) och Järnefors' (1963) varvmätningar isranden under hela denna tid relativt hastigt försköts från Söderhamnstrakten till Sollefteåtrakten.

Teorien om den epiglaciala isframstöten innebär, som skildrats på s. 14, att de sista stadierna av Centraljämtska issjön repeterades. De moräntäckta sedimenten i Storsjöområdet avsattes i issjön under de äldre stadierna och blev vid isframstöten täckta med morän. Isframstötens gränsläge angavs på Frödins (1954) pl. 3, varav framgår att det sträcker sig från Offerdal och Alsen över Norderön—Locknesjön—Bräcke till Kälarnetrakten.

Frödins bevis för den epiglaciala isframstöten utgjorde 1) räfflor, 2) moränens blockmaterial, 3) regenererade strandlinjer, 4) israndbildningar längs det epiglaciala gränsläget, 5) De Geers (1940) konnektion av Vålbacken-leran med den svenska tidsskalan samt 6) de moräntäckta sedimenten. Av dessa punkter skall alltså nr 6 närmare granskas i denna uppsats. Övriga punkter behandlas ej här, men med stöd av länsbeskrivningen (SGU, Ser. Ca, nr 45) kan följande sammanfattningar och kommentarer göras.

De räfflor, vilka stödde Frödins resonemang, är utomordentligt tunna, yngsta repor, vilka uppträder rikligt inom Storsjöområdet. Enligt länskarteringens resultat tillhör emellertid de s. k. epiglaciala räfflorna helt olika kategorier. I öster, där de finns på hårda granithällar, utgör de i själva verket motsvarigheten till de västligare områdenas unga "normala", alltså ej epiglaciala, räfflor. På de mjuka kambrosilurhällarna i väster finns ännu yngre riss än de normala yngsta, vilka är de egentliga "epiglaciala". Delvis strålar dessa räfflor ut radiellt från Storsjösänkan och torde utgöra de sista, möjligen rent dynamiskt, ej klimatiskt, betingade svaga rörelserna i en i området kvardröjande ismassa. Längre i NV, i Alsen och Offerdal, utgör de finaste rissen submarginala räfflor sensu De Geer (1909, s. 519), vilkas riktning bestämts av israndens av landformerna betingade utseende. Som även på annat ställe (J. Lundqvist 1964, fig. 15) redovisats, är de finaste räfflorna riktade i n m o t höjdområdena och ej som man skulle vänta längs med dem. Detta måste bero på en helt lokal avlänkning vinkelrätt mot isranden omedelbart innanför denna. Alldeles oavsett om dessa tolkningar är riktiga, måste följande beaktas: De s. k. epiglaciala räfflorna är ej begränsade till området inom det av Frödin angivna gränsläget. Framför allt finner man dem långt utanför detta i väster, dvs. i Alsen, Offerdal etc. Vidare får räfflorna där en delvis rakt nordlig riktning, dvs. m o t den isdelare, varifrån framstöten utgick. Det är helt osannolikt, att en så tunn is, som Frödin diskuterar i samband bl. a. med blockspridningen, i det storbrutna landskapet skulle erhålla en riktning ej blott mot terrängformerna utan t. o. m. mot isdelaren. De "epiglaciala" räfflorna måste avfärdas som bevis för Frödins hypotes.

Moränens blockmaterial som indicium är svårare att bedöma rättvist, enär Frödin varken publicerat blockspridningskartor eller exakta procentvärden utan

uttrycker sig i högst allmänna ordalag. Emellertid är följande klart: Den av Frödin angivna blockspridningen är i stora drag en realitet. Men den bevisar endast att isrörelser i motsvarande riktning ägt rum, ej att de representerar en framstöt av isen. De i länsbeskrivningen publicerade blockspridningskartorna ger inget stöd för hypotesen. Någon principiell skillnad mellan bergartsmaterialet i moränen utanför och innanför det aktuella gränsläget märks ej. Även om de av Frödin angivna variationerna, t. ex. i höjdled, är en realitet, bevisar de i och för sig intet om en framryckning av isen. F. ö. förekommer, som exemplifierades på s. 106, i Frödins resonemang rena cirkelbevis och glidande bevisföringar. Blockspridningen kan därför knappast accepteras som bevis för den epiglaciala hypotesen, i bästa fall med tvekan som indicium.

De regenererade strandlinjerna, dvs. erosionsplan utskurna i äldre strandbildningar, har av Frödin (1954, t. ex. s. 151 ff.) tolkats som bevis för att de sista stadierna av Centraljämtska issjön repeterats två eller tre gånger. Emellertid har för det första länskarteringen givit vid handen, att någon öppen issjö överhuvudtaget inte existerat inom det område kring själva Storsjön och Revsundssjön, där sådana bildningar iakttagits. Området har i nedisningens slutskede i stället intagits av en kvardröjande ismassa (jfr ovan, s. 12). Frödin har f. ö. grundat sin bild av issjöutvecklingen på ganska vitt spridda observationer, av vilka endast en del är säkra strandbildningar. Det är ytterst vanskligt att konstruera issjöar på sådana premisser särskilt då, som framgått av jordartskarteringen, egentliga issjösediment nästan helt saknas i området. Strandbildningarna torde ha utbildats i relativt små marginalsjöar, vilka dock i viss utsträckning väl kan ha varit bestämda av samma pasströskel (jfr J. Lundqvist 1959, s. 10). I de senare skedena torde issjöytorna ha vidgats alltmer. F. ö. ligger de olika strandbildningarna på ganska närliggande nivåer (ca 300—360 m) utspridda över en stor yta, varför möjligheter till felkombinationer föreligger. Även om bilden av issjöstadierna accepteras, får det emellertid betraktas som en normal företeelse, att strandbildningarna "regenereras". Observationer från recenta issjöar (t. ex. Thorarinsson 1939) visar, att dessa i regel tappas (subglacialt) med jämna mellanrum och fylls på nytt till ungefär samma nivå. Alla möjligheter till komplexa strandbildningar — inklusive uppkomst av ett moräntäcke — föreligger därför. Av denna orsak utgör ej heller strandlinjerna bevis för en epiglacial isframryckning.

Israndbildningar längs det epiglaciala gränsläget förekommer i form av kalspolningar och andra erosionsfenomen samt, vid Bräcke, ett randdelta. Om alla dessa bildningar gäller, att de onekligen utvisar en position av isranden. Om denna isrand representerar en framryckning eller ett recessionsstadium är dock en öppen fråga. Länskarteringen har f. ö. givit vid handen, att likartade fenomen är vanliga såväl innanför som utanför gränsläget, särskilt i den brutna terrängen SO om Storsjön. Som bevis för den epiglaciala hypotesen kan bildningarna ifråga under inga omständigheter accepteras.

Beträffande De Geers (1940) konnektion mellan leran vid Vålbacken och normala varvserier från t. ex. östra Jämtland gäller, att varvserierna till hela sin typ starkt avviker från varandra. Än mer gäller detta en jämförelse mellan Vålbacken-diagrammet och de vid länskarteringen erhållna varvserierna från Åredalen (jfr J. Lundqvist 1964 a, s. 177). Även med avseende på detaljerna syns ingen nämnvärd likhet mellan Vålbacken-diagrammet och de övriga diagram, varmed det tidigare konnekterats. På denna punkt föreligger intet stöd för den epiglaciala hypotesen.

De moräntäckta sedimenten skulle alltså kunna utgöra det avgörande beviset för eller emot Frödins teori. De har därför i det föregående diskuterats särskilt med hänsyn till denna möjlighet.

Om således från Jämtlandsregionen inga bevis föreligger — utöver vad som de submoräna sedimenten eventuellt kan ge — för hypotesen om en sen interstadial, finns dock utanför regionen några tecken som kan tyda på en sådan. Tidigare (J. Lundqvist 1965, s. 171) har påpekats möjligheten av en parallellisering av Frödins epiglaciala reaktivering med eventuella sådana i landets norra delar. Områdena tillhör alla ungefär samma stadium av isrecessionen, även om detta är ytterligt hypotetiskt.

Gavelin (1906) antog en reaktivering av istäcket över Kvikkjokksområdet. Uppfattningen grundade sig på räfflor och glacialskulptur. Mot bakgrunden av Ljungners (1943, 1949) senare noggranna studier är det dock tveksamt, om de olika räffelsystemen representerar en verklig reaktivering. Skulle så vara fallet, bör den sannolikt parallelliseras med den andra stora utbredningen av Weichseltidens istäcke. Med andra ord, den interstadial som finns belagd utgör en tidig sådan, ej en senglacial.

Fromm (1965, s. 107, 130) tolkade de talrika förekomsterna av Kalixpinnmo samt ändrade isrörelseriktningar i Norrbottens kustland som tecken på en viss reaktivering av istäcket vid ett israndläge, som i stora drag kan parallelliseras med en recessionslinje genom Centraljämtland (jfr G. Lundqvist 1961). Kalixpinnmon uppträder inom en zon, där en äldre isrörelse mot O ersätts av en yngre mot SO—S. Emellertid är Kalixpinnmon i sig själv intet bevis för en reaktivering (s. 18). Den antyder blott, att isen (sannolikt) var aktiv, då jordarten bildades.

Omläggningen av isrörelsen i Norrbotten kan ha en annan och mer sannolik förklaring än den anförda. Som Fromms (1965, fig. 69) karta visar, förutsätter en isrörelse från väster mot öster, att Bottenviken var fylld av is. Om så ej varit fallet, skulle isens rörelse knappast kunnat löpa i stort sett parallellt med kuststräckan Kalix—Haparanda. Den rimligaste förklaringen till isrörelseändringen synes då vara, att isen över Bottenviken bröts upp relativt hastigt genom kalvning analogt med vad som antas ha skett i Bottenhavets södra del (G. De Geer 1940; Järnefors 1963). Ett sådant plötsligt försvinnande av Bottenvikens is

medförde en omsvängning av isfronten till mer ost—västlig eller nordost—sydvästlig riktning. Rörelsen i de delar av isen över Norrbotten, vilka ej på så vis fick sin nytillförsel av is avskuren, blev då automatiskt avlänkad mot söder.

Andra fakta, som kan stödja Frödins epiglaciala teori, har anförts av Mannerfelt (1940, s. 34 ff.; 1945, s. 204). I Norge samt i Jämtland—Härjedalen fann han "spår efter ett stort antal glaciärer, som existerat på fjäll, som nu ligga under glaciationsgränsen". En pollenanalytisk datering av torv innanför analoga bildningar i Sör-Tröndelag utgjorde bevis för att glaciationen måste ha ägt rum före den postglaciala värmetiden. Mannerfelt själv (1940, s. 36) förlade med anledning därav glaciationen till senglacial tid. Pollendiagrammet är emellertid ytterligt intetsägande. Den enda säkra nivå som det innehåller är *Picea*-kurvans början, vilken ansetts markera gränsen subboreal-subatlanticum. Denna gräns har emellertid numera visat sig vara av ringa pollenanalytiskt värde. C14-dateringar av densamma från Jämtlands län varierar mellan 500 f. Kr och Kr. f. med enstaka mycket äldre avvikelser. De yngsta värdena visar en tydlig tendens till att bli vanligare in mot fjällen. Framför allt då kurvan är så låg [maximalt ca 4 % enligt Mannerfelts (1940, fig. 14) diagram], måste dess värde för dateringen anses vara ytterligt ringa. Därtill kommer osäkerheten i den rent hypotetiska korrelationen mellan en lokalglaciation i Sör-Tröndelag och landisen i Storsjöområdet. Kontentan av detta torde vara, att Mannerfelts resultat knappast kan betraktas som ett starkt stöd för den epiglaciala teorien — i bästa fall som ett indicium.

OSCILLATIONER. Beträffande lokala, senglaciala oscillationer gäller i stora drag vad ovan sagts om en senglacial interstadial. Säkra belägg för regionalt utbredda oscillationer under ett bestämt skede saknas alltså. Kalixpinnmon har visserligen tidigare (Beskow 1935, s. 123) tolkats som bildad vid oscillationer av isranden "under en längre tid". Dels avviker emellertid den nu rådande uppfattningen om Kalixpinnmons bildning något från Beskows ursprungliga (s. 18), dels saknas i alla händelser belägg för en regional omfattning av en dylik isaktivitet. Dock tyder resultaten från Jämtlandskarteringen (se SGU, Ser. Ca, nr 45) på att isen under avsmältningsskedet var aktiv i Härjedalen, svagt (rent dynamiskt) aktiv i centrala och södra Jämtland och stagnerande i norra Jämtland. Teoretiskt föreligger därför möjligheter för lokala oscillationer av isranden inom delar av det aktuella området. Rent allmänt gäller dock, att vad som tidigare är känt om isaktiviteten under den aktuella delen av avsmältningsskedet tyder på, att denna aktivitet var ringa. De ovan anförda skälen emot antagandet av en längre interstadial kan även anföras mot antagandet av mer kortvariga oscillationer.

Möjligheter till datering av sedimenten

Under förutsättning att parallelliseringen av de olika lokalerna i det föregående är korrekt, kan följande fakta användas för en åldersbestämning av det

konstaterade isfria skedet: sedimentens regionala utbredning, den petrografiska karaktären av sedimenten, den täckande moränens petrografiska karaktär i relation till kända isrörelseriktningar, antalet varv i de varviga lerorna, pollendiagrammet från Pilgrimstad, makrofossilen från Pilgrimstad och övriga förekomster av fossil, vilka ej ligger in situ, samt C14-dateringarna.

SEDIMENTENS REGIONALA UTBREDNING ger självfallet ingen exakt dateringsmöjlighet. Den kan dock ge en allmän föreställning om den erforderliga längden av det isfria skedet och därmed om möjligheterna till inpassning i tidsskalan. Två alternativ syns föreligga: Antingen är sedimenten på de skilda lokalerna ej samtidiga eller är parallelliseringen korrekt. Mot det första alternativet talar dock sedimentens allmänna karaktär. Skulle trots allt detta alternativ vara riktigt, faller antagandet av s e n g l a c i a l a oscillationer, enligt vad som sagts ovan beträffande isens aktivitet etc.

Förutsätts sedimenten representera ett och samma isfria skede, kan detta ej ha varit alltför kortvarigt. En isrecession över hela den aktuella regionen måste, om hastigheten varit av tillnärmelsevis samma storleksordning som den från södra och mellersta Sverige kända senglaciala, ha krävt en tid av ca 300—400 år. Om särskilt Borells o. Offerbergs (1955) värden från Indalsälven beaktas (80 km på 240 år), erhålles för den aktuella regionen med en bredd av ca 10 mil i runt tal 300 år. Om i stället de ganska osäkra värdena från Åredalen (120 m/år, J. Lundqvist 1964 a) beaktas, erhålles tidsrymden 800 år. Till dessa värden kommer tiden för den förnyade isframryckningen, vilken kanske kan antas vara av samma storleksordning. Detta innebär en fördubbling av värdena, vartill kommer en okänd, men säkert ej alltför obetydlig tid för skedet mellan isens avsmältning och framstöt.

Dessa värden är givetvis ytterligt osäkra, men ger ändå vid handen, att det isfria skedet knappast kan ha omfattat mindre än 1000 år, sannolikt avsevärt mer. Därmed torde ett senglacialt alternativ kunna lämnas ur räkningen. Dock innebär värdet knappast storleksordningen av en interglacial. Sedimentens regionala utbredning talar väl därmed snarast för en äldre interstadial, men indiciet är givetvis föga exakt.

SEDIMENTENS PETROGRAFISKA KARAKTÄR antyder nästan genomgående glaciala (subarktiska) förhållanden. Lagerföljderna i samtliga regioner domineras helt av otvetydigt glacigena sediment. Sediment, som icke har glacial karaktär, spelar en ytterst underordnad roll och tycks förekomma endast i lagerföljdens mellersta del. Sistnämnda faktum talar emot, att bristen beror på ett borteroderande av dem. Även beträffande övriga förekomster i landet av "interglaciala" avlagringar spelar icke-glaciala, fossilförande sediment oftast en underordnad roll, vilket föranlett G. Lundqvist (1964) att anta, att en del av lagerföljden bortförts genom erosion. Oavsett riktigheten av detta antagande förefaller det ytterst osannolikt, att samma förklaring skulle vara giltig i fråga

om de jämtländska lokalerna. Tecken på en mera betydande erosion saknas och inom lagerföljderna är övergångarna i regel kontinuerliga, såframt det icke rör sig om grova, glacifluviala sediment, i vilka som alltid diskordanser är vanliga. Särskilt klara är förhållandena i Pilgrimstad, där de organiska sedimenten såväl uppåt som nedåt successivt övergår i glacigena, organiska. På denna nyckellokal är det sålunda helt klart, att de icke-glaciala sedimenten utgör en ringa del av lagerföljden.

Det kan vara en tillfällighet, men är kanske signifikativt, att Pilgrimstad är beläget i den aktuella zonens östra del, relativt långt från fjällkedjan. Närmare denna saknas icke-glacigena sediment nästan helt. De enda någorlunda säkra är de mellersta lagren i Ströms Vattudal (s. 36), vilka är rent minerogena.

De talrika lokalerna med submoräna sediment representerar tillsammans ett ganska stort observationsmaterial. De bör tillsammans ge en ganska god och representativ bild av förhållandena under det isfria skedet. Med tämligen god grad av sannolikhet kan man därför våga konstatera, att detta skede präglades av subarktiska förhållanden. Rent glaciala betingelser måste ha förhärskat icke alltför långt från den aktuella regionen genom Centraljämtland under åtminstone större delen av perioden. Detta konstaterande pekar snarast mot ett isfritt skede kortare än en interglacial, dvs. en interstadial. Om åldern på denna ger dock denna punkt ingen upplysning.

DEN TÄCKANDE MORÄNENS PETROGRAFISKA KARAKTÄR ger däremot viktiga informationer om det isfria skedets stratigrafiska ställning. Sätts moränsammansättningen i relation till de kända isrörelserna, så som de delvis tidigare är kända och som de skildras på s. 11, finner vi nämligen, att alla de kända huvudisrörelserna ägt rum e f t e r detta skede. De välkända isdelarlägena långt i öster, kanske ute i Bottenhavet men i varje fall O om den aktuella zonen, har alltså varit i funktion efter det att sedimenten avsatts. Då dessa isdelarlägen representerar glaciationens maximum, följer direkt, att de submoräna sedimenten icke kan härröra från en interstadial vid Weichsel-glaciationens slut.

Den täckande moränen sedd isolerad pekar därför definitivt mot en interglacial eller en interstadial före Weichsel-glaciationens huvudfas. Om skedets ålder, dvs. interglacial e l l e r interstadial, samt om förhållandena under detta skede ger den däremot ingen upplysning.

ANTALET VARV I GLACIALLERORNA kan ej ge något exakt mått på det isfria skedets längd, emedan de icke representerar hela sedimentationsperioden. De kan dock ge ett minimimått härpå. En förutsättning är givetvis, att varven verkligen utgör årsvarv, vilket väl ej är bevisat. De är dock av fullkomligt samma karaktär som normala, senglaciala varv, vilka torde bevisligen vara årsvarv. Det finns därför ingen anledning att förmoda, att så ej skulle vara fallet med de submoräna sedimentens varv.

En exakt beräkning av antalet varv är ej möjlig, bl. a. av den orsaken att lagerföljderna aldrig är helt ostörda. Även ur denna synpunkt kan varvantalet

endast ge ett approximativt mått på periodens längd. En beräkning av varvantalet och en jämförelse med ostörda, senglaciala varvserier från länet ger emellertid vid handen, att i vardera av de övre "omvända" varvserierna och de fåtaliga undre recessionsserierna ett tidsavsnitt på högst ett par 100 år finns representerat. Detta stämmer väl med G. De Geers (1940) varvmätningar från Vålbacken och Frösön. Han uppger i sina diagram och tabeller ca 140 varv på vardera lokalen. För den av rent glaciala förhållanden präglade delen av det isfria skedet erhålls sålunda en längd av minst 300 à 400 år. Härtill kommer den tidrymd av okänd längd under vilken sedimentationen ej var styrd av glaciala förhållanden. Dessa värden är av samma storleksordning, som erhållits för det definitiva deglaciationsförloppet i Västjämtland i senglacial tid. Recessionslagerföljderna från denna tid visar i stort sett samma antal varv som de submoräna.

Varvantalet betraktat som en isolerad faktor talar emot en senglacial interstadial (jfr s. 218). En period av så avsevärd längd måste nödvändigtvis givit sig till känna i sen- och postglaciala varvserier och pollendiagram från andra trakter och så är icke fallet. En äldre interstadial eller interglacial indiceras alltså. Beträffande dessa båda alternativ ger dock varvantalet ingen definitiv upplysning. Eftersom den icke-glaciala delen av skedet tycks ha varit underordnad, antyds snarast en interstadial, men trots allt finns ju ännu intet mått på dess längd.

POLLENDIAGRAMMET FRÅN PILGRIMSTAD har redan på s. 150 diskuterats vad beträffar utvecklingsgången i n o m lagerföljden. Däremot återstår en utförligare jämförelse med diagram från andra lokaler och perioder. Genom C14-dateringarna av lagerföljdens växtrester, vilka tillhör sedimenten själva och ej är redeponerade, kan sen- och postglacialtiden avföras ur diskussionen. Denna kan därför inskränkas till en jämförelse med vad som är känt om äldre interstadialer och Eem-interglacialen. Redan på s. 154 utmynnade diskussionen rent allmänt i, att diagrammet antydde en interstadial snarare än en interglacial och skiljer sig från postglaciala diagram.

Då säkra avlagringar från Eem-tiden saknas i Skandinaviens centrala delar, är en direkt jämförelse med pollendiagram från denna tid och samma trakt som Pilgrimstad ej möjlig. Vad som är känt från sydligare trakter antyder dock, att klimatförhållandena under Eem-tiden var ganska lika postglacialtidens (jfr s. 208). I diskussionen torde därför med en viss osäkerhetsmarginal ett Eemdiagram kunna ersättas av ett normalt postglacialt pollendiagram. Som nämnts har sådana publicerats av Fries (1956) men för att underlätta jämförelsen medtogs här ett nytt diagram från Hällåfloarna, knappa 20 km N om Pilgrimstad (fig. 47). Både detta och Pilgrimstadsdiagrammet är upprättade vid SGU:s mikropaleontologiska laboratorium enligt samma metodik och bör därför vara direkt jämförbara. Vid jämförelsen måste dock noga beaktas de eventuella skillnader som kan finnas mellan Eem- och postglacialtiderna, varför hänsyn endast får tagas till de allmänna dragen, ej till enskilda arter.

Vad beträffar diagrammets AP-del är det iögonenfallande, att detta samman-

sätts praktiskt taget uteslutande av *Betula, Pinus* och *Picea,* av vilka den förstnämnda helt dominerar. *Picea*-kurvan ligger även vid sitt maximum mycket lågt, under 5 %. Utöver dessa kurvor märks en mycket låg QM-kurva i diagrammets övre del. Den i Hällåflo-diagrammet vanliga *Alnus* saknas nästan helt. *Betula*-dominansen över *Pinus* är påfallande vid jämförelse med Hällåfloarna, där förhållandet snarast är det omvända. Allmänt gäller för Jämtlandsområdet (här hänvisas till övriga diagram från länet, vilka publiceras i länsbeskrivningen, SGU, Ca 45) att i skogsregionen *Pinus* dominerar något över *Betula* eller att kurvorna på sin höjd ligger på ungefär samma nivå. Undantagen från denna regel är mycket få och uppvisar under inga förhållanden så extrem *Betula*-dominans som Pilgrimstad. I björkregionen kan visserligen *Betula* dominera något över *Pinus,* men ej heller där så mycket som i Pilgrimstad. Ovan björkskogsgränsen tar det lättflugna *Pinus*-pollenet åter överhand [jfr f. ö. G. Lundqvists (1960, s. 11) värden från Vassijaure och Singijaure; samt Aario (1940, s. 64)]. Proportionen *Pinus/Picea* är ej heller fullt normal i Pilgrimstad. Förhållandena varierar visserligen mycket i de postglaciala diagrammen, men Hällåflo-diagrammet torde härvidlag vara representativt: *Pinus* dominerar något men ej mycket över *Picea,* där sistnämnda når sitt maximum.

AP-delen av diagrammet antyder, att vegetationen även i det isfria skedets varmaste del dominerats av björkskog. Barrskog har ej funnits i den omedelbara närheten, sannolikt inte närmare än exempelvis kusttrakterna i öster. Björken har emellertid varit en trädformig art. Procenten av *Betula nana,* som även visas i diagrammet, är mycket låg, men härvidlag förefinns en viss metodisk osäkerhet beträffande artbestämningen.

Övriga buskar, dvs. *Salix* och *Juniperus,* visar påfallande högt liggande kurvor, särskilt i diagrammets övre och nedre delar. Kontrasten mot Hällåfloarna är slående. *Salix*-kurvan representeras där endast av ytterligt låga, sporadiska partier och *Juniperus* saknas helt. Samma är fallet i t. ex. Fries' (1956) diagram.

Även gramineér och cyperacéer ligger påfallande högt i Pilgrimstad jämfört med Hällåfloarna. Cyperacéerna är möjligen mindre relevanta, då de i jämtlandsdiagrammen i allmänhet befunnits vara starkt avhängiga av sedimentationsmiljön, dvs. myrens art. Gramineérna däremot förekommer i postglaciala diagram i regel så som i Hällåfloarna, dvs. de når måttligt höga värden endast i den allra understa delen och avtar uppåt ytterligare.

De örter, som medtagits i Pilgrimstad-diagrammet, *Artemisia, Thalictrum* och *Polygonum viviparum,* visar likaledes påfallande höga kurvor jämfört med Hällåfloarna och andra postglaciala diagram. Det förtjänar speciellt framhållas, att av *Artemisia* en mindre del, särskilt i diagrammets övre och undre delar, utgörs av *A. norvegica.* Detta är en i Norge endemisk art som enligt Hulténs (1950, s. 443, karta 1725) atlas förekommer endast i högfjällen kring Dovre—Trollheimen upp till 1550 m ö. h. Det är inte möjligt, att här gå närmare in på detta problem, men det förtjänar att poängteras, att mot denna bakgrund en grundlig

studie av arten i såväl postglaciala som "interglaciala" lagerföljder kan ge väsentliga synpunkter på t. ex. refugieproblemen.

Bland övriga observerade örtpollen, vilka ej medtagits i diagrammet därför att de är alltför indifferenta eller sporadiska, är ericacéer, *Epilobium,* caryophyllacéer, *Filipendula, Saxifraga, Rhamnus, Nymphaea,* samt compositéer. Av sporer förekommer rikligt *Lycopodium, Sphagnum, Selaginella* och i mindre mängd *Equisetum* och *Botrychium.*

Sammeldiagrammen över AP, buskar och NAP visar en påfallande och betydelsefull skillnad. Buskvegetation spelar genom hela Pilgrimstaddiagrammet avsevärt större roll än i Hällåfloarna och övriga postglaciala diagram. Även NAP-frekvensen är genomgående mycket högre.

Tillsammans antyder de olika pollenslagens kurvor en öppen skogsvegetation, eventuellt hedartad med dungar av björkskog. Såväl buskarna som örterna visar detta mycket klart både genom arter och frekvens. Den låga frekvensen av dvärgbjörk i förhållande till trädformig björk antyder, att björkskogen varit relativt sluten, *Artemisia, Thalictrum* och den i diagrammet ej visade *Armeria maritima* (enligt uppgift av G. Erdtman ev. i stället en *Statice*-art) talar snarare för den öppnare vegetationstypen. Möjligen får man tänka sig en rik björkskog, som närmare det vatten, vari sedimenten avsatts, avlösts av en öppnare strandvegetation. Någon direkt jämförelse med nutida förhållanden är svår att göra, men man har snarast intrycket av en vegetation påminnande om översta delen av fjällens björkregion. I den utgör dock i våra dagar långfluget pollen från den aldrig särskilt avlägsna barrskogen ett väsentligt inslag, vilket gör jämförelsen haltande. Vid Pilgrimstad-sedimentens avsättning måste sådan skog som nämnts varit avlägsen.

En jämförelse mellan de sålunda funna vegetationsförhållandena och de nutida ger utan vidare vid handen, att ett avsevärt kyligare klimat än nutidens måste ha rått. Än större blir differensen om jämförelsen inskränks till det isfria skedets varmaste del och det postglaciala klimatoptimet. Dessa jämförelser antyder, att det isfria skedet troligen ej motsvarar Eem-interglacialen. Medeltemperaturen under dennas klimatiska optimum ligger som nämnts snarast över det postglaciala optimets. Detta framgår bl. a. (jfr s. 208) av det av Woldstedt, Rein u. Selle (1951, s. 90) publicerade Eem-diagrammet i jämförelse med ett postglacialt diagram (t. ex. Schmitz 1955, s. 56) från samma trakt. Pilgrimstaddiagrammets klimatoptimum, som i sin tur är väsentligt svalare än det nutida, måste därför vara väsentligt kyligare än Eem-tidens.

De temperaturförhållanden, som indiceras i Pilgrimstad, torde vid jämförelse med de nutida kunna uppskattas sålunda. Vegetationen motsvarar en nutida årsmedeltemperatur av i runt tal —1° C, vilken i Jämtland ligger i närheten av trädgränsen. Detta innebär en sänkning med 2 à 3° i förhållande till nutiden (jfr Östman, Wallén o. Ångström 1953). Det kan vara motiverat att även beakta sänkningen med avseende på julitemperaturen, vars 11°-isoterm i stort sett be-

stämmer barrskogens gräns mot björkskogen. Om den antas ha sänkts i proportion till årsmedeltemperaturen, finner man vid jämförelse med Ångströms (1953) karta, att 11°-isotermen bör ha gått fram i närheten av Storsjöns södra ände, dvs. ej alltför långt från Pilgrimstad. Självfallet innebär detta resonemang en rad ganska lösa antaganden och approximationer, men det ger ändå en uppfattning om storleksordningen av differenserna i klimat och växtlighet. Någon mer exakt beräkning av förhållandena torde f. ö. ej kunna göras på grundval av det nu tillgängliga materialet.

Ovanstående jämförelse visar en ganska god överensstämmelse mellan klimatförhållandena vid tiden för Pilgrimstad-sedimentens avlagring och de som skisserats av Andersen (1961; jfr s. 208) för Brörup-interstadialen. Oavsett riktigheten av hans tolkning av den danska lagerföljden och inplaceringen av denna interstadial i den kvartära tidsskalan, måste man konstatera, att förhållandena i Pilgrimstad klart indicerar interstadiala och ej interglaciala förhållanden. Betonas måste att med "interglacial" avses här "Eem-tiden i dess helhet" eller därmed jämförbart begrepp. Till frågan om man verkligen bör använda termen "interstadial" om ett skede då Skandinavien var isfritt åtminstone fram till fjällgränsen, tas här ingen ställning.

MAKRO- OCH MIKROFOSSILEN, utöver pollenserien från Pilgrimstad, kan indelas i vertebratrester, insektrester, makroskopiska växtrester, enstaka pollen- och sporfynd samt diatoméer.

De vertebratrester som identifierats och beskrivits i litteraturen härrör uteslutande från mammut, ren, myskoxe och älg. Det är sålunda snarast en subarktisk fauna, som indicerar fjällhed eller tundra. Fynd av mer värmekrävande arter är ej kända.

Insektsrester är kända endast från Pilgrimstad. Enligt Lindroths (1948, s. 25) artlista är samtliga arter sådana som kan förekomma i björkregionen eller nedre delen av *regio alpina*. Några arter kan dessutom förekomma i antingen kallare eller varmare regioner. Av de funna arterna indicerar de flesta ett kallare klimat än det nutida. De övriga arterna är indifferenta och ingen art antyder alltså ett varmare klimat. Evertebratfaunans vittnesbörd stöder alltså det som lämnas av pollendiagrammet och vertebraterna.

De makroskopiska växtresterna tillhör i Pilgrimstad främst sådana arter som framträder i pollendiagrammet. *Juniperus* dominerar helt bland de större vedresterna men bland dem finns även *Betula* ("troligen ej *nana*", jfr s. 148) och *Salix*. Detta är alltså en flora, som närmast erinrar om björkregionen. I det understa, varviga, sedimentet fanns endast arter av ännu mer arktisk karaktär, nämligen *Dryas octopetala, Betula nana* och *Salix*-arter. Växtfossilen i de övre sedimenten innehåller utöver dessa arter även mossor, nämligen *Drepanocladus*- och *Cinclidium*-arter, vilka båda är klimatiskt mer indifferenta rikkärrmossor. Vålbackenfloran (med *Saxifraga oppositifolia, Betula nana, Salix*-arter, gräs och mossor) indicerar liksom de föregående kategorierna klart en fjällhed i närheten

av gränsen mot björkregionen. Fynden från andra lokaler emotsäger ej heller ett sådant antagande, då de utgörs enbart av *Juniperus* och indifferenta mossarter.

Pollen från Pilgrimstad, som ej redovisats i fig. 46, och från andra lokaler ger föga upplysning om de klimatiska förhållandena. Beträffande Pilgrimstad gäller dock, att örtpollen och sporer genomgående tillhör arter som kan växa i björkregionen eller på kalfjället. Kulling (1945, s. 40) har också dragit den slutsatsen, att "ingenting motsäger ett antagande om relativt kyligt klimat vid sedimentens bildning". Han har vidare betonat den rikliga förekomsten av kryptogamer, särskilt *Lycopodium*-sporer, vilken ej heller strider mot nämnda antagande.

De fåtaliga pollenobservationerna från andra lokaler ger föga upplysning om klimatet utöver vad pollendiagrammet ger. Endast sådana arter, som dominerar i diagrammet, har observerats. F. ö. är dessa pollenfynd så fåtaliga, att de mycket väl kan representera långfluget eller sekundärt material och sålunda alls icke behöver ge några upplysningar om klimatet i Jämtlandsregionen under det aktuella skedet.

Diatoméer har endast anträffats i Pilgrimstad (s. 154). Om klimatet ger dock denna flora föga upplysning. Då den i varje fall ej indicerar varmare förhållanden, motsäger den inte de slutsatser som dragits i det föregående.

Fossilfyndens samlade vittnesbörd visar sålunda, att det isfria skedet varit väsentligt svalare än det nutida. Det antyder därför en interstadial, snarare än en interglacial. Man kan givetvis hävda, att fossil endast från periodens kallare delar blivit bevarade. Ett sådant antagande är dock knappast möjligt i fråga om Pilgrimstad och i övriga fall talar rena sannolikhetsskäl emot detta.

C14-DATERINGAR har gjorts på material från Pilgrimstad, Vålbacken och Näsviken. I samtliga fall har åldern visats ligga utanför metodens räckvidd. Denna har varierat från fall till fall, men om alla prover härrör från samma skede, är detta därmed klart hänfört till tiden före ca 40.000 BP. Dock gäller, att endast i fallet Pilgrimstad är s e d i m e n t e n s ålder klarlagd. I övriga fall är det daterade materialet omlagrat och kan teoretiskt tillhöra ett äldre skede än sedimentationen. Detta är givetvis en inskränkning som även gäller diskussionen av fossilen i det föregående. De enda tillgängliga fakta pekar dock klart på en interglacial ålder eller en interstadial i Weichsel-nedisningens äldre del.

De olika i föregående avsnitt diskuterade faktorernas vittnesbörd om de submoräna sedimentens ålder sammanfattas i tabell 10.

Tabellen visar klart, att en senglacial, inkl. Frödins epiglaciala, tolkning av sedimenten knappast kan äga giltighet. Inga skäl talar direkt för denna, fem faktorer däremot direkt mot. En interglacial tolkning (Eem) förefaller kanske ej helt utesluten, men pollendiagrammet från Pilgrimstad talar emot den. Det finns dock heller inga skäl som direkt stöder en sådan tolkning. För en interstadial tolkning talar däremot positivt fyra faktorer och den motsägs inte av

TABELL 10.
SAMMANFATTNING AV OLIKA FAKTORERS VITTNESBÖRD OM DE SUBMORÄNA SEDIMENTENS ÅLDER
Summary of the evidence of different criteria about the age of the submorainic sediments

\+ = trolig *probable* o = möjlig *possible* — = omöjlig *impossible*

	Interglacial	Interstadial	Sen-(epi-)glacial
Regional utbredning	o	+	—
Petrografisk karaktär	o	+	o
Övre moränen	o	o	—
Varvantal	o	o	—
Pollendiagram	— ?	+	o ?
Fossil	o	+	—
C14-dateringar	o	o	—
Summa	O+, 6o, 1—	4+, 3o, 0—	0+, 2o, 5—

några. Det kanske kan tyckas oriktigt, att på detta sätt sammanfatta ett antal faktorer, vilka i jämförelse med hela observationsmaterialet är få och som i sin tur bygger på i vissa fall rätt lösa antaganden. Emellertid måste man beakta, att större delen av materialet är helt indifferent. Här har sammanfattats de få faktorer som överhuvudtaget kan anses signifikanta och ur de övriga har dragits så långtgående slutsatser som är möjliga, om än de ej alltid är bevisade. På grundval av de hittills kända fakta kan man därför knappast dra andra slutsatser, än att de submoräna sedimenten i Jämtlands län med all sannolikhet markerar en betydande interstadial i Weichsel-nedisningens tidigare del.

Sedimentens inpassning i den kvartära tidsskalan

De möjligheter som föreligger för en närmare inpassning i tidsskalan har redan (s. 207) skisserats. De enda säkert belagda och daterbara interstadialer som identifierats i Skandinavien är Rodebaek- och Brörup-interstadialerna (Andersen 1961). Härvid bortses alltså helt från interstadialer, vilka identifierats på längre avstånd från den aktuella regionen och som troligen kan parallelliseras med de båda nämnda, liksom från den s. k. Göttweig-interstadialen, en term som helt bör utgå (Woldstedt 1962, s. 122). Av icke daterade, på andra grunder identifierade interstadialer, må nämnas den på kontinenten diskuterade tvådelningen av Weichsel-perioden (t. ex. Woldstedt 1962) samt skedet mellan Ljungners (1949) båda glaciationer. Vidare har Magnusson (1962, s. 370) diskuterat möjligheten av en mer lokal interstadial i norra Skandinavien, "when there were still interglacial conditions in the greater part of NW Europe". Han nämner dock möjligheten av ett jämställande av denna lokala interstadial med den av Ljungner funna eller med Brörup-interstadialen.

Även i övrigt gäller, att alla eller flera av de här uppräknade alternativen i själva verket kan utgöra ett och samma skede, fastän identifierat på olika grunder och i olika områden. Andersen (1957, s. 185) har klart framhållit, att tvådelningen av Weichsel-istiden markeras av Brörup-interstadialen. Man kan vidare på goda grunder anta, att Ljungners två glaciationer motsvarar den klassiska tvådelningen av Weichsel-nedisningen. Enligt Ljungners resonemang motsvarar nämligen intervallet mellan glaciationerna en verklig deglaciation. E f t e r denna har nedisningens huvudfas ägt rum, inom vilken ingen plats finns för en interstadial äldre än de senglaciala. Följaktligen föreligger endast alternativen att de båda identifierade isfria perioderna är en och samma, eller att två betydande interstadialer existerat, av vilka i varje region endast en kunnat spåras. Det sistnämnda alternativet förefaller vida mindre sannolikt.

Beträffande den vid Gallejaure identifierade interstadialen — vilken dock av G. Lundqvist (1964, fig. 16) parallelliserats med Eem-interglacialen — har Magnusson (1962, s. 370) med tvekan jämfört den med den varmare delen av Brörup-interstadialen. Han ansåg dock en lokal interstadial "perhaps more acceptable". En jämförelse mellan de jämtländska submoräna sedimenten och Gallejaure-lokalen är därför av principiellt intresse.

Den vegetationstyp, som indiceras vid Gallejaure, syns enligt Magnusson (1962, s. 367) närmast vara jämförbar med den översta delen av björkregionen. Magnusson betonar dock skillnaden mot denna zon i våra dagar, t. ex. vad beträffar den lägre växtligheten. Klimatet måste dock haft subarktisk karaktär. Likheten mellan Magnussons (1962, fig. 4; här fig. 54) pollendiagram från Gallejaure och det från Pilgrimstad är frapperande. Gallejaure-diagrammet överensstämmer väl med övre delen av Pilgrimstad-diagrammet. Det skiljer sig dock på några väsentliga punkter: QM-kurvan saknas helt vid Gallejaure. Emellertid beror detta på att diagrammet i det fallet korrigerats med hänsyn till sekundärt pollen enligt Iversens (1936) metod. Denna innebär, att ett pollenspektrum från den underliggande moränen frånräknas. Av Magnussons (1962, s. 366) uppgifter framgår, att både *Quercus* och *Corylus* förekommer i denna morän. Tyvärr har Pilgrimstad-diagrammet ej kunnat korrigeras på samma sätt, emedan en säkert underliggande morän ej observerats. Det finns dock goda skäl att anta, att i ett korrigerat Pilgrimstad-diagram QM-kurvan skulle försvinna — ett antagande som stöds av den bild diagrammet ger av den klimatiska miljön.

En annan skillnad mellan de båda diagrammen är, att *Picea*-kurvan helt saknas i Gallejaure. Avståndet till växtlig gran måste ha varit ännu större än i Pilgrimstad-fallet. Samma gäller kanske tallen. *Pinus*-kurvan i Gallejaure ligger genomgående lägre än i Pilgrimstad. Detta är dock ett förhållande som är mindre relevant. Det är ett uttryck för variationer i förhållandet *Betula*/*Pinus*, vilka kan vara betydande även inom en och samma region.

Beträffande *Betula* gäller en viktig skillnad. I Pilgrimstad utgör *B. nana* en obetydlig del därav, medan i Gallejaure den endast ligger obetydligt under träd-

artad *Betula,* särskilt i diagrammets övre, mest utpräglat subarktiska del. Det är visserligen sant som G. Lundqvist (1964, s. 50) påpekat, att *B. nana* ej är en utpräglad kallväxt, men man får nog ändå anse, att proportionerna och proportionsändringarna i dessa diagram är ett uttryck för klimatets subarktiska prägel. Beträffande skillnaden mellan diagrammen gäller f. ö., att rent metodiska faktorer kan spela in. Det välkända förhållandet, att olika pollenanalytikers resultat ofta ej är helt jämförbara, kan tänkas ha relativt stor effekt på differentieringen i *Betula nana* och övrig *Betula.* Vidare kan olikheter i krympning, t. ex. beroende på variationer i kalkhalt [jfr Eneroth (1951) och Fromms (1951) efterskrift därtill], göra en direkt jämförelse vansklig.

Kontentan av det föregående är, att Gallejaure och Pilgrimstad tycks vara mycket likartade, men Gallejaure visar mer utpräglat subarktiska förhållanden och en ännu mer öppen, fjällhedartad vegetation. Sistnämnda antagande stöds även av en högre *Artemisia*-frekvens i Gallejaure (man måste dock observera, att s i f f e r v ä r d e n a i de båda diagrammen ej är jämförbara, beroende på olika beräkningsgrunder) samt av högre ericacé-värden i Gallejaure. Frekvensen av ericacéer är mycket låg i Pilgrimstad och ej åskådliggjord i diagrammet. Alla fakta stöder ett antagande av att sedimenten vid Pilgrimstad och Gallejaure härrör från samma period. Skillnaderna är sådana som kan förväntas med hänsyn till den sistnämnda lokalens nordligare läge (ca 65° N. Br. mot ca 63°).

Om man sålunda accepterar parallelliseringen mellan Gallejaure och Pilgrimstad och därmed sannolikt de övriga submoräna sedimenten i Jämtlands län, får perioden en sådan omfattning, att den ej längre kan förväntas ha endast lokala konsekvenser. Redan en samtidig deglaciation av Jämtland in till fjällen och Västerbotten innebär en så betydande förändring av glaciationsförhållandena, att det är osannolikt, att effekten på klimat och vegetation i Sydskandinavien etc. skulle uteblivit.

Om denna tankegång väl är accepterad, blir nästa steg att söka efter spår av det mildare interstadialklimatet i nedisningsområdets yttre delar. Här blir givetvis parallelliseringen högst osäker. Enligt det föregående (s. 212) föreligger skäl för en parallellisering med lagerföljden vid Brörup i Danmark (Andersen 1961). Under det äldre däri identifierade mildare skedet, Rodebaek-interstadialen, måste arktiska—subarktiska förhållanden ha rått över nästan hela Skandinavien. Det yngre skedet, Brörup-interstadialen, synes ha karakteriserats av förhållanden, som ej alltför mycket skiljer sig från vad som är känt från den här aktuella regionen. Enligt resonemanget på s. 223 täcktes stora delar av Jämtland av björkskog, även om barrskogen antogs ha nått upp i Centraljämtland. Enligt Pilgrimstad-Gallejaure-diagrammen har barrskogen dock knappast kunnat nå så långt norrut. Sålunda tycks under Rodebaek-perioden ett kallare klimat ha rått och under Brörup-perioden ett något varmare än vad som varit fallet under den här aktuella interstadialen. Man kanske kan förmoda, att om is ännu täckt fjällkedjan, temperatur- och vegetationsgradienten inemot denna varit brantare än den

nutida, vilket snarast pekar mot en parallellisering med Brörup-interstadialen. Ytterligare ett stöd för parallelliseringen är, att f. n. inga andra interstadialer tycks kunnat komma ifråga för diskussionen än de båda vid Brörup belagda. Längre än så bör dock ej spekulationerna drivas. Avsikten var här endast att visa, att en parallellisering av de jämtländska submoräna sedimenten med interstadiala lagerföljder på Kontinenten är teoretiskt fullt genomförbar. Ett helt konsekvent utförande av en sådan jämförelse bör dock anstå tills ytterligare fakta är kända, såväl i norrlandsregionen som, beträffande stratigrafin, också i sydligare trakter och helst även från Sydsverige.

Tills vidare bör en mer lokal benämning på det isfria skedet användas. I denna uppsats liksom i det preliminära meddelandet (J. Lundqvist 1967) har använts beteckningen Jämtlands-interstadialen. Anledningen härtill är, att det rikliga, tidigt kända uppträdandet av sediment i Jämtland är det för perioden karakteristiska draget. Kulling (1967) har dock föredragit termen Pilgrimstad-interstadialen.

Utblickar

Mot bakgrunden av de resultat som framkommit i det föregående kan en jämförelse med de moräntäckta sedimenten i Sverige utanför Jämtlands län vara befogad. Härvid tages som utgångspunkt den samlade bild som erhållits samt, vad beträffar klimat- och vegetationsutvecklingen, särskilt pollendiagrammet från Pilgrimstad. Det kan ur flera synpunkter vara motiverat att inskränka diskussionen till sådana områden som rimligen kan tänkas ha blivit överskridna av is samtidigt som dels jämtlandssedimenten, dels tidigare kända "interglacialavlagringar" i norra Sverige. Av den orsaken behandlas här endast området N om det mellansvenska låglandet. Emellertid är det ej orimligt att tänka sig även t. ex. de talrika moräntäckta sedimenten i Finland (se Aurola 1949; Aario 1966) inordnade i den allmänna bilden.

Man måste beakta, att den följande diskussionen i motsats till den föregående inte är förutsättningslös. Här prövas o m de olika sedimenten etc. kan inpassas i Jämtlands-interstadialen. Även om så är fallet, innebär dock detta i de flesta fall ej, att de n ö d v ä n d i g t v i s har denna ålder.

"Interglacialavlagringarna"

Vad som främst tarvar en diskussion är givetvis den eventuella parallelliseringen med de s. k. interglacialavlagringarna, till vilka vissa av de jämtländska lokalerna tidigare hänförts. Flera arbeten har på senare tid behandlat dessa avlagringar med utgångspunkt från nya fyndlokaler (t. ex. G. Lundqvist 1960, 1964; Fromm 1960). I dessa arbeten har problemet diskuterats med utgångspunkt från det enkla antagandet, att tidigare fynd är interglaciala, utan egentlig specificering. Trots G. Lundqvists (1964, s. 55) något pessimistiska uttalande, att ett närmare kannstöpande om dessa avlagringar får anstå, tills en exakt datering kan erhållas, kan det vara motiverat att granska lokalerna från en motsatt utgångspunkt. Det innebär alltså en prövning av möjligheterna att infoga lokalerna i den i Jämtland erhållna helhetsbilden utan förutfattad mening att sedimenten verkligen är interglaciala. De tidigare kända lokalerna granskas först var för sig, därefter sammanslagna. Någon utförlig rekapitulation av fossilinnehåll etc. görs ej här utan hänvisas till originalarbetena och G. Lundqvists (1964) senaste sammanfattning. De sakuppgifter som anförs i det följande är hämtade ur dessa arbeten och däri anförd ytterligare litteratur. För lokalernas läge hänvisas till fig. 53.

PORSI (G. Lundqvist 1960) är den nordligaste av lokalerna. Enligt G. Lundqvist (1964, s. 49) representerar lagerföljden hela det isfria skedet. Pollen och makrofossil indicerar klart en fjällhed. Avståndet till barrskog måste ha varit ansenligt, då såväl *Pinus* som *Picea* saknas praktiskt taget helt (endast 1 pollen av *Pinus* har anträffats). En så total frånvaro av barrträdspollen träffar man knappast i nutiden annat än på mycket stort avstånd från barrskogar [jfr t. ex. G. Lundqvists (1960, s. 11) analyser från Singijaure och Vassijaure, samt Aarios (1940) värden från Petsamoområdet].

Diatoméerna är enbart sötvattenformer. Havsytan har följaktligen under hela skedet på denna plats stått lägre än i runt tal 100 m över nuvarande havsyta.

C14-datering har givit >40.000 BP.

Sedd som en isolerad företeelse talar väl Porsi snarare för en interstadial än för Eem-interglacialen. Det förefaller osannolikt, att den rika Eem-flora som indiceras i Ladogaområdet (Znamenskaja 1959) så snabbt och fullständigt skulle ha försvunnit mot NV. Däremot är det mycket troligt, att med den arktiskt-subarktiskt betonade floran långt O om fjällkedjan klimatet var så svalt, att en betydande nedisning av denna samtidigt var rådande.

ALE (Fromm 1960) har likaledes en utpräglat arktisk-subarktisk karaktär. Pollenfloran domineras av graminéer och cyperacéer. Träd och buskar spelar en underordnad roll med *Betula* och *Salix* som enda element. En viss osäkerhet råder dock beträffande identifieringen av huvuddelen av *Betula*-pollenet (Fromm 1960, s. 6). Bland makrofossilen har endast mossor anträffats. Vad som ovan sades om miljön och avståndet till barrskog gäller Ale lika väl som Porsi.

Diatoméerna är endast sötvattensformer. Då höjden över havet är blott

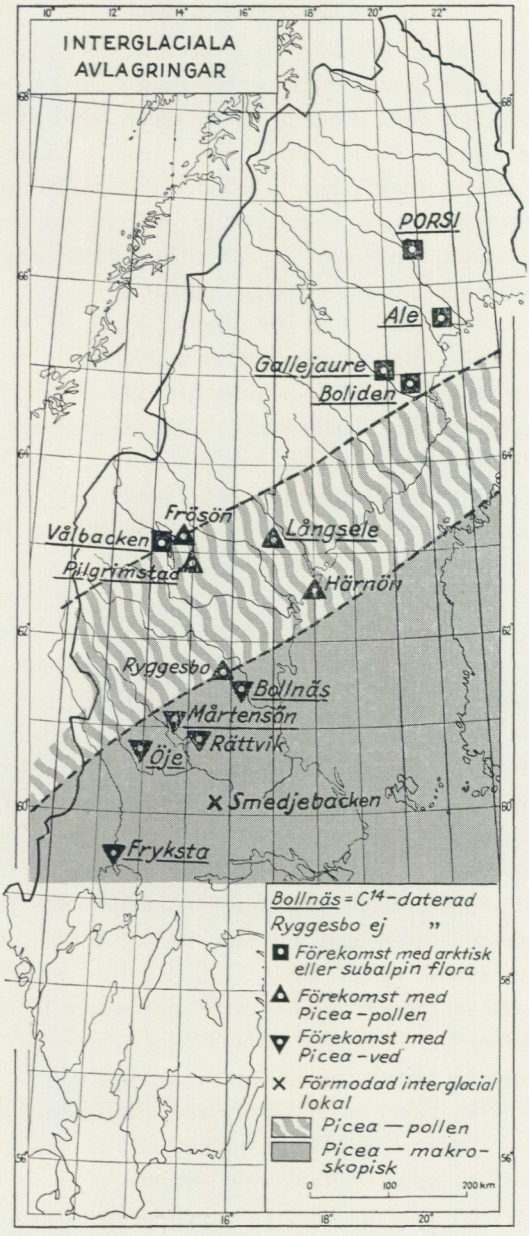


Fig. 53. De tidigare kända "interglaciallokalerna" och zoneringen av *Picea* enligt G. Lundqvist (1964, fig 17). Zoneringen har här korrigerats något med hänsyn till förekomsten av *Picea*-pollen i Pilgrimstad och Frösön.

The earlier known "interglacial" deposits and the zonation of Picea, *mainly according to G. Lundqvist (1964, Fig. 17).*

10—20 m, visar dessa, att havets dåtida yta ej kan ha stått nämnvärt över den nutida. Då är dock att märka, att lagerföljden vid Ale ej är fullständig. Enligt Fromm (1960, s. 10) representerar den möjligen endast slutet av det isfria skedet. Teoretiskt kan därför havsytan stått högre under en del av detta.

C14-datering har givit >24.000 BP. En viss oklarhet råder beträffande detta värde, beroende på att den ringa provmängden ej tillät rening från eventuell yngre humus (Fromm 1960, s. 5). Detta har givit upphov till olyckliga citat beträffande åldern — under inga förhållanden får denna anges på annat sätt än >24.000 BP (jfr Östlund 1959, s. 36).

De kända data tillåter, att Ale-lokalen inordnas i samma utveckling som visas av de jämtländska lokalerna. En fjällhed ända ned mot den nuvarande kusten långt N om Jämtlandsregionen passar väl in i helhetsbilden. De kända data stämmer mindre väl med vad som är känt om Eem-tiden i d e s s h e l h e t. Det kan dock ej förnekas, att om Fromms antagande är riktigt, att endast interglacialens sista del är representerad, lokalen även kan utgöra en Eem-avlagring.

GALLEJAURE (Magnusson 1962) har redan i det föregående diskuterats med avseende på pollendiagrammet. Lokalen anger alltså en vegetation som närmast motsvarar gränsen mellan björkskog och fjällhed. Pollendiagrammet är mycket likt större delen av Pilgrimstadsdiagrammet.

Diatoméerna är enbart sötvattensformer, vilket dock endast innebär, att den dåtida havsytan ej stod mer än 275 m högre än i nutiden.

C14-datering har givit >35.000 BP.

Diskussionen på s. 227 utmynnade i att Gallejaure och Pilgrimstad med all sannolikhet representerar samma isfria skede, alltså interstadial. Även Magnusson (1962, s. 369) har mot bakgrunden av de stratigrafiska förhållandena betecknat lokalen som interstadial, ej interglacial. Den fullständiga delen av pollendiagrammet (fig. 54) ger visserligen ett intryck av att endast senare delen av ett varmare skede är representerad i lagerföljden ovan 273,6 m, i vilket fall alltså en fullständig, interglacial lagerserie teoretiskt kan saknas. Tar man emellertid även hänsyn till det organiska skiktet på 272,3 m, liksom till det faktum, att glacigena sediment direkt underlagrar de organogena, får man samma intryck av en fullständig interstadial som vid Pilgrimstad.

BOLIDEN (Grip 1949; J. Lundqvist 1955) ligger ej långt från föregående lokal men närmare kusten på något lägre nivå. Floran — bl. a. vedrester och pollen — är ganska heterogen. Pollenspektra ger närmast intryck av samma björkvegetation som Gallejaure men mindre utpräglat. En ej obetydlig mängd *Pinus* (6 resp. 33 % i två prover) samt något *Alnus* (1 resp. 3 %) har tillkommit. Tallpollenet kan väl tänkas vara långtransporterat, då inga makroskopiska rester anträffats. F. ö. bör observeras, att tallpollenet är av typ *Pinus cembra*, en art som i nutiden i Skandinaviens omgivningar endast växer vid gränsen mot tundran V om Murmansk (Hultén 1950, karta 70). Alen däremot måste växt på platsen, då vedrester därav är funna. I övrigt domineras träd- och buskvegetation-

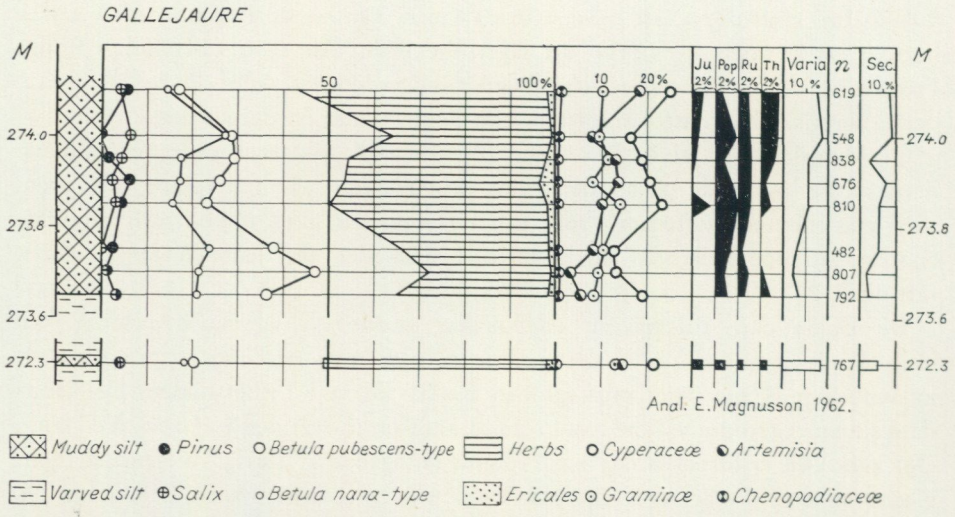


Fig. 54. E. Magnussons (1962, fig. 4) pollendiagram från Gallejaure. Observeras måste, att procentberäkningen är utförd på ett sätt som avviker från det som tillämpats i pollendiagrammen fig. 46, 47 och 55.

E. Magnusson's (1962, Fig. 4) pollen diagram from Gallejaure. The frequencies have been calculated in a different way than in Figs 46, 47 and 55.

en av björk (både *Betula nana* och trädformig). Utöver de tidigare (J. Lundqvist 1955, s. 325) redovisade pollenslagen bör framhållas 26 resp. 12 % (beräknat på trädpollensumman) icke identifierade NAP-pollen i de båda proverna. Intrycket av gles björkskog med inslag av al, vide m. m. invid en strand bestyrks.

C14-datering har givit >24.000 år, dvs. äldre än den då tillämpade metodens räckvidd.

Lagerföljden är alltför bristfälligt bevarad för att ge svar på frågan om den är interstadial eller interglacial. Den torde dock låta sig inordna i den här framförda allmänna bilden av en interstadial. Andersen (1961, s. 125) säger också "A correlation with the Brørup Interstadial may be possible". Å andra sidan föreligger väl heller inga fakta som talar emot en datering till t. ex. Eem-periodens slut.

LÅNGSELE (Sundius o. Sandegren 1948; Sandegren 1964) uppvisar en väl bevarad, relativt fullständig lagerföljd, vars översta del dock torde ha avlägsnats genom glacialerosionen. Floran kännetecknas genomgående av arter som ej ger några säkra upplysningar beträffande klimatet. De flesta arterna kan förekomma inom praktiskt taget hela skogsregionen. För ett svalare klimat än det nutida talar dock avsaknaden av utpräglat värmekrävande växter. Totalintrycket vid jämförelse med den nutida floran är snarast svalare förhållanden.

Intrycket bestyrks av pollendiagrammet (se fig. 55). Detta har redan i det föregående diskuterats och jämförts med Pilgrimstad-diagrammet (s. 154), varvid likheten mellan de båda diagrammen framhölls. Likheten bekräftas ytterligare,

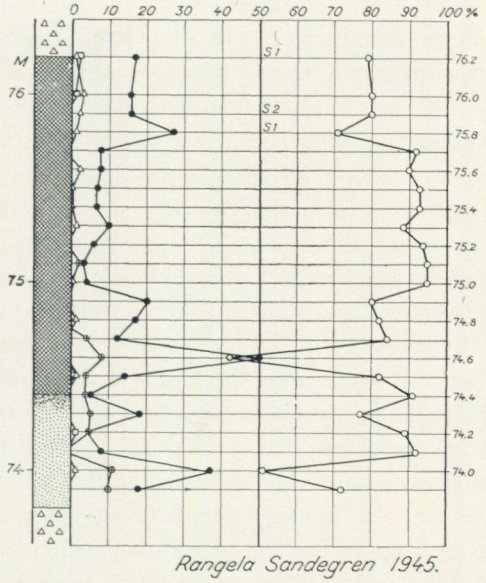


Fig. 55. Sandegrens pollendiagram från Långsele. — Från Sundius och Sandegren (1948, fig. 6).

Sandegren's pollen diagram from Långsele.

om hänsyn även tas till övriga, i Långsele-diagrammet ej åskådliggjorda arter (Sundius o. Sandegren 1948, s. 14). Pollendiagrammet indicerar, såsom framhölls, genomgående svalare förhållanden än de nutida, vilket framgår ganska klart vid jämförelse med diagram från postglaciala lagerföljder (se t. ex. Fromm 1938; Fries 1956). Den totala *Betula*-dominansen genom hela Långseleserien återfinner man i nutiden icke i trakten. Först i björkregionen tar *Betula* så helt överhand över barrträden. Detta gäller även under värmeoptimet i Litorinatid, vilket i Norrland kännetecknas av ett björkmaximum. Och vid denna tid tillkommer i de norrländska diagrammen även mer värmekrävande arter, såsom *Corylus, Quercus, Ulmus* och t. o. m. *Tilia* (Fromm 1938), vilka helt saknas i Långsele. I pollendiagrammet har framför allt *Salix*-kurvans utkilande och tillkomsten av en låg *Picea*-kurva tolkats som indicium för inträdandet av en värmetid. Man kan invända, att även i de mest köldbetonade diagram *Salix*-kurvan brukar vara låg och så snart andra pollenslag i större mängd tillkommer försvinner den nästan helt. Något direkt milt klimat tyder dess upphörande alls icke på. Den ytterst låga *Picea*-kurvan ger ett bestämt intryck av en invandring av gran, analog med den postglaciala — men på långt avstånd från trakten. Så ytterligt låga *Picea*-värden (< 5 %) finner man i nutiden icke annat än helt tillfälligt inom barrskogsområdet. Man har därför svårt att ur p o l l e n d i a g r a m m e t utläsa klimatförhållanden ens tillnärmelsevis så milda som traktens nutida.

Som stöd för antagandet av ett mildare skede under Långsele-sedimentens

avlagring har även anförts insektsfaunan. Lindroth (i Sundius o. Sandegren 1948, s. 21) säger härom, att vi måste anta att "Långselelagren ha bildats under (minst) två klimatiska perioder, den ena något varmare, den andra avsevärt kallare än i nutiden". En granskning av fossillistan ger vid handen, att de anträffade arterna är övervägande minusformer, dvs. sådana som indicerar ett kallare klimat, eller indifferenta. Endast två arter, ett fragment av vardera, tyder på varmare klimat. I fråga om den ena, *Orobites cyaneus,* tycks dock indiciet ej vara särskilt starkt, ty enligt Lindroths (1948, s. 18) uppgift förekommer arten i nutiden så långt norrut som till polcirkeln i Finland. En mer utpräglad värmeart är *Ceuthorrhynchus quadridens,* vilken i nutiden ej går längre norrut än till Värmland—Uppland (l.c.). Enligt Lindroth (i Sundius o. Sandegren 1948, s. 22) förekommer den ej i *regio coniferina.* Artens förekomst tyder alltså onekligen på ett mildare klimat men man ställer sig ändå tveksam om detta enda fragment skall få tolkas som bevis för ett sådant — emot florans vittnesbörd. Det är väl inte orimligt att anta, att en viss förskjutning av artens vanor kan ha ägt rum, eller att det inte är enbart temperaturbetingelserna som bestämmer dess utbredning. De ekologiska förhållandena under interstadialen måste, som framhållits, varit rätt olika nutidens. Av största vikt i sammanhanget är att Coope (1962, s. 117) just med stöd av insektsfaunan och trots fyndet av *Ceuthorrynchus* betonat likheten mellan Långsele-förekomsten och den brittiska Fladbury-faunan. Fladbury tolkas som en tidig Weichsel-interstadial, av Coope o. Sands (1966) daterad till ca 38—39.000 BP, och representerar ett avsevärt kallare klimat än det nutida.

Diatoméfloran utgörs enbart av sötvattensarter. Såväl brackvattens- som klarsjöformer saknas. Under den period som finns representerad i lagerföljden stod följaktligen havsytan lägre än 74 m över den nutida.

C14-datering har givit >40.000 BP.

Som framgått redan av diskussionen på s. 154 syns det mest sannolikt att Långsele bör parallelliseras med Pilgrimstad och därmed troligen med övriga interstadiala bildningar i Jämtland. Enda verkliga indiciet emot denna tolkning och för en interglacial är täckvingen av *Ceuthorrhynchus* och fråga är om det verkligen bör tillmätas så avgörande betydelse emot övriga fakta. Dock föreligger givetvis möjligheten att lagerföljden är mycket starkt dekapiterad och att endast början av en lång, interglacial lagerserie finns bevarad. Jämförelsen med Pilgrimstad stöder dock ej en sådan hypotes. Andersen (1961, s. 124) säger om Långsele att "The deposit may belong to the Brørup Interstadial, but an Eemian Interglacial age seems to be more likely". Mot bakgrunden av vad ovan sagts skulle man nog hellre vilja vända på denna sats och anta en interstadial ålder mer sannolik, men i övrigt måste frågan lämnas öppen.

HÄRNÖ (Munthe 1890, 1904, 1909, 1910, 1946) uppvisar en flora och fauna, som indicerar väsentligt kallare, arktisk—montana, förhållanden än nutidens. Lindroth (1948, s. 26) har påpekat, att detta gäller Härnö i än högre grad

än de omgivande lokalerna Pilgrimstad, Långsele och Bollnäs. Så långt passar lokalen väl in i jämtlandssedimentens helhetsbild. Emellertid föreligger i fallet Härnö den svagheten, att lagerföljden är fragmentarisk och någon pollenserie, som belyser en eventuell förändring av klimatet, ej kunnat erhållas. Något direkt varmare skede kan visserligen ej finnas representerat; det visar klart det väl genomarbetade, rika fossilmaterialet. En förändring, som markerar en glidning mot varmare eller kallare klimat, skulle dock ändå teoretiskt gått att spåra i t. ex. ett fullständigt pollendiagram. Man kan av dessa skäl ej utesluta möjligheten av att lagren tillhör början eller slutet av ett väsentligt varmare skede än den här aktuella interstadialen. Lindroth (1948, s. 26) anser f. ö., att faunan sannolikt tillhör interglacialens av arktiska förhållanden präglade slutskede.

Samma temperaturförhållanden visas även av diatoméerna. Anmärkningsvärt är, att endast sötvattensformer, bland dem utpräglat nordliga kallvattensformer, förekommer. Lokalen ligger endast 5 m ö. h. och havsytan kan följaktligen under det isfria skedet ej stått nämnvärt högre än i nutiden. Detta stämmer kanske mindre väl överens med ett antagande av interglacial (Eem) ålder, då under detta skede en betydande havstransgression ägde rum. Något mått på denna transgression för den berörda trakten finns visserligen ej, men man kan erinra om, att havsytan under Eem-interglacialen helt allmänt anses ha stått högre än i postglacialtiden (t. ex. Woldstedt 1954 a, fig. 121). Skulle havsytan vid något tillfälle ha stått högre än Härnölokalen, innebär detta, att ej blott alla värmekrävande arter utan även de marina diatoméerna så fullständigt avlägsnats, att inga spår av dem anträffats. Detta förefaller mindre sannolikt, om lagren antas representera interglacialens slut, men möjligheten föreligger trots allt, att det i själva verket är dess början. En eventuell högre liggande fortsättning av lagerserien kan då lättare tänkas borteroderad. Emellertid ställer det sig, försiktigt uttryckt, åtminstone ej svårare att inpassa lokalen i en interstadial jämförbar med den i Jämtland belagda än i en interglacial. Havsytans läge under interstadialen är visserligen ej känt, men under de antagna klimatförhållandena är det ej orimligt att tänka sig, att betydande landisar funnits i fjällen — och kanske även i andra delar av världen, vilket kan ha orsakat en viss eustatisk sänkning av havsytan.

RYGGESBO (G. Lundqvist 1963, s. 18) är ytterst fossilfattigt. De fåtaliga makrofossilen är ganska intetsägande. Pollen förekommer i något större mängd och ett diagram har kunnat upprättas (G. Lundqvist 1963, fig. 10; 1964, fig. 7). Detta är ganska likt postglaciala diagram från samma trakt (jfr t. ex. G. Lundqvist 1963) men skiljer sig något från dessa. I undre delen lägger man märke till såväl *Hippophaë* som en ansenlig *Salix*-frekvens. Vidare finns genom hela diagrammet både *Corylus, Quercus, Ulmus* och *Tilia* i en frekvens, som är märkbart högre än den nutida. Om detta återspeglar verkliga vegetationsförhållanden, indiceras snarast ett varmare klimat än det nutida. Under den förutsättningen låter sig lokalen knappast inordna i samma utvecklingsschema som jämtlands-

lokalerna. Det är knappast troligt, att en värmekrävande vegetation med ädla lövträd etc. i Hälsingland på den ganska korta sträckan (10 à 15 mil) till södra Jämtland skulle avlösas av rent subarktisk växtlighet.

Ryggesbo skulle sålunda kunna avföras ur diskussionen. Men man fäster sig vid några drag som ytterligare bör skärskådas. Ädla lövträd och hassel uppträder lika ymnigt i de skikt, som för övrigt karakteriseras av den minst värmebetonade floran med *Salix* och *Hippophaë*. Vidare når de sin högsta frekvens i den understa delen av det rent minerogena sedimentet. Sannolikheten förefaller ganska stor att detta pollen — och f. ö. kanske även en del av det övriga — är redeponerat (jfr det sekundära pollenet i Gallejaure, s. 226). I alla händelser är det ytterligt beklagligt, att ej ett moränunderlag under sedimenten kunnat undersökas i detta avseende.

En annan svag punkt är kanske identifieringen av det enligt G. Erdtman "bedrövliga" (G. Lundqvist 1963, s. 19) pollenet. Diagrammet är utfört av H. Flodkvist, vilken är den ende som iakttagit de värmekrävande arterna. G. Erdtman (se G. Lundqvist 1963, s. 19—20) har icke observerat annat än samma relativt arktisk—alpina flora som på de nordligare lokalerna med tillägg av *Alnus* cfr *glutinosa*. Påpekas bör, att Flodkvist även i ett preliminärdiagram från Pilgrimstad hade en relativt hög *Corylus*-kurva, medan varken Erdtman eller SGU:s mikropaleontologiska laboratorium iakttagit någon *Corylus*. En viss misstro mot bestämningarna i Ryggesbo-diagrammet är därför befogad. Om *Corylus*- och QM-kurvorna elimineras ur diagrammet, blir detta ganska intetsägande. Samma pollenflora finner man i nutiden i samma trakt, men den förekommer också långt upp i den subarktiska regionen [jfr t. ex. Aarios (1944, fig. 3) diagram från Enare träsk i Nordfinland].

Slutligen föreligger enligt G. Lundqvist (1963, s. 20) den möjligheten, att lokalen visar en postglacial lagerföljd täckt av skred. C14-datering har nämligen ej varit möjlig, varför en postglacial ålder ej är utesluten. Något hinder för skred av betydligt yngre datum än det av G. Lundqvist föreslagna syns ej föreligga, varför pollendiagrammet ej är utslagsgivande i denna fråga.

Kontentan av det anförda är, att oklarheten beträffande Ryggesbo är närmast total. Om den av G. Lundqvist angivna floran etc. accepteras, föreligger emellertid någon likhet med den närbelägna Bollnäs-lokalen (se nedan) och resonemanget från denna bör vara tillämpligt även på Ryggesbo. Iögonenfallande är visserligen skillnaden i förhållandet *Pinus/Betula* i pollendiagrammen från de båda lokalerna. Ryggesbo domineras helt av *Pinus,* medan i Bollnäs *Betula* har en svag övervikt. Sådana skillnader behöver väl ej vara utslagsgivande, men bidrar till osäkerheten. Om parallelliseringen är riktig, visar dock diatoméfloran i Ryggesbo, att den vid Bollnäs indicerade höga havsytan ej kan ha stått högre än ca 118 m över den nutida.

BOLLNÄS [Halden (Eriksson) 1912, 1915, 1948] kännetecknas av en flora, som är väsentligt mer värmekrävande än de hittills behandlade lokalernas. Även

makroskopiska rester finns av växter, som i nutiden icke når så långt norrut som Bollnäs. Bland dem märks främst *Ceratophyllum submersum* som nu ej når N om Skåne (denna och övriga uppgifter om växternas utbredning enl. Hultén 1950). *Carex Pseudocyperus* och *C. riparia* har sin nutida nordgräns något S om lokalen, medan *Corylus* och *Lycopus* når något norr därom. Pollendiagrammet (Halden 1948, fig. 9) visar likaledes en flora som förefaller relativt värmekrävande. *Betula* utgör visserligen ett något mer betydande inslag än i nutida diagram, men i stort sett skiljer sig bilden av *Betula-*, *Pinus-* och *Picea*-kurvorna ej nämnvärt från den postglaciala. Man lägger vidare märke till en högt liggande *Alnus*-kurva samt framför allt en väl utbildad *Corylus*-kurva, vars procentvärden är av samma storleksordning som den postglaciala värmetidens. Vid sidan av denna ter sig därför avsaknaden av QM-kurva förvånande. De postglaciala diagrammen från samma trakt (jfr t. ex. Halden 1917; G. Lundqvist 1963) kännetecknas av en QM-kurva, som snarast ligger högre än *Corylus*-kurvan. Efter värmemaximet tonar kurvorna ut men regeln gäller rätt generellt. Bollnäs-diagrammet ger mot denna bakgrund intryck av ett mildare klimat än nutidens med en flora, i vilken den värmekrävande högre vegetationen utgjorts enbart av hassel. Man kommer osökt att tänka på Eem-tidens diagram från t. ex. Danmark (t. ex. Jessen o. Milthers 1928), där *Corylus*-kurvan vanligen dominerar över QM-kurvan. Att procenttalen för de olika pollenslagen beräknas på olika grunder spelar i sammanhanget ingen roll — här behöver avseende endast fästas vid kurvornas inbördes läge.

Trots att Bollnäs-sedimenten är svämtorvartade och alltså delvis utgörs av omlagrat material, är pollendiagrammet ej regellöst. En klar utveckling från mindre värmekrävande flora till mer tempererad och åter till kallare indiceras. Även de minst värmebetonade delarna ger dock intryck av att representera ett klimat, ej nämnvärt svalare än det nutida. Visserligen måste man beklaga, att ingen möjlighet funnits att införa en korrektion för sekundärt pollen, men icke desto mindre torde den antydda utvecklingen vara en realitet.

Diatoméfloran i Bollnäs-lagren kännetecknas av både brackvattensarter och sötvattensarter av nordlig typ. I den zon som har den mest värmebetonade vegetationen förhärskar en brackvattensflora. Lagrets nivå är 88 m ö. h., och den dåtida havsytan har alltså nått minst så högt över den nutida.

C14-datering har givit >30.000 BP.

Såväl floran som brackvattensdiatoméerna på ifrågavarande nivå antyder klart, att Bollnäs-lagren är av Eem-ålder. Så har de även tolkats av Andersen (1961, s. 124). Man saknar visserligen ekblandskogen, som utgjort ett väsentligt inslag såväl i södra som östra Fennoskandia (Jessen o. Milthers 1928; Znamenskaja 1959; m. fl.) men ett betydande värmemaximum och en samtidig hög havsnivå får ändock anses säkert belagda. Förhållandena går svårligen att förena med vad som i det föregående antagits beträffande Jämtlandsinterstadialen. Om Bollnäs-lagren antages vara samtida med de jämtländska submoräna sedimenten, er-

hålls en närmast orimligt brant vegetations- och temperaturgradient från mer tempererade förhållanden än de nutida i Hälsingland till subarktiska i Jämtland—Ångermanland.

Det är även helt omöjligt, att parallellisera Bollnäs och Härnö, om icke en god del av Härnö-lagren antas borteroderade. Halden (1915, s. 469) har visserligen jämställt de båda lokalerna, men man måste beakta, att problemställningen i Haldens diskussion var en annan. Då var alternativen postglacial eller interglacial. Då det väl var bevisat, att ingendera lokalen var postglacial, gav fortsättningen sig själv. Nu har ett nytt moment, nämligen en betydande "interstadial", tillkommit och parallelliseringen kan då ej längre anses given. Utan att göra våld på Haldens resonemang möter det därför inget hinder, att man nu hänför de båda lokalerna till skilda isfria perioder.

MÅRTENSÖN (G. Lundqvist 1964) kännetecknas av ett ganska obetydligt sedimentlager och en pollenflora av väsentligen *Pinus, Picea, Betula* och *Alnus*. Vedrester visar att åtminstone *Picea* verkligen växt i trakten. De värmekrävande arterna representeras av ett fåtal pollen av *Ulmus* och *Carpinus*. G. Lundqvist (1964, s. 13) har framhållit att detta kan vara långtransporterat. Minst lika troligt är att det är sekundärt. Beklagligtvis har pollenspektret ej korrigerats för sekundärpollen. Provet av den underliggande moränen borde möjliggjort en korrektion, men tyvärr har det ej bevarats på ett sådant sätt, att en pollenanalys därav i efterhand är tillrådlig. NAP-pollen och sporer utgör en betydande del av floran — 23 % räknat på AP-summan, vartill kommer "diverse mossporer". Floran är ej särskilt olik den nutida, men om den obetydliga mängden pollen av värmekrävande arter antas vara sekundär, passar den lika väl in i Jämtlandsinterstadialen. Lokalen ligger så långt S om de jämtländska, att det är naturligt, om ett större antal arter, främst al och barrträd, här gör sig starkare gällande. Den kända floran passar mindre väl med Eem-tiden. I en Eem-flora borde så långt söderut värmekrävande arter, främst *Corylus,* spelat en avsevärt större roll. Emellertid är sedimentlagret tunt och kan teoretiskt representera endast en kort period i t. ex. Eem-tidens början eller slut. G. Lundqvist (1964, fig. 16) har angivit slutet av denna men med tanke på bristen på mera värmekrävande arter i det minerogena sedimentet förefaller kanske början minst lika sannolik.

Diatoméerna är sötvattens- och klarsjöformer och anger, att den dåtida havsytan stod lägre än ca 160 m över den nutida.

C14-dateringar har givit >40.000 BP.

Sammanfattningsvis må konstateras, att lokalen ej tillåter några säkra slutsatser beträffande ålder. En interstadial förefaller kanske troligast men Eem-ålder är ingalunda utesluten.

RÄTTVIK (G. Lundqvist 1951, s. 17; Thorslund 1957, 1966) representeras endast av ett antal fossil i sekundärt läge. I morän och isälvsavlagringar har anträffats mammutrester samt ved av gran och asp. De isolerade fynden låter sig väl förena med interstadialteorin men en Eem-ålder är ej utesluten. Allmänt

gäller dock om dessa fynd liksom övriga isolerade fynd i sekundärt läge, att sannolikheten blir större ju yngre period de antas härröra från. Om överhuvudtaget en interstadial yngre än Eem berört trakten, är väl sannolikheten därför störst, att fynden härrör från denna. Thorslund har gjort pollenanalyser på material från mammutresterna, men ej heller dessa ger ytterligare upplysningar. *Pinus* tycks utgöra ett väsentligt inslag men därjämte förekommer såväl *Picea* och *Betula* som *Salix* och *Corylus*. Sporer av *Lycopodium* och *Selaginella* m. fl. har även iakttagits.

ÖJE (G. Lundqvist 1951, 1955) utgörs i den undersökta delen av ett varvigt (glacigent) sediment, vari anträffats ved av gran och tall. Ett pollendiagram genom detta lager (G. Lundqvist 1951, fig. 10) karakteriseras framför allt genom sin höga *Picea*-halt. I jämförelse med postglaciala diagram (t. ex. G. Lundqvist 1951) är denna halt påfallande, liksom den (därav förorsakade?) låga *Betula*-frekvensen. Utöver dessa arter märks "normala" *Pinus*- och *Alnus*-kurvor samt ströpollen av diverse arter, även värmekrävande sådana som *Tilia, Corylus, Quercus* och *Larix*.

Utom de nämnda dragen i diagrammet är följande beaktansvärda: Variationerna genom lagerserien är obetydliga. De värmekrävande arternas pollen är med all sannolikhet redeponerat eller möjligen långfluget. Så värmekrävande trädslag kan ej rimligen ha växt i trakten, då ett glacigent sediment avsattes.

Vidare bör erinras om vad som på s. 207 anfördes om de *Osmunda*-sporer som anträffats i Öje-sedimentet. Dessa sporer har givit upphov till spekulationer om en högre ålder än Eem av lagerföljden. Emellertid kan de, som anförts, knappast längre anses utslagsgivande.

C14-dateringar har givit >40.000 BP för vedrester av gran.

Kontentan av ovanstående är, att om pollenet i sin helhet är sekundärt, det säger föga om förhållandena under sedimentationstiden. Lokalen låter sig då väl förena med både en interglacial- och en interstadialteori. Samma torde vara fallet, om pollenet motsvarar det verkliga förhållandena under perioden. Om även *Osmunda*-sporerna ligger i primärt läge, kan sedimenten sannolikt ej vara interstadiala. En Eem-ålder syns då tämligen säker (jfr Andersen 1961, s. 122).

Det är naturligt att tolka sedimentet såsom avsatt framför en framryckande is vid slutet av interstadialen eller Eem-interglacialen. Framför isen rådde skoglöshet — pollenfloran kom att domineras av långfluget barrträdspollen. De mer värmekrävande arterna får då, liksom under alla förhållanden, antas vara sekundära. Även vedresterna ligger med säkerhet i sekundärt läge. Om denna lagerföljd gäller f. ö. vad som ovan sades om fynden av fossil i sekundärt läge, att sannolikheten ökar med avtagande ålder av den förmodade perioden.

SMEDJEBACKEN (G. Lundqvist 1937, s. 96) är en föga känd lokal, som emellertid av G. Lundqvist (1964, s. 6) parallelliserats med övriga "interglaciallokaler". De ytterligt få kända fakta (björknäver m. m. i torv under morän) är förenliga med såväl interglacial- som interstadialteorin.

FRYKSTA (v. Post 1918; J. Lundqvist 1958, s. 120) är ett fynd av granved i det finiglaciala Frykstadeltat. C14-datering har givit >34.000 BP. Veden ligger uppenbarligen i sekundärt läge, och förekomst av granpollen i den omgivande glacialleran är sannolikt av samma ursprung. Granen kan teoretiskt vara interglacial lika väl som interstadial, men troligast är, att granen växt under det yngsta, mera betydande isfria skede som berört trakten.

"INTERGLACIALLOKALERNA" SAMMANTAGNA kan ge ytterligare synpunkter på möjligheterna till parallellisering med de jämtländska sedimenten. I det föregående har visats, att de samtliga med undantag av Bollnäs och möjligen Ryggesbo kan inpassas i interstadialhypotesen — varmed i de flesta fallen icke är sagt att detta är den enda tolkningsmöjligheten. Vissa av dem kan i själva verket vara interglaciala, medan andra är interstadiala. I det följande diskuteras de med utgångspunkt från antagandet, att de alla härrör från en och samma period, vilkens karakteristika skall jämföras med Jämtlandsinterstadialens. Tills vidare lämnas Bollnäs och Ryggesbo därhän i diskussionen. I övrigt sker diskussionen lämpligen mot bakgrunden av G. Lundqvists (1964, fig. 16) schematiska bild, här återgiven som fig. 56. Då i denna bild såväl Pilgrimstad som Vålbacken medtagits, följer direkt, att om G. Lundqvists parallellisering är riktig, bilden kan accepteras i sitt ursprungliga skick, blott med den ändringen att beteckningen Eem-interglacialen skall utgå. Med hänsyn till att "interglacialen" enligt bilden synbarligen haft obetydlig utsträckning i såväl tid som rum är detta kanske en

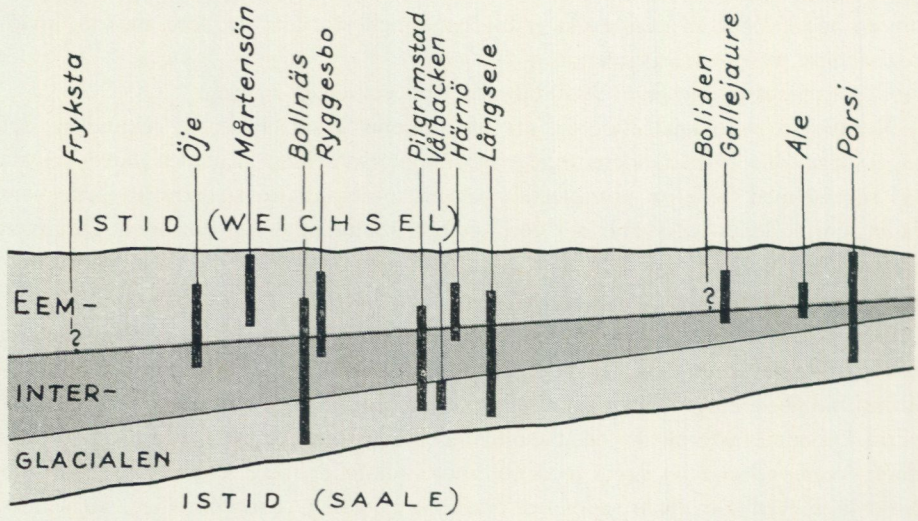


Fig. 56. Korrelation av de svenska "interglaciallokalerna" från söder till norr enligt G. Lundqvist (1964, fig. 16). Enligt den uppfattning som nu framläggs bör "Eeminterglacialen" utbytas mot "Jämtlandsinterstadialen" utom i fråga om Bollnäs och möjligen Ryggesbo.

G. Lundqvist's (1964, Fig. 16) correlation of the Swedish "interglacial" deposits. According to the theory now proposed the "Eemian interglacial" should be replaced by the "Jämtland interstadial" except in the case of Bollnäs and possibly Ryggesbo.

rimlig ändring, som dock får till konsekvens, att den enda verkliga interglacialavlagringen, dvs. Eem-avlagringen, i Sverige skulle vara Bollnäs, möjligen också Ryggesbo.

Den obetydliga utsträckningen i tid kan möjligen vara skenbar, därigenom att lagerföljderna är delvis borteroderade, men efter sin kritiska granskning har G. Lundqvist kommit till den slutsatsen, att lokalerna Porsi, Långsele, Pilgrimstad och Bollnäs representerar i varje fall hela den varmare delen av skedet. Beträffande Pilgrimstad har antagandet i denna uppsats visats vara korrekt och där syns av fig. 46 direkt, att skedet sannolikt varit tämligen obetydligt vad beträffar utsträckning i tiden och temperaturstegring.

Det relativt begränsade område som berörts av klimatoptimet framgår av det förtonande mot norr som fig. 56 visar och som framgår ännu bättre av G. Lundqvists (1964) fig. 17, här fig. 53. Från Hälsingland kilar "värmetiden" ut mot norr och förtonar nästan helt redan långt nere i Norrbottens nutida skogsregion. Mot bakgrunden av vad som är känt om Eem-tidens klimat (s. 208 och 222) ter sig detta snabba avklingande mot norr högst överraskande. Enligt vad ovan (s. 209) sades, var åtminstone under det Eem-tida klimatoptimet temperaturen av samma storleksordning som under det postglaciala optimet eller något högre, vilket torde innebära minst ca 3° varmare än nu. Med samma temperaturgradient mot norr och mot fjällen innebär detta, att i norra delen av diagrammet i fig. 56 ett klimat motsvarande Umetraktens måste ha rått. Den av optimala klimatförhållanden kännetecknade zonens snabba utkilande förefaller då svårförklarligt. Förhållandet blir mer naturligt med antagandet av mer eller mindre glaciala betingelser i fjällkedjan och en bred zon med subarktisk miljö därutanför. G. Lundqvist (1964, s. 52), som även lade märke till den mycket branta gradienten, förmodade att den kunde vara orsakad av isdelarens läge O om fjällkedjan. Detta antagande syns dock svårförståeligt, särskilt som denna isdelare var i funktion långt efter sedimentens avlagring. Tidsskillnaden blir ännu större, om man som G. Lundqvist tolkar sedimenten som Eem-avlagringar. Nyssnämnda antagande motsägs egentligen endast av Bollnäs-lokalens flora — men om denna lokal, jämte Ryggesbo, lämnas därhän enligt det föregående resonemanget, bortfaller helt problemet med den branta gradienten. Den gradient som då framkommer åskådliggörs lämpligen med utgångspunkt från florans fördelning på de återstående lokalerna.

Det väsentliga draget i den helhetsbild som de olika lokalerna tillsammans ger, har redan visats av G. Lundqvist med den karta, som här återges aktualiserad som fig. 53. Den mycket tydliga zonering som markeras av granens uppträdande framhölls av G. Lundqvist både i arbetet av 1960 och 1964. Man kan utan vidare instämma i hans tolkning (1964, s. 52) av detta fenomen såsom orsakat av verklig vegetations-, dvs. klimatisk zonering. Makrofossilen anger alltså, att granen under ifrågavarande isfria skede — av G. Lundqvist betecknat som Eem-interglacialen — vuxit åtminstone så långt norrut som till

en linje genom norra Värmland och mellersta Dalarna. Beaktas bör dock, att om Bollnäslokalen utelämnas, bevis saknas för att granskogen nått längre norrut än Gästrikland. N om denna gräns har granskogen upphört och granfynden representeras endast av pollen, som väl och sannolikt kan vara långflyktspollen från granskogarna i söder. De låga procenttalen antyder, att dessa skogar varit tämligen avlägsna. Längre mot norr upphör även detta pollen.

En likartad zonering, vilken ej tidigare påpekats, visas av tallen. På de nordligaste lokalerna saknas även tallpollen nästan helt. Från Gallejaure till jämtlandslokalerna och Långsele (Härnö är ej undersökt betr. pollen) uppträder tallpollen relativt sparsamt men i ganska växlande frekvens. En anhopning föreligger i det ena provet från Boliden men i övrigt når tallpollen över 10 % först vid Långsele. Ej förrän på lokalerna i Dalarna blir emellertid tallpollen dominerande jämte gran. I detta hänseende passar även Bollnäs in i mönstret, medan Ryggesbo fortfarande faller ur ramen genom sina mycket höga *Pinus*-värden. Makroskopiska tallrester har endast anträffats vid Öje men det är väl troligt, att tallen nått ytterligare något norrut. Den ovan angivna gränsen för granen kan sannolikt lika väl betecknas som barrskogsgränsen. Pollenfrekvensen antyder visserligen, att tallen nått något längre norrut än granen, men då det gäller denna faktor, är det ytterligt tvivelaktigt om den verkligen återger mängdförhållandet gran/tall i skogarna. Vedresterna antyder ju snarare, att granen dominerat, men materialet är alltför litet, för att detta antagande skall vara statistiskt säkert belagt.

I motsvarande grad som barrträdspollenet avtar mot norr, tilltar björkpollenet. Längst i norr (Porsi) dominerar *Betula nana,* söderut förekommer denna och trädformig björk i växlande mängdförhållanden. Det förhållandet, att *Betula*-pollenet dominerar så fullständigt även inom tundraregionen, kan knappast tydas på annat sätt, än att barrskogen varit mycket avlägsen. I annat fall skulle det senare tagit överhand eller i varje fall utgjort ett väsentligt inslag i pollendiagrammen. Det är därför knappast troligt, att barrskogen nått väsentligt N om den ovan angivna gränsen.

Al har uppenbarligen nått åtminstone så långt norrut som till Boliden, där makrofossil anträffats. Den kan dock knappast ha uppträtt särskilt ymnigt, ty pollenprocenten är överlag låga ända ned till lokalerna i Dalarna. Boliden, vars sediment tolkats som en strandbildning, har tydligen erbjudit en särskilt gynnsam miljö. I övrigt är det anmärkningsvärt, att där en närmare artbestämning av *Alnus*-pollen eller makrofossil gjorts, *Alnus glutinosa* tycks ha varit den dominerande arten. På de nordligaste lokalerna finns visserligen ingen artangivelse men så långt norrut som Härnö har endast *A. glutinosa* (1 frukt; Munthe 1904) funnits. På Mårtensön dominerar samma art (G. Lundqvist 1964, s. 12) medan vid Öje (G. Lundqvist 1955, s. 319) "typiska *incana*-pollen saknas". Detta gäller alltså trots den särskilt vid Härnö köldbetonade floran. *Alnus glutinosa* är i nutiden den sydligare av de båda arterna — men når ändock upp mot Rovaniemi i Nordfinland (jfr Hultén 1950, karta 598 o. 599). Att *A. glutinosa* kun-

nat växa så långt norrut som vid Härnö under de förmodade klimatbetingelserna är därför kanske inte så märkligt. Det överraskande är i stället bristen på *A. incana* — såvida icke en del av de obestämda alresterna i själva verket hänför sig till denna art.

Vide (*Salix*) uppträder på alla de nordliga lokalerna, dvs. N om Härnö, i en mängd som vid jämförelse med postglaciala pollendiagram ter sig påfallande stor. I de senare brukar *Salix* komma till synes huvudsakligen i diagrammens understa del, från tiden närmast efter deglaciationen. Icke förrän uppe i Norrbotten (jfr Fromm 1965) förekommer — ibland — *Salix* i nämnvärd mängd genom hela diagrammet. Även *Salix*-uppträdandet får säkert ses som ett uttryck för den ovan skisserade klimatzoneringen.

Övriga växter, såväl träd som buskar och örter, är till utbredningen alltför bristfälligt kända för att utgöra en säker grund för diskussion av klimatets och vegetationens zonering. Emellertid tycks de mest värmekrävande arterna, dvs. ädla lövträd och hassel, förekomma enbart som pollen och så sporadiskt, att man ganska säkert bör tolka de fåtaliga observationerna som långflykts- eller sekundärt pollen. Bland övriga arter fäster man sig främst vid förekomsterna — huvudsakligen som pollen — av *Juniperus, Artemisia* samt olika *Lycopodium*-arter och *Selaginella*. Enen tycks ha uppträtt ymnigt inom det nordliga området (från Härnö och norrut). Likaså är *Artemisia*-pollen påfallande vanligt, framför allt i det nordliga området. Man ser t. o. m. en tendens till ökning norrut. Någon artbestämning, som medger klimatdiskussion, har ej kunnat ske (med undantag av *A. norvegica*, s. 221). Den relativt rikliga *Artemisia*-förekomsten i norr kan därför knappast tolkas som annat än ett tecken på en relativt gles vegetation där. Karakteristiskt för "interglaciallokalerna" tycks vidare vara ett jämnt och ganska rikligt uppträdande av *Lycopodium* och *Selaginella*, i regel endast som sporer. Dessa sporer är ett karakteristikum för den ifrågavarande perioden men de medger väl knappast andra slutsatser, än att någon utpräglad lövskog av andra trädslag än björk knappast förekommit. Men detta visar redan bristen på rester av sådana trädslag.

Förekomsten av de ovan uppräknade träden, buskarna och örterna har sammanfattats i fig. 57. För jämförelse har där även medtagits de eljest utelämnade lokalerna Bollnäs och Ryggesbo. I figuren har som enda säkra kriterium på att en art verkligen växt i området tagits förekomst av makrofossil. Det är givet, att ett fåtal lokaler, som delvis ej är fullständigt kända och delvis kanske endast brottstycken av längre sekvenser, måste ge en ganska ofullkomlig bild. Icke desto mindre ser man redan av denna enkla bild mycket tydligt det drag, som man tidigare kunnat ana ur G. Lundqvists *Picea*-karta. Längst i söder, dvs. området i Dalarna, är en zon som kan karakteriseras som barrskogsregionen. Tall och gran har uppenbarligen utgjort ett väsentligt inslag i skogsvegetationen i zonen. Granen tycks ha nått längre norrut än tallen, men detta antagande är ännu ganska dåligt belagt. Arter, som är kännetecknande för den nordligaste zonen (se nedan), spe-

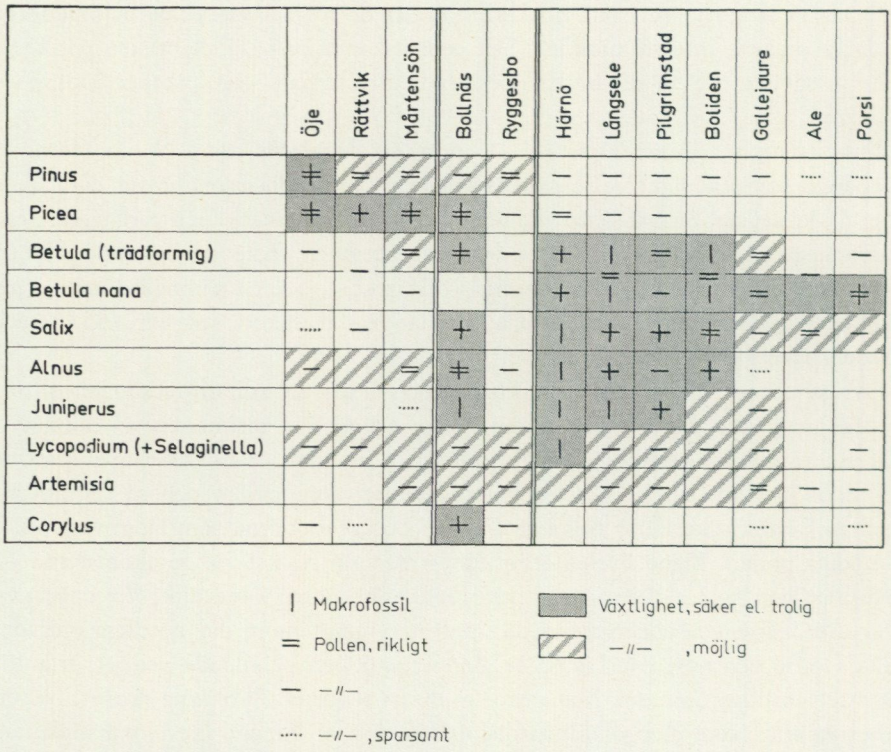


Fig. 57. Den viktigaste växtlighetens zonering på "interglaciallokalerna". Man märker en förskjutning mot mer subarktiska förhållanden i norr (t. h.). Bollnäs och Ryggesbo avviker från övriga lokaler, vilket markerats med dubbla begränsningslinjer.

The zonation of the most important vegetation in the "interglacial" deposits. A gradation towards more subarctic conditions in the north (right) is seen. Bollnäs and Ryggesbo differ from the other localities and are therefore separated by double lining. The symbols refer to (from above): megafossils, abundant pollen, pollen, sparse pollen. The grey tone indicates observed or probable ancient growth at the locality, and the grey lining a possible but uncertain growth.

lar en mycket underordnad roll. *Corylus*-pollen, som kan tänkas vara långflyktspollen och indicera ett i förhållande till följande zoner kortare avstånd till en mer tempererad flora, förekommer.

Området N om Dalarna kan uppdelas i två zoner. Den första, som kan benämnas björkregionen, kännetecknas av en vegetation, vari björk (både *Betula nana* och trädformig björk) samt al, en och viden utgjort huvudinslagen. I den lägre vegetationen har *Lycopodium*-arter varit ett väsentligt inslag. Barrträd har icke med säkerhet konstaterats i området. Pollenet därav kan mycket väl vara långflyktspollen. Sedd mot bakgrunden av den låga frekvensen av dessa pollenslag i nästa zon är detta den mest sannolika förklaringen.

Björkzonen har norrut sträckt sig upp i Västerbotten och har där, liksom in emot fjällen, avlösts av följande zon, vilken kan benämnas tundraregionen. Inga

belägg finns för att någon trädvegetation funnits där, ehuru gränsen mot björkregionens björk- och alvegetation sannolikt varit flytande. Den högre vegetationen har representerats av buskar, såsom dvärgbjörk och möjligen viden. Huruvida *Artemisia, Lycopodium* och *Juniperus* växt inom zonen är icke säkert konstaterat men det förefaller sannolikt. Långflyktspollen av *Pinus* kan ännu spåras. Vidare återkommer *Corylus*. Miljön gör, att man helst vill tolka det sporadiska *Corylus*-pollenet som sekundärt. Då det mera lättflugna barrträdspollenet nästan helt saknas, är det knappast troligt, att *Corylus*-pollenet orsakats av långflykt.

Som framgår av den anförda bilden av vegetationens zonering i jämförelse med vad som på s. 222 antogs om interstadialklimatet, talar den samlade bilden av "interglacialförekomsterna" snarare för en interstadial än interglacial tolkning. Man måste beakta, att den interglaciala tolkningen ursprungligen framförts mot bakgrund av en ganska okomplicerad bild av den kvartära utvecklingen. Väl definierade istider har enligt denna åtskilts av isfria skeden, som kort och gott kallats interglacialer. Alternativet till en interglacial har enligt denna bild varit ganska obetydliga klimatfluktuationer. Det är därför helt naturligt, att interstadialbegreppet snabbt kunnat utmönstras ur diskussionen (jfr s. 223). Den bild som framkommit ur jämtlandsmaterialet är emellertid mer komplicerad och tenderar att utsudda skillnaden mellan interglacialer och interstadialer — frågan om när ena eller andra termen skall användas lämnas i detta sammanhang därhän.

Mammutfynd i sekundärt läge

I det föregående har ett par lokaler med submoräna sediment omnämnts, vilka tolkats enligt interstadialteorin och på vilka rester av mammut anträffats. Det är i Jämtland Pilgrimstad (s. 143) och Frösön (s. 84), vilka uppenbart tillhör Jämtlandsinterstadialen samt Rättvik (s. 238). Oavsett om den anförda tolkningen är riktig, är det alltså uppenbart, att mammuten levat i landet under den aktuella interstadialen. Att mammuten som art levat kvar långt efter Eem-interglacialen bestyrks av en mängd C14-dateringar. Den hittills lägsta ålder som erhållits är 12.000 BP (Heintz o. Garrutt 1965; jfr även Heintz 1966). Det kan därför vara motiverat, att även i korthet granska övriga nordsvenska fynd av mammut.

RAMSELE-FYNDET (Sandegren 1950) har redan i det föregående (s. 199) förmodats vara samhörigt med de moräntäckta sedimenten högre upp längs Faxälven—Ströms Vattudal. Detta antagande motsägs ej av det faktum, att mammuttanden hittades i morän av nordvästligt ursprung. Sandegren uppger, att den låg inbäddad i en sedimentslira, som sannolikt utgjorde rester av "fossilförande, interglaciala lersediment, som under den sista nedisningen blivit upprivna och inältade i moränen av en från NNV framskridande is". Man kan med stor sannolikhet anta, att detta sediment är jämförbart med dem i Ströms Vattudal. Antagandet av ytterligare en generation sediment förefaller mindre sannolikt. Pollenfloran i sedimentrester på tanden (enligt Sandegren 4 *Pinus,* 1 *Picea,* 2 *Al-*

nus, 10 *Betula,* 1 *Lycopodium* m. fl.) passar väl in i den ovan skisserade bilden av vegetationszoneringen. Materialet är visserligen obetydligt, men man fäster sig framför allt vid *Betula*-dominansen, bristen på värmekrävande arter samt förekomsten av *Lycopodium.*

SOLLEFTEÅ-FYNDET (Sandegren 1950) påträffades längre nedströms Ångermanälven i grus, som enligt Sandegren med all sannolikhet härrör från samma område som Ramsele-fyndet, dvs. nordvästra Ångermanland. Inga direkta belägg för uppfattningen finns visserligen, vare sig i jordarter eller mikrofossil, men all sannolikhet talar för dess riktighet. Därmed kan även detta fynd om än löst sammankopplas med de jämtländska submoräna sedimenten.

SÄTTNA-FYNDET (Gavelin 1935) är ett helt isolerat fynd av bitar av en mammuttand i Västansjö, ca 25 km NV om Sundsvall. Inga data är kända som

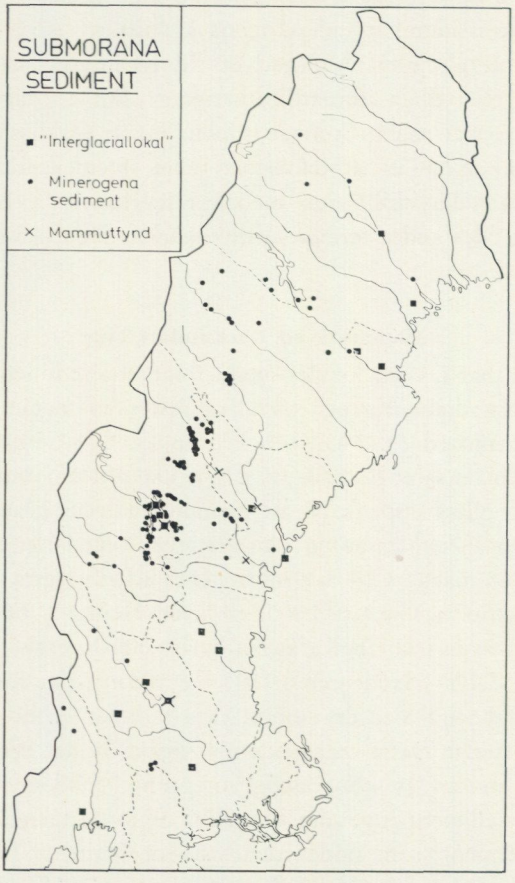


Fig. 58. Sammanställning av lokaler med submoräna sediment m. m. i norra Sverige, vilka teoretiskt kan tänkas representera Jämtlandsinterstadialen.
Localities in northern Sweden with sediments (the "interglacial" deposits, organic free sediments and mammoth remnants) which can possibly be correlated with the Jämtland interstadial.

kan stöda eller motsäga en parallellisering med jämtlandssedimenten. Endast det geografiska sammanhanget talar för möjligheten av en sådan parallellisering.

Submoräna, minerogena sediment i området utanför Jämtlands län

En mängd uppgifter föreligger i litteraturen om sediment i och under morän. I de flesta fall torde det vara fråga om subglaciala bildningar, sedimentsliror eller sediment, som så fullständigt inarbetats i moränen, att de snarast utgör en del av denna. Men i en del fall är sedimenten av sådan typ eller mäktighet, att man ej utan vidare får avfärda dem som subglaciala bildningar, iskontaktbildningar, oscillationssediment o. dyl. En kort översikt även över sådana lokaler kan vara befogad mot bakgrunden av det föregående (se fig. 58). I norr förekommer sedimenten inom ett par distinkta områden och granskas därför separat. Lokalerna S och SO om jämtlandsregionen uppträder mer spridda. Åtskilliga av dessa lokaler har omnämnts av G. Lundqvist (1943, s. 111 ff.), vilken även har utförligare litteraturhänvisningar än vad här medtages.

VÄRMLAND syns vara fattigt på bildningar av hithörande typ. Ett par lokaler har dock omnämnts av J. Lundqvist (1958, s. 181 resp. 199). Den första är vid Kärnberg på bl. 87 Fryksände. Där fanns under 4—5 m normal bottenmorän minst 2—3 m sediment av sand och mo. Typen och läget var sådana, att man ej gärna ville tolka dem som subglaciala bildningar el. dyl. men bevis för ett annat uppkomstsätt saknades.

Den andra lokalen är av speciellt intresse i jämförelse med de submoräna lerorna i Jämtland. I en stor förekomst O om Bograngen på bl. 94 Dalby av en Kalixpinnmoartad jordart med övergångar till rena issjösediment fanns även mäktiga lager av lera och mjäla. Dessa utgjordes dels av en brungrå, oskiktad mjäla, som uppåt övergick i den delvis till Kalixpinnmo hopknådade mon, dels av en mörkt blågrå, varvig mjälig lera. Dessa finkorniga sediment, vilka delvis var veckade och uppresta av istryck, syntes tillhöra lagerföljdens undre del. Liksom de jämtländska sedimenten indicerar alltså denna lokal en framryckning av isen. 1958 tolkades denna framryckning som en oscillation, och intet motsäger en sådan tolkning. Mot bakgrunden av de följande lokalerna (s. 249) och förhållandena i Jämtlandsregionen bör man dock ej bortse från möjligheten av att även sedimenten vid Bograngen kan härröra från samma skede som jämtlandssedimenten.

DALARNA syns vara rikare på sediment som kan tänkas tillhör de här aktuella bildningarna. Dit hör den av G. Lundqvist (1933, s. 72) nämnda förekomsten av fin mosand under 4 ½ m morän NNO om Ludvika samt den likartade förekomsten S om Blötberget. Beskrivningen är sådan, att man väl kan tänka sig ett utbrett sedimentlager under moränen men mindre väl en subglacial bildning. G. Lundqvist (1933, s. 100) tolkade också bildningarna som oscillationslagerföljder. De påminner f. ö. mycket om den ovannämnda lagerföljden vid Kärnberg.

Såsom oscillationslagerföljder har också de talrika förekomsterna av glacial, oftast varvig lera och mjäla under morän tolkats. Endast sällan är lagren så ostörda som på den av G. Lundqvist (1943, s. 112) beskrivna förekomsten av extremt styv submorän lera från Blåns i Grängesberg. I regel är sedimentlagren starkt hopkörda och delvis inknådade i moränen. De påminner mycket om den ovannämnda lokalen vid Bograngen. På några lokaler tycks sedimentkaraktären vara så väl bibehållen, att man ännu kan tala om submoräna sediment, nämligen vid vägen till Björnsjön SO Särna (G. Lundqvist 1941, s. 391) och O om Älvdalen (G. Lundqvist 1951, s. 33, 141—142). Om dessa lagerföljder säger G. Lundqvist (1951, s. 33) att de "vittna om en ganska betydande aktivitet hos isen".

MEDELPAD—ÅNGERMANLAND ligger i direkt anknytning till det område, som med säkerhet berörts av Jämtlandsinterstadialen och man skulle kanske vänta sig, att många lokaler med submoräna sediment vore kända därifrån. Så är icke fallet. Av Ekström (1940, s. 27) har dock omnämnts en lokal vid Leringsforsen i Gimån med upp till 8 m sediment av varierande typ under en mäktig, dubbel morän. Den övre bädden, 2—10 m mäktig, är grusig och den undre "på 30 à 35 m under markytan" är svagt lerig. Man skulle vänta, att den sistnämnda vore av västligare ursprung och präglad av jämtlandskambrosiluren, men så kan knappast vara fallet, då den ej är kalkhaltig (G. Lundqvist 1943, s. 117). I alla händelser indicerar dock den dubbla moränen, att två olika isrörelser ägt rum efter sedimentets avsättning. Några direkta belägg för en parallellisering med jämtlandssedimenten finns visserligen ej, men allmänna överväganden gör det ändå sannolikt, att en sådan kan vara befogad.

Från Överturingen föreligger en muntlig uppgift av överinspektor Carl Viksten att varvig lera förekommer under den morän, som underlagrar traktens normala sediment. Observationerna är gjorda vid schaktningar för Turinge kraftverk. Någon geologisk fackman har ej sett lokalen, varför det ej är uteslutet, att det är fråga om en skredlagerföljd el. dyl. Lokalen ligger dock ej långt nedströms lokalen Rätan, varför ett samband ej är uteslutet. En möjlighet föreligger därför, att sedimenten vid Turingen har direkt anknytning även till Storsjöområdet (jfr s. 173).

Från Ljustorpsåns dal V om Härnösand föreligger en uppgift av Fegræus (1890, s. 24) om morän på hopveckade lerskikt. Fegræus har påpekat likheten med förekomsten vid Döda Fallet (jfr s. 62). Det är sannolikt, att samma tolkning är tillämplig på båda lokalerna. Möjligheterna till en säker tolkning och datering är dock f. n. små.

Den likaledes av Fegræus (1890, s. 24) anförda uppgiften från Långsele om tunna sedimentskikt mellan moränbäddar är möjligen av större intresse i detta sammanhang, trots att själva sedimenten är obetydliga. Sedimenten är visserligen till sin karaktär relativt okända ("sandig lera"), men om de icke är av subglacial typ, antyder de ett isfritt skede mellan två till riktningen olika isrörelser. Den täckande moränen (7 m mäktig) är nämligen kalkhaltig, i motsats till den

undre. Detta antyder 1) en isrörelse från relativt nordlig utgångspunkt, 2) eventuellt ett isfritt skede, och 3) en isrörelse från NV. Om det isfria skedet kan parallelliseras med de "interglaciala" Långselesedimenten (s. 232), erhålls ytterligare ett indicium för parallelliseringen mellan dessa och jämtlandssedimenten. Enligt Ljungner (1949) kännetecknades nämligen primglaciationen, vilken inträffade före Jämtlandsinterstadialen, av en nordligare tyngdpunkt än den senare glaciationen.

Resonemanget är visserligen högst hypotetiskt, men en realitet är dock, att (om sedimenten ej är subglacialt avsatta) ett verkligt isfritt skede indiceras och ej endast en tillfällig oscillation av iskanten. Erinras bör att G. Lundqvist (1943, s. 118) ansåg, att de moräntäckta sedimenten i Västernorrlands län bär "vittne om en isoscillation, som sannolikt icke är så obetydlig". Han tycks sålunda ej ha tänkt sig ett flertal mindre oscillationer, emot vilket f. ö. senare utförda geokronologiska undersökningar talar (jfr s. 213). Än mera talar dessa emot en mycket stor oscillation — och därmed är man i realiteten framme vid en interstadial av den jämtländska typen.

Slutligen har G. Lundqvist (1943, s. 129) uppgivit 28 m submoräna sediment "i norra Ångermanland". Det är oklart vad denna uppgift åsyftar. Enligt muntlig uppgift av G. Lundqvist avses troligen östra sidan av Flåsjön.

VÄSTERBOTTENS OCH NORRBOTTENS LÄN. Från Västerbotten är ett flertal lokaler med mäktiga submoräna sediment kända. Det är främst den av Granlund (1943, s. 56 ff.) beskrivna Vilhelminaleran. Följande lokaler i Vilhelminatrakten nämns av honom: 1) vid södra stranden av Ångermanälven, mellan Varris och Maksjön, ca 1 km V Maksjöstrand, 2) vid järnvägen S om ån mellan Fatsjön och Volgsjön, 3) vid järnvägen ca 3 km V Vilhelmina, 4) ett flertal ställen vid vägen mellan Vilhelmina och Lövliden, 5) vid Karlsback på Volgsjöns västra strand, 6) Vilhelmina kyrkplats, 7) Baksjönäset i Vilhelmina, 8) Vilhelmina järnvägsstation, 9) på näset mellan Insjön och Volgsjön, 10) S om Svannäs, 11) Kaskaluoktehalvön i Storuman, 12) vid Svärdasjön S om Strömsund (vid Storuman), 13) S om Sjulsberget, O om Vojmsjön. Vidare har av G. Lundqvist (1943, s. 123) anförts en uppgift från Ormsjön, som möjligen kan avse samma typ av sediment. Ytterligare ett antal lokaler med icke moräntäckt lera eller morän, som förefaller att utgöras av omlagrad lera, har anförts av Granlund. Dessa kan möjligen, ehuru mera osäkert, vara att hänföra till samma grupp.

Lagerföljden kan lämpligen beskrivas med Granlunds (1943, s. 58) egen sammanfattning: Den övre moränen är upp till 3 m mäktig. Den underlagras av "en blågrå, för det mesta oskiktad lera, som på vissa platser är mer än 15 m mäktig. I sina övre lager är leran vanligen grövre, snarast mjäla, och blir här även stundom varvig. Detta övre lager är tillika på sina ställen gulfärgat. Varvigheten har på grund av veckningar och störningar ej kunnat mätas. Uppskattningsvis har dock en profil på över 300 varv beräknats. Den underliggande bottenmoränen synes ha en något annan och mera östligt betonad sammansättning

än den överlagrande moränen, som till övervägande del består av västliga bergarter. Leravlagringen når upp till minst 370 m ö. h.

Vid denna beskrivning kommer man osökt att tänka på den mångomtalade submoräna leran från Frösön . . ." Det sista yttrandet framstår som ännu mer befogat efter vad som senare framkommit om jämtlandslerorna. Man fäster sig såväl vid lerans typ och färg som antalet varv, om än det är oklart, om de 300 varven representerar en enkel eller dubbel varvserie (jfr s. 220). Viktig är dock Granlunds (1943, s. 57) uppgift att varvtjockleken avtar nedåt, samt G. Lundqvists (1943, s. 123) påpekande, att detta innebär, att avsättningen av de övre varven skedde närmare iskanten. En isframryckning av samma typ som den i Jämtland funna har alltså gjort sig gällande. Man har alltså belägg för 1) en isrörelse från ca N, 2) ett isfritt skede med avsättning av sediment, åtminstone delvis framför en framryckande is, samt 3) en isrörelse från fjällen i NV. Likheten med utvecklingen i Jämtland är påfallande.

Från Västerbottens och Norrbottens län har ytterligare en rad iakttagelser av ofta mäktiga sediment under morän gjorts i samband med Statens vattenfallsverks grundundersökningar för regleringen av vissa älvar. Av SGU-geologer som deltagit i dessa arbeten, nämligen fil. lic. Ernest Magnusson, Hans Möller och Kaj Nilsson, har en rad upplysningar om sådana förekomster lämnats. Dessa skall ej närmare behandlas här, men finns införda på översiktskartan fig. 58. Det rör sig om såväl finkorniga, varviga sediment som grövre av glacifluvial typ. På det föreliggande materialet kan man möjligen märka en tendens till rikligare finkorniga sediment högre upp i älvdalarna, dvs. i väster. Man bör beakta, att de kända fakta endast är att betrakta som brottstycken av en större helhet och att en fullständig kännedom om lagerföljden i älvdalarna kanske skulle visa en annan fördelning. Man har ett intryck av, att sediment under moränen snarast är den normala lagerföljden, så snart överhuvudtaget ett mäktigt jordtäcke förefinns.

Organiska sediment har ej med säkerhet påträffats utöver de i litteraturen redan beskrivna. Enligt muntlig uppgift av Kaj Nilsson har dock vid borrningar vid Granselet i Laisälven på ca 50 m djup av borrpersonalen anträffats torv och träbitar. Tyvärr blev dock ej detta material tillvaratagat.

Förekomsten av sediment av likartad typ i en rad större dalgångar talar emellertid klart för att utvecklingen gått parallellt över hela området. Man kan svårligen tänka sig, att det är helt skilda interstadialer som gjort sig gällande i de olika områdena, utan mera sannolikt är det en och samma, Jämtlandsinterstadialen. Någon direkt tidsbestämning har dock hittills ej varit möjlig. Granlund (1943, s. 57) har visserligen funnit pollen i leran, men detta är bl. a. *Corylus* (3 st. av 32). Att *Corylus*-pollen uppträder i en typisk glaciallera visar klart, att det är sekundärt — om vegetation etc. under sedimentationsperioden säger det alltså intet. Slutligen må dock påpekas, att G. Lundqvist (1943, s. 130) på grund av pollenfattigdomen och den täckande moränens ringa mäktighet tolkade alla dessa sediment som interstadiala och ej interglaciala. Interstadialen får

emellertid i så fall sådana proportioner, att det är helt orimligt att anta, att den är senglacial. I och med att skäl sålunda finns för antagandet av en mycket betydande, äldre interstadial, ligger det nära till hands att söka efter spår av denna längre från fjällen. Detta i sin tur ger ett visst stöd åt omdateringen av "interglaciallokalerna" (s. 245).

Några vidare spekulationer skall ej göras här över dessa sediment i de nordnorrländska älvdalarna. En genomarbetning av dem är dock högeligen önskvärd och borde kunna ge ytterligare synpunkter för eller mot den i detta arbete framförda tolkningen av de jämtländska lokalerna.

Summary: Submorainic sediments in the County of Jämtland, Central Sweden

Introduction (p. 7)

Ever since the discovery of thick, till-covered water-laid sediments within the province of Jämtland they have attracted the interest of many scientists. Originally the sediments were interpreted as interglacial in origin, for instance by G. De Geer and A. G. Högbom. Later, the traces of series of large ice-dammed lakes were discovered, the interpretation of these influenced the discussion of the submorainic sediments. The latter were then interpreted as late-glacial, being covered with till at small advances or oscillations of the retreating ice front. G. Andersson was of this opinion and also was Högbom later.

G. Frödin accepted the late-glacial hypothesis and developed it into the theory of a large epiglacial ice advance. According to this theory the down-wasting ice made an important readvance across at least a large part of the province at about 7000 B.C. Thus the submorainic sediments in the southern part of the province should not be comparable with the ones in the north, which were formed subglacially.

More recently some authors (Asklund, Thorslund, Kulling, G. Lundqvist, Ängeby), who have discussed the sediments after studying isolated localities, have been inclined to favour the interglacial hypothesis.

Previous to the present investigation rather few, scattered localities have been observed. The fact that till covers the sediments makes discovery and investigation rather difficult. During the mapping of the Quaternary deposits of the county of Jämtland the present author has had the opportunity of studying many new localities. It therefore seems appropriate to make a compilation of old and new observations and discuss the problem once again. Because the observations are fragmentary it is difficult to propose a theory that explains all the data observed. A theory has been constructed which explains as many facts as possible and is contradicted by as few as possible.

Material and methods (p. 9)

Most of the data was collected during the mapping of the area, and it was at the same time possible to reexamine the previously documented localities. Some institutions and colleagues (p. 5) have contributed material. In those few cases the material is a little more heterogeneous.

Borings have been made in very few instances because the sediments are rather consolidated and too hard for the boring equipment available. Many samples have been collected for study in the laboratory. Most of these investigations have been related to the petrography and fabric. Only in very few cases did the sediments contain organic material, allowing pollen and diatom analyses and radiocarbon dating.

Levelling in the field was made with barometer. This method was considered satisfactory because the sediments have undulating surfaces and are truncated by glacial erosion. The results are probably correct to within a couple of meters.

Only such localities are discussed which could at least theoretically have been deposited before the last glaciation. Sediments that are, without any doubt, subglacially formed or have been covered by landslides etc. are not treated. The aim of the investigation is not a study of subglacial sedimentation, but on the basis of the new data 1) to answer

to the question of whether the sediments are interglacial or late-glacial, and 2) to give some information on the geographic and glacial conditions during the period of sedimentation.

Glacial geology in the County of Jämtland (p. 11)

Glaciation probably began in the mountains, from where the ice advanced over the lower country. The ice divide was situated over the mountain chain during the so-called "prime glaciation" (Ljungner 1949). A deglaciation interrupted the "prime glaciation" and probably most of the county became free of ice. At the subsequent glaciation, "the posterior", an ice cap once again developed in the mountains. The center of this ice sheet was situated farther to the south than during the "prime glaciation". The ice divide moved eastwards and was situated far east of the Caledonides during the maximum stage of the glaciation.

Towards the end of the glaciation the ice divide moved back to the mountains along the Norwegian border. It was divided into two parts, separated over the Storsjö basin in Central Jämtland. At the final deglaciation the ice divides were shortened, retreating up into the mountains to the north as well as to the south of the basin and leaving behind a large body of dead-ice.

In Jämtland the ice front retreated both westwards from the eastern part of the province and eastwards from the mountains. The last (dead) ice remnants were situated east of the Caledonides. A series of ice lakes were dammed up between the ice and the mountains; they were certainly large but their size has been overestimated in previous literature. These lakes were gradually drained when lower passes became free of ice, and certainly also subglacially. Finally the water broke through and under the ice and escaped by way of the large river valleys to the Baltic.

According to the theory of G. Frödin (1954), the ice readvanced after Central Jämtland had already been deglaciated. From the ice divide in the mountains in northern Jämtland the ice advanced down into the Storsjö basin. The last stages of the supposed ice lakes in and west of this basin were repeated. This readvance was suggested to have taken place about 7400—7100 B.C. and was called the "epiglacial readvance". When the ice finally retreated the last ice lake stages were repeated a third time.

According to the development outlined above the submorainic sediments discussed in this paper could theoretically have the following stratigraphic positions:

1) They could be interglacial; that is derive from the Eemian interglacial, preceding the "prime glaciation".

2) They could be deposited during an early interstadial within the Weichselian glaciation. Ljungner (1949) suggested that this should separate his "prime" and "posterior" glaciations.

3) The sediments could be epiglacial, *sensu* Frödin, that is, late-glacial interstadial.

4) They could be late-glacial and covered by till during small local ice advances.

5) They could be subglacially deposited.

Formation of till-covered sediments (p. 15)

Water-laid sediments covered with till can be formed in several different ways. These can be identified under favourable conditions, and include:

1. Deposition by landslides and solifluction. The topography, the fabric of the material and sometimes a scar from where the material has been derived may indicate this origin. Generally the material covering the sediments in Jämtland differs from deposists of the landslide/solifluction type known from other countries.

2. Deposition in close contact with ice producing stratified drift and other sediments.

Small water-bodies occur adjacent to the ice, into which the sediments are deposited. These sediments easily become covered by, or interstratified with till from the ice. Transitions between till and water-laid sediments are common in such deposits. The petrographic character of the stones is similar in till and sediments.

3. Subglacial sedimentation. The possibilities of subglacial sedimentation have been much discussed in the literature. It is clear that coarse-grained material of glaciofluvial type can be deposited subglacially, and deposition of more fine-grained material also most probably occurs. Even silt and clay are probably deposited under favourable circumstances, but can usually be identified as subglacial by the presence of transitions to till, interstratifications of till, content of stones, etc. It is more difficult to distinguish coarse-grained subglacial sediments from those covered with till in other ways. Disturbances showing ice movements during the deposition, similarities in petrographical composition of till and sediments, and the type of contact between the different beds can also be used as indicators of this depositional environment.

4. Deposition prior to glacial advance. This point in particular is discussed in this paper. In contrast to the sediments of types 1—3 these sediments are not necessarily only of glacial origin. They may well be non-glacial and even organic. In such cases the genesis is indisputable. When the sediments are, or may be, glacial the identification of an ice advance is more difficult. If the overlying bed is a true till, and not derived by landslide, the following interdependent criteria can be used to help identify the origin:

a) The composition of the till and the sediment will generally be different. However, the till in a glacier can derive from a different region than the meltwater stream below the ice.

b) Discordance between the till and the sediment. Nevertheless, att least in glaciofluvial sediments such discordances are common even if the beds are almost syngenetic.

c) Gradual transition between sediment and till. This can sometimes be produced by reworking of the older sediment to form part of the till. A close study of the contact will probably reveal if this is the case, or if the sediment was deposited subglacially.

d) The presence of folds, faults and other disturbances in the sediments. These may form due to pressure during the advance. Such phenomena can also arise, for instance, during the melting of surrounding ice and as quick-sand phenomena but in those cases the pressure would be more irregularly oriented; a close study of the geometry will probably provide a basis for deciding between the alternatives.

e) Fissility of the sediments. Even if disturbances do not arise, the pressure of advancing ice may cause a slight fissility in the sediments. However, even subglacially formed sediments may well be compressed by post-depositional ice movements.

f) Sediment compaction. Compaction of the sediments is probably caused by ice pressure, if lithification of chemical origin does not occur, which is sometimes the case in the calcareous soils in Jämtland.

g) Weathering of the uppermost sediments. A weathered horizon in the sediment is an indication of a higher age. Also the occurrence of weathered stones in the sediments can be interpreted in the same way, but nothing prevents (frozen) earlier weathered stones to be deposited in a sediment.

h) The presence of organic material in the sediments. If organic, redeposited detritus forms a coherent bed in the sediments it is rather improbable that this was deposited subglacially or in close contact with the ice.

Descriptions of the localities (p. 24)

There follows here a discussion and interpretation of the submoranic sediments of Jämt-

land. Most localities are treated independently, and with due regard to the criteria briefly mentioned above. Only in few cases are they grouped together, and then only when the genetic and geographical connection is absolutely indisputable.

The descriptions of the localities are not translated into English, but the table on pp. 185—188 gives the following data on all the localities: The petrographic character of the sediments, the direction of derivation of the sediments and of the overlying and underlying till beds, the height above sea-level, and the interpretations probable, possible or impossible.

The fossils are not listed in the table. Because they may be of special interest they are briefly summarized here. The species names are italicized in the text and they can easily be found on the pages refered to.

At Näsviken, Ströms Vattudal (p. 40) redeposited remnants of reindeer and juniper in glaciofluvial gravel have been found. Radiocarbon dating of the juniper gave >40000 BP.

On the island of Frösön (p. 84) remnants of mammoth and musk ox have been found and also some plant fossils (p. 90). Scattered pollen grains including *Pinus, Betula, Picea* have been observed.

At Vålbacken (p. 111) there is a thin, widespread bed of organic detritus in the glacial clay. It is composed of plant remains of an alpine flora, dominated by *Saxifraga oppositifolia*. C14-dating gave >37000 BP.

Pilgrimstad is the only locality with a whole sequence of strata containing organic sediments (silt and calcareous mud). The sediments are rich in fossils. Many parts of a mammoth skeleton and of moose and reindeer are found (see Kulling 1945, 1967). Plant fossils and insect remains are abundant. They derive from a subalpine flora with juniper, willows, *Betula nana* and some plants. A pollen diagram through the stratigraphy is shown in Fig. 46 and discussed below (p. 260). Diatoms are frequent in the sediments. They show that the sedimentation took place in a large open fresh-water lake fed by water from the region of Cambro-Silurian rocks in the Storsjö area. The general character of the sediments indicates that they were deposited close to the shore. Several C14-datings of the organic material have given maximum possible ages, varying from >35000 to >39000 BP.

The sediments within certain well-defined regions prove to be genetically similar and syngenetic. The following chapter gives a summary of these types in the different regions.

Summary and discussion of the different regions (p. 189)

In combining localities subjectivity cannot be eliminated. The following summary is an attempt to explain as many facts as possible as objectively as possible. The extension of the regions and situations of the localities are given in Fig. 1.

THE STORSJÖ REGION contains three different groups of localities. Group 1 are glaciofluvial sediments along the valley sides, probably deposited laterally along the ice lobes in the valleys. Connected with the glaciofluvial sediments are glacial clay and silt on lower levels in the valleys and depressions. Some eskers rest upon these sediments on the valley bottoms. The till beneath the sediments is composed of material derived from the northwest and the sediments themselves are of the same origin. Even the clays contain scattered boulders derived from the northwest. The till covering the sediments has a large amount of material from the east, but also contains rocks from the north and northwest.

The following succession of events is common to all localities of Group 1: Firstly ice, advancing from the mountains in the northwest, covered the region and probably contrib-

uted much to the morphology. At the retreat of this ice the ground was covered with till of northwesterly origin. During the following interval the drainage pattern of the Storsjö region was similar to the existing. At the advance of a new ice sheet from the northwest the outlet of the Storsjö basin was blocked and an ice-dammed lake developed in the southern and eastern parts. In this lake varved clays and silts were deposited in front of the advancing ice; consequently varve thickness increases upwards. The last sediments to be deposited were eskers resting upon the fine-grained sediments. Finally, the ice overrode the sediments, firstly as lobes in the valleys along which kame terraces were formed. They partly covered the predeposited fine-grained sediments, and were syngenetic with more distal clay on lower levels to the east and south in the basin. After the ice covered the whole region, the well-known shifting of the ice divides, eastwards and back westwards, took place. During the deglaciation the ice retreated leaving dead-ice bodies in the basins and valleys, and ultimately an uppermost till containing boulder material transported from different directions.

Three factors have probably contributed to the exceptionally good preservation of these sediments: a) The position mainly in the ice divide region. b) The possibility that the ground in front of the advancing ice may have been frozen. c) The heavy clay may have served as a "lubricant" upon which the ice moved easily with little erosion.

Group 2 in the Storsjö area are terraces of ice-contact type on the same level (about 360 m above sea-level) as the lateral terraces of group 1. The group 2 terraces are little disturbed and show a stone material of mixed derivation. If it had not been for the coincidence in level with the group 1 deposits, they would have been interpreted as late-glacial ice-contact deposits. Some of them are possibly syngenetic with the latter, others are late-glacial. The coincidence in level can be explained by the general topographic conditions.

Group 3 contains a number of rather thin sediments, mainly of sand and silt, situated on low levels around Lake Storsjön. Most of them can be subglacially formed, but some evidence, for instance the stone material, indicates that there were small oscillations in the ice above them. The striae in the region show that there was minor radial movement within the late-glacial ice body in the basin. This movement can satisfactorily explain the features observed, but there is also a possibility that even these deposits are syngenetic with the sediments of group 1.

Quite a few localities in the region are, without any doubt, subglacial deposits.

THE INDAL VALLEY, DOWNSTREAM LAKE STORSJÖN, shows two distinct groups of localities. Group 1 consists of mainly sands and gravels between Lake Storsjön and Näverede. Nothing is known about a lower till bed. The sediments have their origin in the west. The covering till consists of westerly, northerly and easterly derived material. The sediments might be subglacially formed but the most natural interpretation is that they are connected with the Storsjö sediments, being deposited by an outlet river from the basin. This assumption is supported by the notable consolidation of some of the sediments.

Group 2 consists of varved clays farther downstream in the valley. The sediments and their till cover are not well known. They may be distal deposits syngenetic with group 1 but may also be late-glacial oscillation deposits. However, geochronological investigations based on the varved clay in the valley (Borell a. Offerberg 1955) do not support the oscillation theory.

THE REGION OF LAKE REVSUNDSSJÖN. The important Pilgrimstad locality, described by Kulling (1945), is situated in this region. Possibly the sediments there are underlain by till of northwesterly origin, but the lowermost known bed is a gravel, containing redeposited weathered granite material. Upwards, this is replaced by a gravel of unknown genesis, consisting of granite material and Cambro-Silurian rocks derived from the

northwest. In this gravel there are two sequences of fossil-bearing strata. The most important begins with calcareous, silty ooze. Above, follows a series of muddy sediments rich in fossils (p. 147) mainly of a subarctic to cold-temperate flora. The organic detritus decreases upwards and the sediment grades into pure sand. A thin bed of till of local and northwesterly origin covers the sediments.

Other sediments in the region contain gravel derived of the weathering of granite, glacial clay and — most common — gravel of probably glaciofluvial genesis. The last-mentioned deposits would have been interpreted as late-glacial ice-contact deposits, but for the close resemblance with the Pilgrimstad deposits with the exception of the fossil-bearing series. Similarity in level and lithology make correlation at least possible.

The Pilgrimstad deposits suggest the following geological history: First, ice spread from the northwest and covered the region. Previously weathered material was redeposited, probably in connection with the retreat of this ice. Subsequently, the upper gravel was deposited by meltwater from the receding ice. During the following ice-free stage the basin was occupied by a large lake in which shore deposits and calcareous ooze accumulated. A subarctic flora invaded the region; farther towards the Baltic coast there was probably a more temperate flora. The climatic and biological conditions at this stage are discussed below. At the end of the ice-free period the flora was of more arctic type and there are indications (ice-wedge casts) of permafrost. The region was again invaded by ice from the northwest during the main glaciation covering the whole country. At its advance some of the glaciofluvial sediments in the region were deposited. On retreating dead-ice was left in the Revsund basin.

STRÖMS VATTUDAL. In the valley of Ströms Vattudal there is a more or less coherent cover of sediments along the valley sides. The majority of the sediments are composed of silts and sands. The section in Fig. 7 shows the most important part of the complete stratigraphy. In most outcrops only the upper part of the stratigraphy can be observed, especially the uppermost glaciofluvial gravel and sand. The complete stratigraphy begins with till and glaciofluvial gravel derived from the northwest. The gravel grades upwards into sand which is covered with varved clay, the thickest varves being those at the bottom. Then follow sandy to clayey, probably non-glacial sediments. These are covered by a second varved clay, with the thickest silty varves on top. The uppermost varve grades into sand and then into thick glaciofluvial gravel. A till of mainly northwesterly origin covers these strata.

The interpretation proposed here requires that the lower gravel and clay were deposited in front of receding ice in a manner typical of late-glacial sediments. The non-glacial bed represents an ice-free stage (interstadial). The uppermost sequence was deposited in front of an advancing ice sheet; first the clay as distal deposits, and then the coarser sediments when the ice came closer. Finally lateral terraces (the upper gravel) were formed between the advancing ice lobe and the valley sides. The ice then covered the whole area. On retreating dead-ice was left in the valley. This is a development very similar to the one in the Storsjö region.

THE STORÅ REGION IN CENTRAL JÄMTLAND. In the flat-lying area between Ströms Vattudal and the Storsjö basin there occur scattered localities with till-covered gravel and sand. Without evidence from neighbouring areas the sediments would probably be interpreted as formed subglacially from dead-ice; however, some observations favour a different explanation. The fact that there has been an ice-free period in the surroundings makes it probable that some sediments were deposited in the Storå area also. Because of the topographic conditions such sediments could be expected to be more coarse-grained. Greater consolidation, and the types of disturbances favour an interstadial interpretation, and this is supported by the occurrences of some little known submorainic clay.

THE FLÅSJÖ REGION, east of Ströms Vattudal, has scattered localities with gravel, sand and clay under the superficial till. The sediments are little known but a general consideration makes it probable that they represent an ice-free stage with a glacial history comparable with that in Ströms Vattudal.

OTHER LOCALITIES IN NORTHERN AND EASTERN JÄMTLAND occur, where there is gravel or sand under the till. Most of them are probably subglacial deposits. In some cases an interpretation similar to the one proposed for Ströms Vattudal is possible although by no means certain.

THE REGION OF LJUNGAN—ÄLDÅN. Three localities with rather widespread sand and gravel, overlain by till, could be interpreted as subglacial deposits. However, the evolution outlined for the Storsjö region demands a deposition of sediments in front of advancing ice both in the Ljungan valley and at the outlet southwards from the Storsjö basin. The localities under consideration may represent such deposits, but there is no conclusive evidence supporting this explanation.

THE LJUSNAN VALLEY. Sand and gravel underlying a, sometimes thick, till bed, occur along the River Ljusnan in several localities, notably at the outlets of lakes. Some of the occurrences are certainly subglacial deposits, others may well be interpreted to accord with the hypothesis proposed for the Storsjö region. The evidence is not conclusive.

OTHER LOCALITIES IN WESTERN JÄMTLAND. Scattered localities occur with submorainic silt, sand and gravel. These are most probably all explained as subglacial or ice-contact deposits.

CORRELATION OF THE REGIONS. In outline, the development indicated in the regions described above is as follows:

The oldest recognisable ice sheet invaded the province from the mountains in the northwest. Recession of this ice left the country outside the mountains ice free. During this non-glacial stage most of the submorainic sediments treated here were deposited. Some of them were formed at the retreat of the old ice; a few are unrelated to ice, being deposited in the main part of the interval. The majority were deposited in front of a second ice sheet invading the province from the mountains. As the ice advanced lakes were dammed up, and in them, fine-grained material was deposited. When the ice came closer, coarser sediments were deposited as eskers and lateral terraces and finally the ice covered the sediments. Within this younger ice sheet most of the well-known ice movements and shifting of ice divides took place.

Some of the submorainic sediments fall into the late-glacial category, being deposited as subglacial or ice-contact material during the melting of this ice. Many of the sediments have an uncertain genesis. They can be explained by the general theory proposed here, but there is no conclusive evidence, and they might well be late-glacial.

In this theory it is concluded that there was only one major ice-free stage. There is no final proof of this, but in general a theory becomes less likely with assumption of more than one ice-free interval. Strong evidence is needed to make a theory of more such periods probable. There follows here a discussion of the age of the period assumed.

Age of the submorainic sediments (p. 207)

SUMMARY OF POSSIBLE PERIODS. Because fossils are very rare in the submorainic sediments their dating is difficult. Their substratum of till and glacially polished bedrock requires that they cannot be pre-glacial. Very strong evidence is needed to suggest an interglacial or interstadial age older than the Eemian interglacial. Such evidence is lacking, and therefore only the possibility of the latter and younger stages will be discussed.

1) The Eemian interglacial. This is characterized in Europe outside Scandinavia by climatic conditions at least as warm as during the post-glacial climatic optimum. The Swed-

ish so-called "interglacial" deposits indicate colder conditions, but these should be omitted from the discussion because their Eemian age is not established (cf. p. 261). From outside Scandinavia it is known that during the Eemian interglacial a previosly arctic flora was replaced by forests of spruce and birch, and then by a thermophilic vegetation characterized by, for instance, hazel. This was in its turn replaced by a more temperate and finally an arctic vegetation.

2) Interstadials during the earlier part of the Weichselian glaciation. In Denmark (and other countries) two interstadials have been defined (see Andersen 1961) that should be noted in this connection, the Rodebaek and the Brörup. The former has been dated with radiocarbon at about 64000 BP. This period was rather short and characterized by a mean annual temperature about 5° C below the present. The vegetation in Denmark had a subarctic character. The Brörup interstadial, dated at about 59000—49000 BP, had a temperature only 2° C below the present. The vegetation in Denmark included pine, spruce, birch, larch forest. A similar vegetation possibly grew in southern Scandinavia. After the Brörup interstadial there has certainly been no interstadial long and warm enough to cause a deglaciation of Central Scandinavia.

Interstadial(s) have been identified by other criteria elsewhere. Ljungner's (1943, 1949) two glaciations have already been mentioned and the well-known discussion in the European literature of the possible bipartition of the Weichselian glaciation (see, e.g., Soergel 1937, Woldstedt 1962) should be observed. The interstadials defined in these three ways could be interrelated.

3. Late-glacial interstadials. The interstadials known from southern Scandinavia, especially the Alleröd period, cannot possibly be correlated with the deglaciation of the Jämtland area. The sediments and chronology, based on varve measurements in central and northern Sweden have shown no signs of an important interstadial with ice retreat and readvance during this glacial episode.

In spite of this G. Frödin (1954) developed the theory of a so-called epiglacial ice advance, which, according to his dating, should have taken place at about 7400—7100 BC. Evidence for this hypothesis included a) glacial striae, b) the stone material in the till, c) regenerated ice-lake beaches, d) ice margin phenomena, e) G. De Geer's (1940) connection of the varves at Vålbacken (locality 79) with his general time scale, f) the submorainic deposits discussed in this paper. In the description accompanying the map of the Quaternary deposits in Jämtland to be published (SGU, Ca 45) the following observations are made: a) The "epi-glacial" striae exist but do not prove an advance of the ice and have not the regional distribution assumed in Frödin's theory. They sometimes indicate movement towards the final ice divide which requires an explanation other than an ice advance. b) The stone material in the till only proves that ice moved in certain directions but tells nothing of an advance. c) Regenerated beaches are common features at ice-dammed lakes and do not prove that the lakes were dammed up at very different times. Furthermore, most evidence indicates that no open lakes existed in the area in question. The features observed are probably ice-margin phenomena. d) Ice-margin phenomena exist both inside and outside the assumed epiglacial ice border line. e) The connection of the varves mentioned is very doubtful — and the fossils in the clay give infinite radiocarbon age. f) The submorainic sediments are thus the only remaining evidence. If the following discussion fails to support Frödin's theory, it must be abandoned.

4. Late-glacial oscillations of the ice margin. These must be very large and wide-spread to account for the submorainic sediments. Geochronological investigations (Borell a. Offerberg 1955; Lidén 1913; Järnefors 1963; Hörnsten 1964) clearly show that such major oscillations did not take place. Furthermore, the general picture in late-glacial time is that of a rather stagnant, inactive ice sheet.

METHODS OF DATING THE SEDIMENTS. Provided that the correlation of the localities in the preceding chapter is correct the following observations can be used for dating the submorainic sediments:

1. The regional distribution of the sediments shows that the ice-free stage cannot have been insignificant. If the rate of ice recession was of the same order of magnitude as in late-glacial time, the ice-free stage must have had a duration not shorter than 1000 years. This requires that it cannot have been late-glacial. The distribution does not favour so long a period as that of an interglacial, but is no evidence against such an assumption. An interstadial is more probable.

2. The petrographic character of the sediments shows that glacial conditions prevailed during most of the ice-free stage. This fact favours interstadial rather than an interglacial deposition.

3. The material of the upper till indicates that most of the ice movements known took place a f t e r the ice-free stage. This indicates either an interglacial or an interstadial before the maximum of the Weichselian glaciation.

4. The number of varves in the glacial clays gives a minimum duration of at least 300—400 years for the part of the period dominated by glacial conditions. To this must be added an unknown length of time during non-glacial sedimentation. Because the non-glacial sediments represent a minor period, an interstadial rather than an interglacial is indicated, but the interstadial is too long to be late-glacial.

5. The pollen diagram from Pilgrimstad (Fig. 46) clearly shows an evolution of the vegetation from subarctic to temperate and back to subarctic. Particularly notable are the curves for herbs and shrubs. Together they indicate that the vegetation in the Pilgrimstad area at the climatic optimum of the ice-free stage was an open forest of birch with some tundra heath. Possibly the birch forest became more scattered close to the beach where the sediments were deposited. The nearest conifer forests were probably no closer than the Baltic coast, SE of Pilgrimstad.

By comparison with pollen diagrams from post-glacial sequences, the Pilgrimstad diagram indicates a colder climate than the present. The difference between the optimum of the ice-free stage and the post-glacial optimum is still greater. A tentative comparison with present-day isotherms and vegetation suggests that the temperature at the optimum in the period under consideration was some 2 or 3 degrees lower than today. An extrapolation southwards indicates that such conditions agree well with those outlined by Andersen (1961) for the Brörup interstadial.

A discussion of this type must imply a number of very uncertain assumptions. Nevertheless, the Pilgrimstad diagram favours an interstadial rather than a warm interglacial of the Eemian type.

6. The micro- and macrofossils were briefly listed above. Altogether the material indicates subarctic conditions; thus an interstadial is more probable than an interglacial of the Eemian type. It is possible that only the fossils from the cooler parts of a warm interglacial have been preserved, but no supporting evidence has been found.

7. The material has proved excessive for the Carbon 14 method, thus establishing an age greater than 40000 BP for the sediments. Only in the case of Pilgrimstad were the sediments themselves dated. In other cases the fossils are redeposited and the sediments can theoretically be younger. However, the radiocarbon data available indicate a high age, thus favouring an interglacial, or an early Weichselian interstadial.

A summary of points 1—7 (Table, p. 225) shows that no lines of evidence support a late-glacial (including epiglacial) interpretation and five contradict it. Four of the points support the hypothesis of an early Weichselian interstadial and none contradicts it.

Only one factor contradicts an interglacial theory but none give such a theory direct support.

POSITION OF THE SUBMORAINIC SEDIMENTS IN THE QUATERNARY TIME-SCALE. It has been shown above that the submorainic sediments were most probably deposited during an early Weichselian interstadial. All evidence in Jämtland indicates that this interstadial is the stage between the two glaciations defined by Ljungner and that there is no evidence for any other important ice-free stage. Thus it is also most probable that the stage identified corresponds to the bipartition of the glaciation discussed on the European continent.

Correlation of the sediments in Jämtland with other deposits outside the province, especially the locality of Gallejaure in Västerbotten (Magnusson 1962), indicates that the interstadial was an important stage with general deglaciation of Scandinavia at least outside the mountain range. It is not discussed in this paper whether interstadial is an appropriate term for a stage with such an extensive deglaciation or if it should be called interglacial. The term interstadial here only means "an ice-free stage" in this case younger than the Eemian interglacial.

The correlations within Jämtland and with the Gallejaure deposit indicate that during the interstadial there was an extensive tundra zone in northern Scandinavia. This reached to the edge of the mountains, which themselves were possibly glaciated. At some distance from them, probably in eastern Jämtland and along the northern coast of the Baltic, the tundra was gradually replaced by a zone of birch forest. Conifer forests grew in southern Sweden and may have reached the latitudes of Jämtland along the coast. Inland they did not reach Jämtland. The climatic conditions and vegetation agree well with those found by Andersen (1961) for the Brörup interstadial and a correlation is possible but needs more evidence to be established. A correlation with the Eemian interglacial is highly improbable for it would imply an extremely steep temperature gradient and rapid change in vegetation from the warm Eemian conditions in the eastern and southern parts of the Baltic region to the Scandinavian mountains.

Submorainic deposits in other regions (p. 228)

A tentative application of the results from Jämtland has been made to some other deposits in northern Sweden.

THE SO-CALLED "INTERGLACIAL" DEPOSITS have recently been thoroughly discussed by G. Lundqvist (1960, 1964). On basis of the data published by him and earlier authors most of the localities described can be correlated with the Jämtland interstadial rather than the Eemian interglacial. The zonation shown by G. Lundqvist (e.g. 1964, Figs 16 and 17) correlates better with the climatic conditions during the interstadial. An exception is the locality Bollnäs, which is probably an Eemian deposit. The locality Ryggesbo also is very uncertain. The northern localities correlate particularly well with the interstadial. The southern ones may be correlatable with the Eemian but an interstadial age seems more likely. Some evidence supporting these views include:

a. The localities show the same zonation of vegetation as outlined above. b. The almost complete absence of conifer pollen in the northern localities shows that such forests must have been very distant and c. the pollen of thermophilic species is not frequent even in the southern localities.

It must be emphasized that the reason for the earlier interpretation of these localities as interglacial depended only on the definition of terms, and was based on the assumption of a rather simple model for Pleistocene evolution, with well-defined interglacials and glaciations. With this model the alternative to an interglacial was a short warming of the climate. Interstadials under this definition could easily be rejected. The hypothesis

suggested here places greater emphasis on the interstadials and implies that differences between interglacials and interstadials are not clearly defined.

ISOLATED MAMMOTH REMNANTS have been found embedded in different types of sediments in north Sweden. They may all be related to the Jämtland interstadial. Nothing contradicts such an assumption but there is no conclusive evidence.

SUBMORAINIC SEDIMENTS LACKING ORGANIC MATERIAL occur in many places in north Sweden. Some of them may be interpreted as late-glacial oscillation deposits but in general they indicate glacial activity which does not fit the regional pattern. It is therefore probable that many of these deposits derive from the same interstadial, although this cannot yet be proved. This is especially clear in the case of the rather thick sediments in Västerbotten, many of which were described by Granlund (1943).

Litteratur

AÖS = Atlas över Sverige, utg. av Svenska Sällsk. f. Antropologi o. Geografi.
GFF = Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.
SGU = Sveriges Geologiska Undersökning.

Aario, Leo, 1940: Waldgrenzen und subrezenten Pollenspektren in Petsamo Lappland. — Ann. Acad. Scient. Fennicæ, Ser. A, 54, nr 8.

— 1944: Über die pollenanalytischen Methoden zur Untersuchung von Waldgrenzen. — GFF, 66.

Aario, Risto, 1966: Kiselgur in fluvioglazialen Ablagerungen in Haapajärvi in Ostbottnien. — Bull. Comm. Géol. Finlande, 222.

Ahlmann, Hans W:son, 1914: Hufvuddragen af nedre Indalens morfologi. — Ymer, 34.

— 1924: Ragundasjöns geomorfologi i "Ragundasjön. En geomorfologisk, geokronologisk, växtgeografisk undersökning av H. W:son Ahlmann, C. C:zon Caldenius och R. Sandegren". — SGU, Ca 12.

Andersen, Svend Th., 1957: New Investigations of Interglacial Fresh-Water Deposits in Jutland. A Preliminary Report. — Eiszeitalter u. Gegenw., 8.

— 1961: Vegetation and its Environment in Denmark in the Early Weichselian Glacial (Last Glacial). — DGU, II R., 75.

—, de Vries, Hl. and Zagwijn, W. H., 1960: Climatic change and radiocarbon dating in the Weichselian Glacial of Denmark and the Netherlands. — Geol. en Mijnbouw, 39.

Andersson, Gunnar, 1897: Den centraljämtska issjön. — Ymer, 17; och SGU, C 166.

— 1897 a: Några anmärkningar om den Centraljämtska issjön. — GFF, 19.

— 1904: Om de fysiskt-geografiska förutsättningarna för bebyggelsen inom några af Jämtlands fjälltrakter. — Ymer, 24.

Asklund, Bror, 1936: Frösöns submoräna avlagringar. Preliminärt meddelande. — SGU, C 402.

AUROLA, ERKKI, 1949: Über die Verbreitung submoräner Sedimente als Widerspiegelung der Bewegungen des Inlandeises. — Bull. Comm. Géol. Finlande, 144: 5.

BESKOW, G., 1935: Praktiska och kvartärgeologiska resultat av grusinventeringen i Norrbottens län. Föredragsref. — GFF, 57.

BORELL, RAGNAR och OFFERBERG, JAN, 1955: Geokronologiska undersökningar inom Indalsälvens dalgång mellan Bergeforsen och Ragunda. — SGU, Ca 31.

BRANDER, GUNNAR, 1937: Ein Interglazialfund bei Rouhiala in Südostfinnland. - Bull. Comm. Géol. Finlande, 118.

— † 1941: Neue Beiträge zur Kenntnis der interglazialen Bildungen in Finnland. — *Ibid.*, 128.

BROTZEN, F., 1961: An Interstadial (Radiocarbon Dated) and the Substages of the Last Glaciation in Sweden. — GFF, 83.

CALDENIUS, CARL C:ZON, 1924: Ragundasjöns stratigrafi och geokronologi i "Ragundasjön. En geomorfologisk, geokronologisk, växtgeografisk undersökning av H. W:son Ahlmann, C. C:zon Caldenius och R. Sandegren". — SGU, Ca 12.

CARLZON [CALDENIUS], CARL, 1909: Några iakttagelser angående isdelaren i Jämtland. — GFF, 31.

— 1913: Inlandsisens recession mellan Bispgården och Stugun i Indalsälfvens dalgång i Jämtland. — GFF, 35.

COOPE, GEOFFREY RUSSELL, 1962: A Pleistocene coleopterous fauna with arctic affinities from Fladbury, Worcestershire. — Quat. J. Geol. Soc. London, 118.

— and SANDS, C. H. S., 1966: Insect faunas of the last glaciation from the Tame Valley, Warwickshire. — Proc. Royal Soc., B, 165.

DE GEER, EBBA HULT, 1958: L'étage de Cochrane en Suède. — Cahiers Géol., 48.

DE GEER, GERARD, 1888: Om isdelarens läge under Skandinaviens begge nedisningar. — GFF, 10; och SGU, C 101.

— 1909: Dal's Ed. Some stationary Ice-borders of the last Glaciation. — GFF, 31.

— 1940: Geochronologia Suecica Principles. — K. Sv. Vet.-Akad. Handl., 3:e ser., Bd 18, N:o 6.

DE VRIES, H., BARENDSEN, G. W. and WATERBOLK, H. T., 1958: Groningen Radiocarbon Dates II. — Science, 127.

EKSTRÖM, GUNNAR, 1940: Några huvuddrag i Medelpads geologi. — Sv. Gods o. Gårdar, 35.

ENEROTH, OLOF †, 1951: Undersökning rörande möjligheterna att i fossilt material urskilja de olika *Betula*-arternas pollen. — GFF, 73.

ENGSTRAND, LARS G., 1965: Stockholm Natural Radiocarbon Measurements VI. — Radiocarbon, 7.

ERDTMAN, GUNNAR, 1959: De kvartära klimatcyklerna och övervintringshypotesen. — Svensk Naturvetenskap 1959.

ERIKSON [HALDEN], BERTIL, 1912: En submorän fossilförande aflagring vid Bollnäs i Hälsingland. — GFF, 34.

ERIKSSON, K. GÖSTA and OLSSON, INGRID U., 1963: Some problems in connection with C^{14} dating of tests of Foraminifera. — Bull. Geol. Inst. Upsala, 42.

FEGRÆUS, TORBERN, 1890: Om de lösa jordaflagringarna i några af Norrlands elfdalar. — GFF, 12; och SGU, C 114.

FERRIANS, OSCAR J. JR, 1963: Glaciolacustrine diamicton deposits in the Copper River Basin, Alaska. — U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 475—C.

FLINT, RICHARD FOSTER, 1929: The stagnation and dissipation of the last ice sheet. — — Geograph. Review, 19.

— 1933: Late-Pleistocene sequence in the Connecticut valley. — Bull. Geol. Soc. Am., 44.

FRIES, MAGNUS, 1956: Bensjöområdet i skogshistorisk belysning. En pollenanalytisk undersökning från södra Jämtland. — Norrl. Skogsvårdsförb:s Tidsskr. 1956.

FROMM, ERIK, 1938: Geochronologisch datierte Pollendiagramme und Diatoméenanalysen aus Ångermanland. — GFF, 60.

— 1951: Efterskrift [till ENEROTH 1951]. Litteraturuppgifter angående storleksstatistik för pollendiagnoser. — GFF, 73.

— 1960: An Interglacial peat at Ale near Luleå, northern Sweden. — SGU, C 574.

— 1965: Beskrivning till jordartskarta över Norrbottens län nedanför lappmarksgränsen. — SGU, Ca 39.

FRÖDIN, GUSTAF, 1913: Bidrag till västra Jämtlands senglaciala geologi. — SGU, C 246.
— 1914: Glacialgeologiska studier i nordvästra Jämtland. — SGU, C 253.
— 1914 a: Några glacialgeologiska frågor inom våra sydliga fjälltrakter. Ett arbetsprogram och en kritik. — GFF, 36.
— 1916: Ett par nyare svenska mammutfynd. — GFF, 38.
— 1925: Studien über die Eisscheide in Zentralskandinavien. — Bull. Geol. Inst. Upsala, 19.
— 1954: De sista skedena av Centraljämtlands glaciala historia. — Geographica, 24.
— 1954 a: The distribution of late glacial subfossil sandurs in northern Sweden. — Geograf. Ann., 36.

GAVELIN, AXEL, 1906: Några iakttagelser rörande istidens sista skede i trakten NV om Kvikkjokk. — GFF, 28.
— 1910: De isdämda sjöarna i Lappland och nordligaste Jämtland i "Norra Sveriges issjöar. En sammanställning af hittills gjorda undersökningar af Axel Gavelin och A. G. Högbom". — SGU, Ca 7.
— 1935: Ett nytt mammutfynd. — GFF, 57.

GJESSING, JUST, 1960: Isavsmeltningstidens drenering. Dess forløp og formdannende virkning i Nordre Atnedalen. Med sammenlignende studier fra Nordre Gudbrandsdalen og Nordre Østerdalen. — Ad Novas, 3.

GOLDTHWAIT, R. P., 1956: Study of ice cliff in Nunatorssuaq, Greenland. — Ohio State Univ. Res. Found., Project 636, Rpt. 17.

GRANLUND, ERIK †, 1943: Beskrivning till jordartskarta över Västerbottens län nedanför odlingsgränsen. — SGU, Ca 26.

GRIP, ERLAND, 1949: Ett fynd av submoräna, växtförande avlagringar vid Boliden. — GFF, 71.

HALDEN, BERTIL E:SON, 1915: Det interglaciala Bollnäsfyndets stratigrafi. — GFF, 37.
— 1917: Om torvmossar och marina sediment inom Norra Hälsinglands litorinaområde. — SGU, C 280.
— 1948: Nya data rörande det interglaciala Bollnäsfyndet. — SGU, C 495 [i SUNDIUS och SANDEGREN 1948].

HEINTZ, A., 1966: New radio carbon (C^{14}) age determinations of mammal remains from the permafrost in Siberia. — Norsk Geol. Tidsskr., 46.
— and GARUTT, V. E., 1965: Determination of the absolute age of the fossil remains of mammoth and wolly rhinoceros from the permafrost in Siberia by the help of radio carbon (C^{14}). — *Ibid.*, 45.

HELLAAKOSKI, A., 1930: On the Transportation of Materials in the Esker of Laitila. — Fennia, 52.

HOLDAR, CARL-GUSTAV, 1957: Deglaciationsförloppet i Torneträsk-området. — GFF, 79.

HOPPE, GUNNAR, 1948: Isrecessionen från Norrbottens kustland i belysning av de glaciala formelementen. — Geographica, 20.
— 1960: Just Gjessing: *Isavsmeltningstidens drenering* ... Recension. — Norsk Geograf. Tidsskr., 17.
— 1963: Subglacial sedimentation with examples from northern Sweden. — Geograf. Ann., 45.

HULTÉN, E., 1950: Atlas över växternas utbredning i Norden. — Stockholm.

HÄGG, RICHARD, 1913: En ny lokal för submorän aflagring i Jämtland. – GFF, 35.

HÖGBOM, A. G., 1885: Praktiskt geologiska undersökningar inom Jemtlands län. I. Glaciala och petrografiska iakttagelser i Jemtlands län. — SGU, C 70.
— 1893: Om interglaciala aflagringar i Jemtland. — GFF, 15; och SGU, C 128.
— 1894: Praktiskt geologiska undersökningar inom Jemtlands län. IV. Geologisk beskrifning öfver Jemtlands län. — SGU, C 140.
— 1897: Om egendomliga jättegrytbildningar. — GFF, 19.
— 1897 a: Några anmärkningar om de isdämda sjöarna i Jemtland. — GFF, 19; och SGU, C 169.
— 1899: Om Ragundadalens geologi. — SGU, C 182.
— 1910: De centraljämtska issjöarna i "Norra Sveriges issjöar. En sammanställning af hittills gjorda undersökningar af Axel Gavelin och A. G. Högbom". — SGU, Ca 7.
— 1920: Geologisk beskrivning över Jämtlands län. Uppl. 2. — SGU, C 140.

HÖRNSTEN, ÅKE, 1964: Ångermanlands kustland under isavsmältningsskedet. *Preliminärt meddelande.* — GFF, 86.

— o. OLSSON, INGRID, 1964: En C^{14}-datering av glaciallera från Lugnvik, Ångermanland. — GFF, 86.

IVERSEN, J., 1936: Sekundäres Pollen als Fehlerquelle. - DGU, IV R., 2: 15.

JESSEN, KNUD and MILTHERS, V., 1928: Stratigraphical and Paleontological Studies of Interglacial Fresh-water Deposits in Jutland and Northwest Germany. — DGU, II R., 48.

JOHNSSON, GUNNAR, 1956: Glacialmorfologiska studier i södra Sverige. Med särskild hänsyn till glaciala riktningselement och periglaciala frostfenomen. — Medd. Lunds Geograf. Inst., Avh. 31.

JÄRNEFORS, BJÖRN, 1963: Lervarvskronologien och isrecessionen i östra Mellansverige. — SGU, C 594.

KLUTE, FRITZ, 1928: Die Bedeutung der Depression der Schneegrenze für eiszeitliche Probleme. — Z. Gletscherk., 16.

KULLING, OSKAR, 1945: Om fynd av mammut vid Pilgrimstad i Jämtland. — SGU, C 473.
— 1967: Yttrande med anledning av J. Lundqvists föredrag "Submoräna sediment i Jämtland". — GFF, 89.

LIDÉN, R., 1911: Isafsmältningen och den postglaciala landhöjningen i Ångermanland. — GFF, 33.
— 1913: Geokronologiska studier öfver det finiglaciala skedet i Ångermanland. — SGU, Ca 9.
— 1938: Den senkvartära strandförskjutningens förlopp och kronologi i Ångermanland. — GFF, 60.

LINDKVIST, ÅKE och SVENSSON, SVEN, 1957: Glacialmorfologiska studier i Gysenområdet i nordvästra Jämtland. — Geographica, 31.
— 1957 a: Baltiska deltabildningar i Dysjöåns dalgång mellan Ånge och Bräcke. — *Ibid.*, 31.

LINDROTH, CARL H., 1948: Interglacial Insect Remains from Sweden. - SGU, C 492.

LJUNGNER, ERIK, 1943: Isdelarstudier vid polcirkeln. — GFF, 65.
— 1945: Den sista nordiska nedisningens förlopp. — GFF, 67.
— 1949: East-west balance of the Quaternary ice caps in Patagonia and Scandinavia. — Bull. Geol. Inst. Upsala, 33.

LUNDQVIST, G., 1933: Jordlagren i "Beskrivning till kartbladet Grängesberg av N. H. Magnusson och G. Lundqvist". — SGU, Aa 177.
— 1935: Blockundersökningar. Historik och metodik. — SGU, C 390.
— 1937: Jordlagren i "Beskrivning till kartbladet Smedjebacken av G. Lundqvist och S. Hjelmqvist". — SGU, Aa 181.
— 1941: En lokalglaciation i Övre Dalarna. — GFF, 63.
— 1943: Norrlands jordarter. — SGU, C 457.
— 1948: Blockens orientering i olika jordarter. — SGU, C 497.
— 1951: Beskrivning till jordartskarta över Kopparbergs län. — SGU, Ca 21.
— 1955: Stocken i Öje. Ett säkert interglacialfynd. — GFF, 77.
— 1957: C14-analyser i svensk kvartärgeologi 1955—57. — SGU, C 557.
— 1959: C14-daterade tallstubbar från fjällen. — SGU, C 565.
— 1960: The Interglacial Ooze at Porsi in Lapland. — SGU, C 575.
— 1961: Beskrivning till karta över landisens avsmältning och högsta kustlinjen i Sverige. — SGU, Ba 18.
— 1963: Beskrivning till jordartskarta över Gävleborgs län. — SGU, Ca 42.
— 1964: Interglaciala avlagringar i Sverige. — SGU, C 600.

LUNDQVIST, JAN, 1952: Bergarterna i Dalamoränernas block- och grusmaterial. — SGU, C 525.
— 1955: Interglacialfyndet vid Boliden. — GFF, 77.
— 1957: Övre Klarälvsdalens kvartärgeologi. — SGU, C 550.
— 1958: Beskrivning till jordartskarta över Värmlands län. — SGU, Ca 38.
— 1959: Issjöar och isavsmältning i östra Jämtland. — SGU, C 573.
— 1962: Patterned ground and related frost phenomena in Sweden. — SGU, C 583.
— 1964: Jordarterna inom Offerdals socken. — En bok om Offerdal. III. Östersund.
— 1964 a: Preliminary Results of Geochronological Investigations in Jämtland. — GFF, 86.

LUNDQVIST, JAN, 1965: The Quaternary of Sweden. — The Geologic Systems. The Quaternary, 1. New York—London—Sydney.
— 1967: Submoräna sediment i Jämtland. Ref. — GFF, 89.
MAGNUSSON, E., 1962: An Interglacial or Interstadial Deposit at Gallejaure, Northern Sweden. — GFF, 84.
MAGNUSSON, N. H., THORSLUND, P., BROTZEN, F., ASKLUND, B. och KULLING, O., 1962: Beskrivning till karta över Sveriges berggrund. — SGU, Ba 16.
MANNERFELT, CARL, 1940: Glacial-morfologiska studier i norska högfjäll. — Norsk Geograf. Tidsskr., 8.
— 1945: Några glacialgeologiska formelement och deras vittnesbörd om inlandsisens avsmältningsmekanik i svensk och norsk fjällterräng. — Geograf. Ann., 27.
MILLER, URVE, 1964: Diatom floras in the Quaternary of the Göta River valley (western Sweden). — SGU, Ca 44.
MUNTHE, H., 1890: Sedimentära fossilförande bildningar öfverlagrade af morän. — GFF, 12.
– 1904: Om den submoräna Hernögyttjan och dess ålder. — GFF, 26.
– 1909: Härnö-gyttjan ännu en gång. — GFF, 31.
– 1910: Preliminary list of plant remains found in the Hernö gyttja. — GFF, 32.
— 1946: Nya bidrag till kännedomen om Härnögyttjan. — SGU, C 481.
MÖLLER, HANS, 1959: Från nordostis till lågbaltisk is. En glacialgeologisk studie i sydvästra Skåne. — SGU, C 566.
NILSSON, ERIK, 1960: Södra Sverige i senglacial tid. — GFF, 82.
— 1960 a: The Recession of the Land-Ice in Sweden during the Alleröd and the Younger Dryas Ages. — Int. Geol. Congress. Rpt. XXI Session, Norden 1960, IV.
NØRVANG, AKSEL, 1943: Profiler gennem Flydejord i Jylland. — Medd. Dansk Geol. Fören., 10.
OLSSON, INGRID, 1960: Uppsala Natural Radiocarbon Measurements II. — Am. J. Science Radiocarbon Suppl., 2.
VON POST, L., 1915: Yttrande med anledning av Th. G. Halles föredrag om Jämtlands kalktuffer. — GFF, 37.
— 1918: Ett finiglacialt granfynd i södra Värmland. Ref. — GFF, 40.
– 1944: Pollenstatistiska perspektiv på Jordens klimathistoria. — Ymer, 64.
ROOS, TAGE, 1956: Ammerån och Solbergsvattnet. — Sveriges Natur. Sv. Naturskyddsfören:s Årsb., 47.
SANDEGREN, R., 1950: Mammutfynden från Ramsele och Sollefteå. — GFF, 72.
– 1964: The Interglacial deposit at Långsele. — GFF, 85.
SCHMID, JOSEF, 1955: Der Bodenfrost als morphologischer Faktor. — Heidelberg.
SCHMITZ, HEINZ, 1955: Die pollenanalytische Gliederung des Postglazials im nordwestdeutschen Flachland. — Eiszeitalter u. Gegenw., 6.
SOERGEL, W., 1937: Die Vereisungskurve. — Berlin.
STRANDMARK, P. W., 1885: Om rullstensbildningarne och sättet, hvarpå de blifvit danade. — Redog. H. Allm. Läroverket Helsingborg läsåret 1884—85.
SUNDIUS, N. och SANDEGREN, R., 1948: Interglacialfyndet vid Långsele. — SGU, C 495.
SZAFER, W., 1953: Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej (Pleistocene Stratigraphy of Poland from the Floristical Point of View). — Rocznik polski. towarz. geol., 22.
THORARINSSON, SIGURDUR, 1939: Vatnajökull. Scientific Results of the Swedish-Icelandic Investigations 1936—37—38. Chapter IX. The ice dammed lakes of Iceland with particular reference to their values as indicators of glacier oscillations. — Geograf. Ann., 21.
THORSLUND, PER, 1938: Växtfynd i leran vid Vålbackens tegelbruk i Jämtland. – GFF, 60.
— 1939: Kvartärgeologiska iakttagelser inom östra Storsjöområdet i Jämtland. — SGU, C 429.
— 1953: Yttrande med anledning av B. Asklunds föredrag "Några kvartärgeologiska iakttagelser i Ljusnans vattenområde". — GFF, 75.
— 1957: Mammutfynd i Lerdal, Rättvik. — GFF, 79.
— 1966: Nytt fynd av mammut i Sverige. — GFF, 88.

TULLSTRÖM, HELGE, 1954: Kvartärgeologiska studier inom Rönneåns dalbäcken i nordvästra Skåne. — SGU, C 530.

TUNBERG, TORSTEN, 1957: Landö-issjön i mellersta Jämtland. — Geographica, 31.

WADELL, HAKON, 1936: Volume, Shape, and Shape position of Rock Fragments in Openwork Gravel. — Geograf. Ann., 18.

WENNBERG, GUNNAR, 1949: Differentialrörelser i inlandsisen. Sista istiden i Danmark, Skåne och Östersjön. — Medd. Lunds Geol.-Mineral. Inst., 114.

WIENBERG RASMUSSEN, H., 1963: Gletschernes og inlandsisens bevægelse. — Naturens Verden 1963.

VIRKKALA, K., 1958: Stone counts in the esker of Hämeenlinna, southern Finland. — Bull. Comm. Géol. Finlande, 180.

WOLDSTEDT, PAUL, 1954: Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Nord-Deutschland. — Eiszeitalter u. Gegenw., 4/5.

— 1954 a: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. I. 2 Aufl. — Stuttgart.

— 1962: Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. — Eiszeitalter u. Gegenw., 13.

—, REIN, U. und SELLE, W., 1951: Untersuchungen an nordwestdeutschen Interglazialen. — *Ibid.*, 1.

ZAGWIJN, W. H., 1961: Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Part I: Eemian and Early Weichselian. — Mem. Geol. Found. Netherlands, Nieuwe Ser., 14.

ZNAMENSKAJA, O. M., 1959: Стратиграфическое положение мгинских морских отложений [The stratigraphic position of the marine deposits in the valley of the Mga river]. — Doklady Akad. Nauk. SSSR, 129: 2.

ÅNGSTRÖM, ANDERS, 1953: Temperatur, humiditet. — AÖS, 25–26.

ÄNGEBY, OLOF, 1947: Landformerna i nordvästra Jämtland och angränsande delar av Nord-Tröndelag. — Medd. Lunds univ. geograf. inst., Avhandl. XII.

— 1951: Subglaciala och interglaciala sediment vid nedre Ströms Vattudal. — Sv. Geograf. Årsb., 27.

— 1951 a: Dubbla moräner och submoräna sediment i Ångermanälvens övre flodområde. — GFF, 73.

ÖSTER, JOH. R., 1932: Glacialgeologiska iakttagelser inom Ljungans vattenområde. — GFF, 54.

ÖSTLUND, H. GÖTE, 1959: Stockholm Natural Radiocarbon Measurements II. — Am. J. Science Radiocarbon Suppl., 1.

ÖSTMAN, C. J., WALLÉN, C. C. och ÅNGSTRÖM, ANDERS, 1953: Snö, hagel, åska, årsnederbörd, årets medeltemperatur. — AÖS, 31—32.

PRIS 25 KRONOR

Distribution
SVENSKA REPRODUKTIONS AB
FACK VÄLLINGBY 1

Klippan 1967 — Ljungbergs Boktryckeri AB